

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Дальневосточный геологический институт

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
ПРИМГЕОЛКОМ
Федеральное Государственное Унитарное геологическое предприятие
«Приморская поисково-съёмочная экспедиция»

Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н.

**НИЖНЕМЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ
СИХОТЭ-АЛИНЯ**

ВЛАДИВОСТОК
ДАЛЬНАУКА
2000

УДК 551.7551.8551.763.1(1-925.17)

НИЖНЕМЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СИХОТЭ-АЛИНЯ / Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Владивосток: Дальнаука, 2000. 200 с. ISBN 5-7442-1227-2.

В книге подведены итоги изучения нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня, главным образом в пределах Приморского края. Приведена их обновленная региональная стратиграфическая схема, обоснованная ископаемыми органическими остатками, даны сведения о литологическом составе и реконструированы условия накопления, главным образом, морских отложений. Изложены также существующие взгляды на геодинамические обстановки седиментации. На основании строения и состава вулканогенно-осадочных образований Сихотэ-Алиня реконструированы обстановки окраинного моря на активной континентальной окраине западно-тихоокеанского типа, осложненной эпиокеаническими и эпиконтинентальными вулканическими дугами. В раннемеловом окраинном море описаны обстановки литорали, шельфа различной глубины, глубоководные - нижней части подводного склона и его подножия, бассейновой равнины и глубоководного желоба. Особо выделены океаническая седиментация и в бассейнах, сопряженных с вулканическими островными дугами. Книга иллюстрирована многочисленными литолого-стратиграфическими колонками, диаграммами фаціальными, тектоническими и другими схемами.

Для седиментологов, геологов широкого профиля, изучающих Тихоокеанский складчатый пояс.

Ил. 96, табл. 8, библи. 339.

Ключевые слова: нижний (ранний) мел, стратиграфия, морские вулканогенно-осадочные породы, ископаемая фауна и флора палеообстановки седиментации, континентальные окраины, островодужные системы, источники питания, палеотектонические и геодинамические обстановки.

LOWER CRETACEOUS DEPOSITS OF SIKHOTE-ALIN / P.V. Markevich, V.P. Kononov, A.I. Malinovsky, A.N. Philippov. Far Eastern Geological Institute. FEBRAS, 690022. Vladivostok-22, Prospect 100-letyia, 159. Vladivostok, Dalnauka, 2000. 200 p. ISBN 5-7442-1227-2.

In this book the results of the investigations of Early Cretaceous sediments of the Sikhote-Alin on the territory of Primorie region are summarised. Their new stratigraphical scheme has been proposed on the base of paleontological data and sedimentological information, the sedimentary conditions also have been reconstructed including the geodynamic aspects. In the marginal sea several sedimentary environments are distinguished as follows: the shallow water on the shelf of different deep, deep water sediments: of the lower marine slope and at its foot, of the basin plain, and of the deep trench floor are distinguished. Especially the sedimentation in the volcanic island arc-related basins and the oceanic one are distinguished.

It is intended for sedimentologists, geologists, for those who studies the Pacific folded belt.

Ill. 96, tabl. 8, bibl. 339.

Key words: Early (Lower) Cretaceous, stratigraphy, marine volcano-sedimentary rocks, burial fauna and flora, paleosedimentary settings, continental margins, volcanic arc systems, tectonic and geodynamic environments.

Ответственные редакторы: П.В. Маркевич, В.В. Голозубов

Рецензент А.Г. Аблаев

Утверждено к печати Ученым советом ДВГИ ДВО РАН

ISBN 5-7442-1227-2

© Дальнаука, 2000
© ДВГИ ДВО РАН, 2000
© Маркевич П.В., Коновалов В.П.,
Малиновский А.И., Филиппов А.Н.

ВВЕДЕНИЕ

Последние обобщающие работы по нижнемеловым отложениям Сихотэ-Алиня [32, 35, 214, 237, 238 и др.] опубликованы более десяти лет тому назад. Они посвящены биостратиграфии этих отложений, их возрастной корреляции и литологии, но содержат мало сведений об обстановках раннемеловой седиментации, особенно для Сихотэ-Алиня в целом. В результате геологических съемок и тематических исследований после выхода этих работ была получена обширная и важная стратиграфо-палеонтологическая и седиментологическая информация, часть которой опубликована, но, как правило, в разрозненных статьях, а много материалов не издано, и находясь в геологических фондах, доступно сравнительно узкому кругу геологов.

Притягательность мелового периода в том, что он не похож на наш, и в то же время в нем наши эволюционные корни. Это период бурных геологических и биологических событий, в ходе которых Земля и жизнь на ней начали приобретать современный облик, а также пробный камень для эволюционных гипотез и к тому же самая богатая кладовая нефти и газа [106].

К наиболее значимым событиям мелового периода несомненно относятся такие, как консолидация и гранитизация Тетического и Тихоокеанского подвижных поясов, самое обширное за всю геологическую историю формирование покровных систем с офиолитовыми, в том числе и крупнейшими, блоками, образование новых планетарных структур, таких как Тихоокеанский наземный вулканический пояс, островодужные системы обрамления Пацифики, система океанических хребтов и плато, крупнейшие базальтовые провинции океанов и континентов. Масштабы рудообразования, а также генерации углеводородов, образовавших крупнейшие в мире месторождения, соответствуют этим событиям. Более половины мировых запасов нефти и газа содержится в меловых отложениях. В течение мелового периода, благодаря процессам тектонической аккреции, по всему периметру Тихого океана намного увеличилась площадь континентов, к которым присоединились новые порции коры. Возникли новые литологические типы пород - кремнисто-карбонатные турбидиты, песчий мел, опоковая формация.

Меловые трансгрессии покрывали около 58 млн. км² современной суши, и в то же время около 20 млн. км² современного морского дна поднималось выше уровня моря. К меловому периоду, может быть, восходят и основные черты современного рельефа [106].

Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня вправе претендовать на особое место в геологическом строении и истории геологического развития этого региона, поскольку занимают более половины его площади (рис. 1), имеют суммарную мощность около 12 тыс. м и вместе с самыми нижними слоями верхнего мела слагают значительную часть складчатой структуры Сихотэ-Алиня, включая ее верхний структурный "этаж". Кроме того, на границе раннего и позднего мела произошло одно из главных тектонических событий геологической истории Сихотэ-Алиня - становление палеозойско-мезозойского жесткого каркаса этой складчатой системы, который в дальнейшем лишь видоизменялся и усложнялся, благодаря образованию Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса и кайнозойских впадин, а также движениям по разрывам, особенно по сдвигам. Среди нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня много фрагментов палеоостроводужных систем. Наконец, в них локализованы рудные, угольные и другие месторождения полезных ископаемых; они также перспективны в отношении углеводородов.

Поэтому всесторонний анализ нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня и его окружения, содержащих, как это будет показано в книге, богатую информацию о разнообразных раннемеловых и более древних геологических процессах, представляется авторам полезным для восстановления раннемеловой истории Тихоокеанского региона и Земли в целом.

Цель книги - ознакомить читателя с современными представлениями о стратиграфии, литологии и условиях накопления нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня, обрисовать состояние седиментологической изученности нижнемеловых отложений этого региона, обозначить существующие в ней проблемы и наметить пути их разрешения с позиций современных требований седиментологии. Однако в тех случаях, когда у авторов есть свое видение тех или иных процессов или событий они обосновали свою собственную позицию. Поэтому монографию следует рассматривать не только как обобщение и систематизация существующих взглядов, но и как попытку выбрать или предложить свои модели раннемелового развития Сихотэ-Алиня. Между тем, вопросы, касающиеся нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня, решаются либо традиционно, с позиций учения о геосинклиналях, либо в соответствии с идеями плитовой тектоники. В книге приводятся седиментологические и другие аргументы в пользу того и другого подхода.

Материал и выводы по нему изложены в следующем порядке. После "Введения" и глав I и II, где кратко изложены основные цели, которые преследует монография, и изученность нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня, следует глава III, основанная на материалах ее автора и многочисленных геологов Приморской поисково-съемочной экспедиции Примгеолкома Министерства природных ресурсов России. Глава написана целиком ведущим специалистом этой экспедиции, известным палеонтологом, знатоком морской макрофауны и стратиграфии нижнего мела В.П. Коноваловым. В главе приведен фактический лито- и биостратиграфический материал, главным образом, по Центральному и Южному Сихотэ-Алиню, административно относящимся к **Приморскому краю**, по которым у авторов есть свои данные по стратиграфии, палеонтологии и литологии. Подавляющая часть этого материала публикуется впервые. Глава IV написана по собственным седиментологическим исследованиям авторов - сотрудников лаборатории седиментологии Дальневосточного геологического института ДВО РАН с использованием данных В.П. Коновалова по экологии морской фауны, а также опубликованных материалов по

всему Сихотэ-Алиню и, немного, - по прилегающим частям Дальневосточного региона. В этой главе вначале выделены главные типы структурно-вещественных комплексов, а по ним - типы бассейнов седиментации. Особенно полно описаны островодужные и океанические бассейны. Затем реконструируются условия осадконакопления для каждого типа. Заканчивается глава IV обзором и анализом существующих взглядов на геодинамические обстановки раннемеловой седиментации с изложением наименее противоречивой, по мнению авторов, модели геодинамических обстановок накопления и формирования структуры нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня. Раздел "Группа фаций островодужных систем" в главе IV написан А.И. Малиновским и П.В. Маркевичем; раздел "Вулканогенно-кремнистый комплекс океанических бассейнов" принадлежит целиком А.Н. Филиппову; остальное написано П.В. Маркевичем, который в той или иной мере использовал материалы всех авторов; он же ответственен за научную и общую редакцию всей монографии. Компьютерное исполнение иллюстраций с авторских оригиналов во всей книге - А.И. Малиновского.

В целом, способ изложения материала и сами исследования раннемеловой седиментации отвечают комплексному подходу, которым всегда пользовались и который проповедовали ведущие литологи России - А.М. Страхов, Л.Б. Рухин и другие. В последнее время этот подход стал общепринятым в мире под названием бассейнового анализа.

Литература по палеонтологии, стратиграфии, седиментологии, тектонике, палеогеографии и по другим аспектам раннемеловой истории Сихотэ-Алинского региона очень обширна. В списке литературы приведены только работы, которые использованы в книге, но через них читатель может выйти на более полную библиографию по раннему мелу.

Глава I

ИЗУЧЕННОСТЬ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СИХОТЭ-АЛИНЯ

В конце 1969 г был издан том XXXII "Геологии СССР" [52], где подробно рассмотрена история изучения меловых отложений Приморского края и их стратиграфия. В 1977 г. в книге "Меловая система Дальнего Востока" [32] В.Н. Верещагин кратко рассмотрел стратиграфию меловых отложений Приморья, в которой стратиграфические подразделения и их последовательность мало чем отличались от принятых в "Геологии СССР".

После 1969 г. в рамках широко развернувшихся в Приморском и Хабаровском краях геолого-съёмочных, тематических и научно-исследовательских работ, для познания стратиграфии, строения и состава нижнемеловых образований много сделали А.Г. Аблаев, Г.Л. Амельченко, В.И. Анойкин, Е.Б. Бельтнев, Ю.П. Бидюк, И.П. Бойко, Б.И. Васильев, В.В. Голозубов, А.С. Гонохов, В.А. Дымович, В.А. Исполинов, Б.А. Кабанов, А.Т. Кандауров, А.Г. Катаев, А.А. Козлов, В.М. Кочкин, П.В. Маркевич, М.В. Мартынюк, В.К. Матушкин, В.И. Надежкин, В.А. Никогосян, В.Н. Овечкин, А.В. Олейников, И.К. Пуштин, А.И. Савченко, Н.Ф. Смирнов, А.А. Сясько, А.И. Фрейдин, Н.К. Цесарский, Б.Я. Черныш, Н.И. Шлепкин, С.Л. Штейнберг и др.

Раннемеловую ископаемую фауну, в том числе и найденную перечисленными геологами, определяли и изучали В.Н. Верещагин, А.А. Капица, Е.А. Калинин, В.П. Коновалов, З.Н. Пояркова и А.Д. Третьякова, флору - В.А. Красилов, Е.Б. Волынец, С.И. Неволина и С.А. Шорохова, а споры и пыльцу - В.С. Маркевич.

Благодаря этим и другим работам, накопилось много материалов по строению, составу нижнемеловых толщ и их соотношениям между собой, с выше- и нижележащими образованиями, а также по раннемеловой фауне и флоре. Это позволило разработать детальную стратиграфическую схему нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня, которая была принята в 1978 г. Третьим МРСС [194] (здесь и далее МРСС - Дальневосточное междуведомственное региональное стратиграфическое совещание). Детализация была достигнута, в основном, благодаря дробному расчленению готерив-альбских отложений Восточного Приморья, относившихся до этого к одной - уктуурской свите. Дело в том, что по мере изучения этих отложений, к стратотипу уктуурской свиты, содержащему ауцеллины, присоединяли новые толщи, отчего мощность свиты "выросла" до 6800 м, а согласно некоторым данным превысила 9000 м, что в 4,5 раза больше, чем в стратотипе. По своей гетерогенности и огромной мощности свита стала больше соответствовать серии или комплексу и сильно отличалась от стратотипа, отчего старое название потеряло смысл, и этим стратиграфическим подразделением стало неудобно пользоваться. Поэтому было предложено отказаться от выделения уктуурской свиты в прежнем понимании, тем более, что соотношения ее стратотипа с подстилающими и перекрывающимися образованиями в бассейне р. Уктур не установлены. Вместо уктуурской свиты было введено пять свит, которые различаются литологически, по содержащимся в них органическим остаткам и по стратиграфическому положению, благодаря чему они хорошо коррелируются на территории всего Приморья и хорошо распознаются в Хабаровском крае. Они соответствуют всем требованиям, предъявляемым к свитам [213].

В результате утвержденная на Третьем МРСС [194] стратиграфическая схема меловых образований Приморского края в корне отличалась от принятой на Втором МРСС [32, 51, 193,]. Эта схема доказала свою жизнеспособность, и в 1990 г. на Четвертом МРСС [195] в нее потребовалось внести только небольшие уточнения.

Седиментологические исследования нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня проводились, в основном, на ключевых (типовых) объектах, характеризующих главные обстановки седиментации или структуры. Так, были описаны нижнемеловая флишевая формация Восточного Сихотэ-Алиня [146, 152], отложения, связанные с остро-водужными системами по всему российскому и зарубежному Дальнему Востоку [142, 145], формации Бикинской структурно-формационной зоны [225]; на основе комплексного изучения вещественного состава обломочных пород описана в самых общих чертах раннемеловая седиментация Сихотэ-Алиня в целом и в сравнении с другими регионами Сибири и Дальнего Востока [53, 143, 217], проведены также палеогеографические реконструкции для Сихотэ-Алиня и для всего Дальневосточного региона [87, 285].

Глава II

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня представлены осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканическими, преимущественно морскими и, меньше, континентальными образованиями. Они обычно залегают несогласно на более древних отложениях, но соотношения самых нижних меловых слоев с самыми верхними юрскими установлено в редких местах. Это объясняется тем, что и те, и другие слои развиты в разных районах или, как правило, соприкасаются по разрывным нарушениям.

Наши представления о стратиграфии нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня, положенные в основу этой книги, отличаются от принятых на Четвертом МРСС [196]. На схеме структурно-седиментологического районирования (рис. 1) нет Бута-Коппинской зоны, нижнемеловые отложения в которой не отличаются от отложений Лужкинской зоны, расположенной юго-восточнее. В то же время, в Центральном поднятии введены новая Анойская зона [155], в которой нижнемеловые отложения и их соотношения с более древними образованиями отличаются от таковых в соседних зонах. Несколько смещены и некоторые границы зон, что, с нашей точки зрения, более соответствует действительности.

На рис. 1 выделены **прогибы: Западно- и Восточно-Сихотэалинский**, выполненные морскими отложениями, и **Южно-Приморский**, где развиты преимущественно континентальные образования. Западно- и Восточно-Сихотэалинский прогибы разделяются **Центрально-Сихотэалинским поднятием**, а на крайнем юго-востоке Сихотэ-Алиня выделено **Прибрежное поднятие**. (Далее в книге - **Западный, Восточный, Южный прогибы, Центральное и Прибрежное поднятия**) Западный прогиб на юго-западе продолжается в Китай [88, 300], а на севере он соединяется с Восточным прогибом. Эти же элементы под разными названиями выделялись и прежде [8, 32, 51, 52, 193 и др.].

Внутри прогибов и поднятий выделяются зоны или впадины. В **Западном прогибе** это Горинская, Тумнинская и Бикино-Хорская зоны, а в **Восточном прогибе** - Коппи-Лужкинская и Кемская; **Южный прогиб** состоит из Арсеньевской, Раздольненской и Партизанской впадин. В **Центральном поднятии** выделяются Хорско-Дальненская, Анойская и Крайняя зоны, а **Прибрежное поднятие** на зоны не разделено.

Прогибы, поднятия, зоны и впадины имеют и палеогеографический, и структурный смысл, различаясь строением и литологическим составом нижнемеловых отложений, наличием и длительностью стратиграфических перерывов, содержащимися в них органическими остатками и ролью вулканических пород. В.П. Коновалов считает, что в раннем мелу, начиная с готерива эти структуры существовали, как прогибы и поднятия, а их части - как зоны и впадины, различавшиеся условиями седиментации. Правомерность выделения прогибов и поднятий доказывается не только экологическими особенностями органических остатков, но и тем, что от поднятий к осевой части прогибов грубозернистые и грубообломочные осадки сменяются мелко- и тонкозернистыми. Например, в Анойской зоне Центрального поднятия и в Прибрежном поднятии основание нижнего мела сложено конгломератами или конгломератобрекчиями, в Коппи-Лужкинской и Кемской зонах Восточного прогиба таких пород в основании мела нет, а в осевой части этого прогиба - в Коппи-Лужкинской зоне, нижний мел, в основном, алевроаргиллитовый.

В современной структуре Сихотэ-Алиня прогибы соответствуют синклиниям (или относительно опущенным блокам земной коры), а поднятия - антиклиналиям (или поднятым блокам). В поднятиях на поверхность выведены большей частью берриас-валанжинские и более древние образования, а в прогибах - готерив-альбские. Все это позволяет считать прогибы и поднятия геологически долгоживущими, существующими, по меньшей мере, с раннего мела. Кроме того, на рис. 2, где совмещены две самые последние тектонические схемы, основанные на выделении аккреционных комплексов (террейнов) [168, 227, 305], видно, что раннемеловым структурам (рис. 1) в целом соответствуют террейны: **Горинской зоне - Амурский, Центральному поднятию и Бикино-Хорской зоне - Самаркинский, Тумнинской - Журавлевско-Тумнинский, Коппи-Лужкинской - Журавлевский, Кемской - Кемский, а Прибрежному поднятию - Таухинский**. Как видно из сопоставления рис 1 и 2, различия между схемами сводятся к тому, что примерно одни и те же крупные геологические тела названы разными терминами.

Границы большинства структурных элементов проходят по разломам, а слагающие их отложения, включая

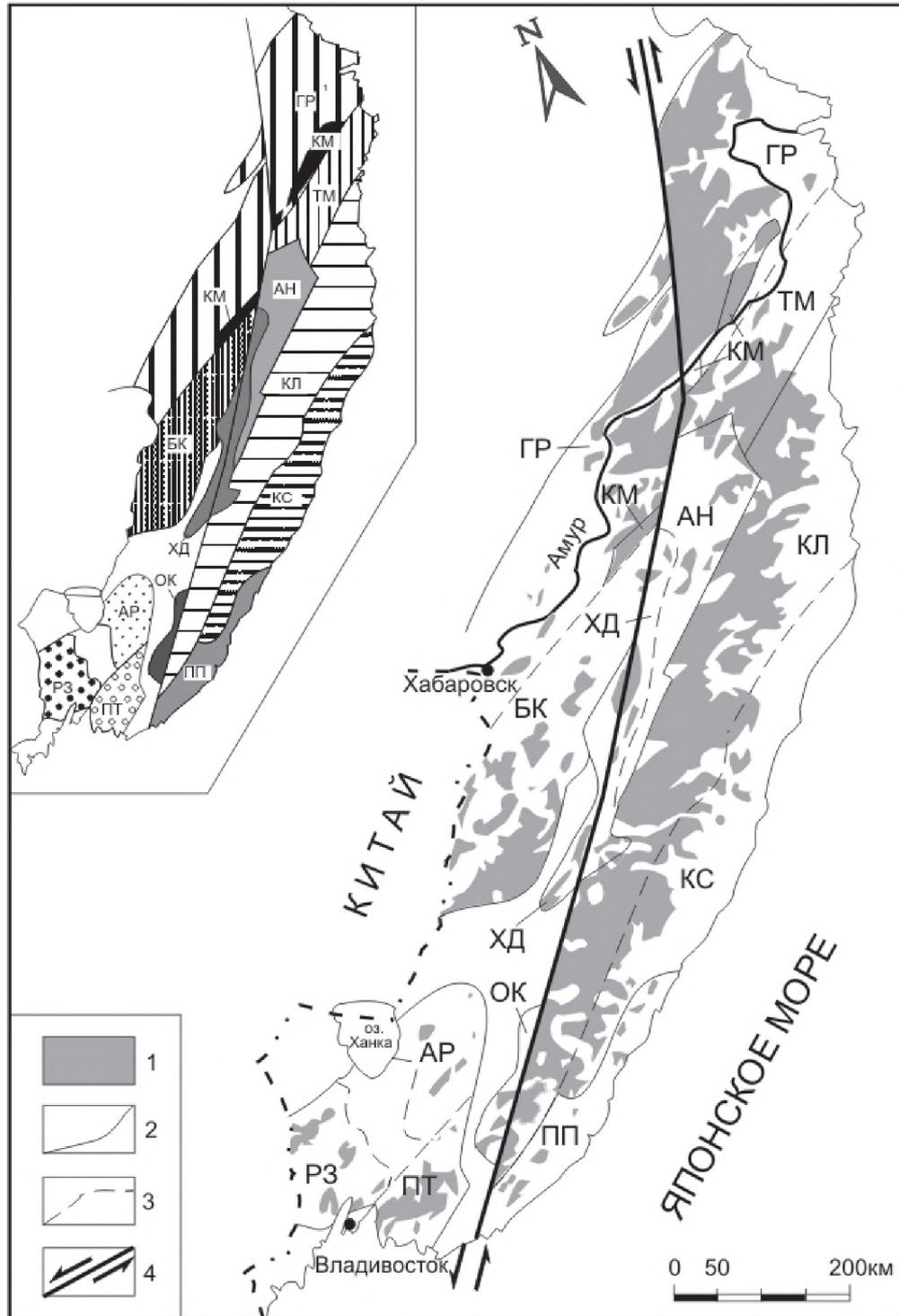


Рис. 1. Схема распространения нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня и их структурно-седиментологическое районирование. **Западно-Сихотэалинский прогиб**, зоны: ГР - Горинская с Киселевско-Маноминским блоком (КМ), БК - Бикино-Хорская, ТМ - Тумнинская; **Центрально-Сихотэалинское поднятие**, зоны: ХД - Хорско-Дальнинская, АН - Анюйская, ОК - Крайняя; **Южно-Приморский прогиб**, впадины: АР - Арсеньевская, РЗ - Раздольнинская, ПТ - Партизанская; **Восточно-Сихотэалинский прогиб**, зоны: КЛ - Коппи-Лужинская, КС - Кемская; ПП - Прибрежное поднятие. **Условные обозначения.** 1 - площади распространения нижнемеловых отложений, 2 - границы прогибов и поднятий, 3 - границы зон и впадин, 4 - Центральный Сихотэ-Алинский сдвиг

Рис. 2. Структурное деление Сихотэ-Алинского региона с позиций террейнового анализа по Б.А. Натальину (Н) [168, 305] и А.И. Ханчуку (Х) [227]. **Аббревиатуры названий террейнов:** АМ - Амурский (Н), АН - Анюйский (Н), Ж - Журавлевский (Х), ЖТ - Журавлевско-Тумнинский (Н), К - Кемский (Х), КМ - Киселевско-Маноминский (Н), СМ - Самаргинский (Х), СР - Сергеевский (Х), У - Ульбанский (Н), Х - Хорский (Н)

нижнемеловые, на большей части горного Сихотэ-Алия, смяты в линейные складки северо-восточного простирания, которое на севере, в Приамурье, переходит в восток-северо-восточное. Смещение по самому крупному Центрально-Сихотэалинскому левостороннему сдвигу оценивается величинами от 200 км [8, 76] до 500-600 км [219].

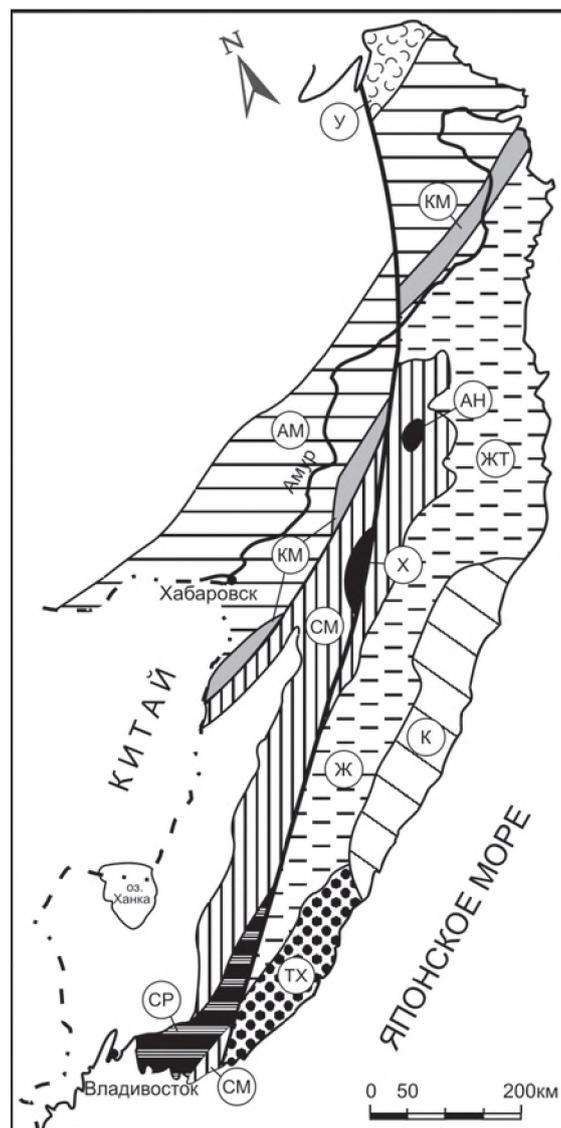
В **Западном прогибе** нижнемеловые отложения Горинской зоны представлены, в основном, монотонными терригенными осадками: ритмично, нередко флишоидно, чередующимися с песчано-алевритовыми и алевропелитовыми породами. В апте-альбе есть вулканиты, близкие к основным. Горинская зона отличается от Бикино-Хорской и Тумнинской монотонными тонкозернистыми осадками. На востоке зоны выделен Киселевско-Маноминский блок, в котором развиты две, не свойственные этой зоне, ассоциации: первая - алевроаргиллиты, кремни и кремнисто-глинистые породы с небольшим количеством известняков, с основными и средними вулканитами, раннемеловой возраст которой определен только по радиоляриям, вторая - вулканиты и вулканограувакки. В Тумнинской зоне берриас-валанжинские отложения фрагментарны и литологически однородны, апт-альбские более разнообразны и включают песчаники, алевроаргиллиты и их ритмичное чередование. В раннем альбе есть андезиты и их туфы. Бикино-Хорская зона отличается от Тумнинской тем, что в апте в ней есть умеренно кислые вулканиты. Среднеальбские отложения отличаются более грубым составом стрельниковской свиты, а на юго-востоке зоны - наличием субэвральных вулканитов алчанской свиты. Наибольший возрастной перерыв в этом прогибе (от берриаса до баррема включительно) установлен на юге Бикино-Хорской зоны.

Берриас-валанжинский уровень в Западном прогибе обоснован бухиями, реже иноцерамами и аммонитами; **баррем-альбский** - в Горинской зоне - иноцерамами, реже ауцеллинами и аммонитами. В то же время, здесь же, в устье р. Дурал, в гальках базальных конгломератов ситогинской свиты обнаружены раннеальбские ауцеллины и аммониты [78]. Это позволяет предположить, что в горнопротокской свите должна быть такая же фауна. **Апт-среднеальбское время** в Тумнинской и Бикино-Хорской зонах определяется по многочисленным ауцеллинам, реже по иноцерамам и аммонитам. **Средний-поздний альб** там же определен по типичным представителям области Тетис (тригониидам, актеонеллидам и др.) и аммонитам (гастроплитинам и др.), характерным для Северо-Тихоокеанской палеобиогеографической провинции.

Центральное поднятие сложено берриасскими, валанжинскими и, очень мало, - альбскими отложениями. Во всех его зонах есть ключевая свита. В Анюйской зоне известны берриас-валанжинские отложения, сложенные, в основном, алевроаргиллитами с грубообломочными базальными слоями. Альбские отложения есть только в Окраинской зоне (соколовская свита), а среднеальбские - в Хорско-Дальненской (холминская свита). За исключением этих двух свит, стратиграфический перерыв в Центральном поднятии занимает почти весь интервал от самых верхов валанжина до альба включительно. Здесь, также как в Прибрежном поднятии, самый большой "дефицит" нижнемеловых отложений на Сихотэ-Алине.

Берриас-валанжинский уровень в Центральном поднятии доказан обильными бухиями. В берриасе Анюйской зоны вместе с ними найдены тетические аммониты (*Fauriella*, *Spiticeras*), кроме того, в ней и в Хорско-Дальненской зоне есть экзогерини. **Апт-альбский уровень** проведен по ауцеллинам и аммонитам, свойственным Северо-Тихоокеанской провинции, а **среднеальбский** - по тригониидам и северотихоокеанским аммонитам.

Южный прогиб, расположенный к югу от Ханкайского массива, отличается от Западного и Восточного тем, что отложения в нем, в основном, континентальные угленосные, а морских немного, и только в Партизанской впадине. Здесь много субэвральных вулканитов, особенно сверху нижнего мела. В Арсеньевской впадине развиты



преимущественно альб-сеноманские отложения - слабо угленосная толща туфопесчаников, алевролитов и алевроаргиллитов (средний альб), и коркинская серия (верхний альб): кангаузская и романовская свиты. В Раздольненской впадине развиты никанская серия (баррем - средний альб) и коркинская (верхний альб). В Партизанской впадине нижнемеловые отложения представлены наиболее полно фрагментами берриаса, валанжина и интервалом от верхов готерива до альба.

Возраст отложений Южного прогиба обоснован в основном остатками флоры, списки которой опубликованы во многих работах [28, 110, 214, 240 и др.]. Верхняя часть чигановской свиты (берриас) хорошо обоснована богатой фауной бухий и аммонитами Тетиса. **Ключевская свита** (валанжин) содержит богатую фауну бухий, реже экзогеринид и корбикулид. Вверху **североучанской свиты** в бассейне р. Партизанской есть морские слои с тригонидами, лимами, изогномонами и другими формами, характерными для лужкинской свиты. Вблизи пос. Владимиро-Александровское известен *Inoceramus concentricus* Park., остатки усоногих и др. [51, 69 и др.]. На остальной территории Партизанской впадины на этих и других уровнях много пресноводных кампелом, лимноцирен и др.

В Восточном прогибе разрез нижнемеловых отложений наиболее полный: от берриаса до верхнего альба без перерывов. Все стратоны имеют свое "лицо" и узнаются достаточно уверенно. Литологически наиболее ярка Кемская зона, сложенная, главным образом, терригенным или вулканотерригенным флишем. В этой зоне берриас-валанжинских отложений не известно. Коппи-Лужкинская зона отличается от Кемской более полным разрезом, большей ролью грубообломочных пород и отсутствием типичного терригенного флиша.

Берриас-валанжинский уровень в Восточном прогибе охарактеризован богатой фауной бухий, реже аммонитами. Вместе с ними иногда встречаются тригонииды Тетиса и аммониты *Neohoplaceras*. **Готерив-барремский уровень** доказан гораздо слабее - в основном, иноцерамами и аммонитами Северо-Тихоокеанской провинции. **В апте** известны ауцеллины и аммониты *Acanthohoplites*. Последние характерны для области Тетис, но вместе с ауцеллинами - и для Северо-Тихоокеанской провинции. **Нижний альб и нижняя часть среднего альба** определены по богатой фауне северотихоокеанских ауцеллин и аммонитов, реже по иноцерамам и другим моллюскам. **Средний-поздний альб** (лужкинский уровень) содержит обильные тригонииды и актеонеллиды [91, 92, 191], меньше иноцерамов и аммонитов, типичных для моря Тетис.

Прибрежное поднятие сложено только берриас-валанжинскими, обычно грубообломочными, отложениями [93, 160]. По направлению к Коппи-Лужкинской зоне все меньше грубообломочных осадков, и отложения больше напоминают одновозрастные Коппи-Лужкинской зоны.

Берриас-валанжинская таухинская свита здесь мало похожа на другие одновозрастные толщи. Она содержит тригонииды, экзогеринины, аммониты и, реже, бухии, типичные для Тетиса. **В валанжинской ключевской свите** обильны бухии, а литологически она такая же, как в других структурах Сихотэ-Алиня. Благодаря элементам ископаемой фауны Тетиса, берриас-валанжинские отложения напоминают отложения этого же стратиграфического уровня в Анюйской зоне Центрального поднятия, но там резко преобладают бухии, и разрезы несколько иные.

В этой и следующей главе рассматриваются только те нижнемеловые отложения, возраст которых достаточно убедительно обоснован фауной и флорой. Мы исходим из того, что выводы, основанные на анализе такого материала, будут более достоверны.

В ряде зон есть олистостромы, на которых, чаще всего несогласно, залегают нижнемеловые отложения, которым некоторые геологи [45, 56, 57, 82, 159 и др.] бездоказательно присваивают меловой и более древний возраст (триас-мел, юра-мел и т. д.). Эти образования здесь не рассматриваются. Тем не менее, допуская возможность мелового возраста их верхней части, внизу корреляционной схемы (рис. 3) оставлен пробел со знаком вопроса (Хорско-Дальненская зона, Прибрежное поднятие).

Схемы на рис. 1 и 3 изначально [193-195] были созданы, в первую очередь, для целей стратиграфии и для унификации легенд геологических карт при геолого-съемочных работах, а также как необходимый этап разработки стратиграфической схемы для всего Дальнего Востока.

Ярус	Полъярус	Характерные комплексы органических остатков		Западный прогиб	Центральное поднятие		Южный прогиб	Восточный прогиб		Прибрежное поднятие
		Слой с фауной	Аммониты и гастроподы		Хоро-Дальняя зона	Аюйская зона		Окрайная зона	Партизанская впадина	
Сеноман	В	<i>Ovalvatitronia fuchsensis</i>		Базальт, исландит, алаунит	?	Хоролинская	Дадатланская 1300	Петрозавская 900	Кемская зона	Петрозавская 800
		<i>Ovalvatitronia fuchsensis</i>		Стрельни-ковская	Хоролинская >2000	Аюйская	Романовская >850	Алаунская 900	Кемская зона	
		<i>Ovalvatitronia fuchsensis</i>		>2000	Аюйская	Коркинская	Бурдасовская тошша >300	Кемская зона	Кемская зона	
Альб	С	<i>Gastropiles</i>	<i>Gastropiles</i> sp., <i>Subaerithionites</i> sp.	Алуцкая	Алуцкая	Сололовская	Коркинская	Лужинская 2000	Кемская зона	Петрозавская 800
		<i>Granticeras cf. affine</i>	<i>Granticeras cf. affine</i>	Алуцкая	Алуцкая	Сололовская	Коркинская	Лужинская 2000	Кемская зона	
		<i>Praxites planiana</i>	<i>Praxites planiana</i>	Алуцкая	Алуцкая	Сололовская	Коркинская	Лужинская 2000	Кемская зона	
Апт	В	<i>Acantopholites</i> spp.	<i>Acantopholites</i> spp., <i>Acantopholites</i> sp.	Ассиневская	Ассиневская	Сололовская	Северочумская 800	Северочумская 800	Кемская зона	Петрозавская 800
		<i>Acantopholites</i> spp.	<i>Acantopholites</i> spp., <i>Acantopholites</i> sp.	Ассиневская	Ассиневская	Сололовская	Северочумская 800	Северочумская 800	Кемская зона	
		<i>Acantopholites</i> spp.	<i>Acantopholites</i> spp., <i>Acantopholites</i> sp.	Ассиневская	Ассиневская	Сололовская	Северочумская 800	Северочумская 800	Кемская зона	
Баррем	Н	<i>Crioceratites cf. emertzi</i>	<i>Crioceratites cf. emertzi</i> , <i>Barrémites</i> sp.	Ассиневская	Ассиневская	Сололовская	Северочумская 800	Северочумская 800	Кемская зона	Петрозавская 800
		<i>Inoceramus colonicus</i>	<i>Inoceramus colonicus</i>	Ассиневская	Ассиневская	Сололовская	Северочумская 800	Северочумская 800	Кемская зона	
		<i>Inoceramus colonicus</i>	<i>Inoceramus colonicus</i>	Ассиневская	Ассиневская	Сололовская	Северочумская 800	Северочумская 800	Кемская зона	
Тюрин	В	<i>Buchia solidula</i>	<i>Buchia solidula</i> sp.	Ассиневская	Ассиневская	Сололовская	Северочумская 800	Северочумская 800	Кемская зона	Петрозавская 800
		<i>Buchia solidula</i>	<i>Buchia solidula</i> sp.	Ассиневская	Ассиневская	Сололовская	Северочумская 800	Северочумская 800	Кемская зона	
		<i>Buchia solidula</i>	<i>Buchia solidula</i> sp.	Ассиневская	Ассиневская	Сололовская	Северочумская 800	Северочумская 800	Кемская зона	
Валанжин	Н	<i>Buchia inflata</i>	<i>Buchia inflata</i> sp.	Ассиневская	Ассиневская	Сололовская	Северочумская 800	Северочумская 800	Кемская зона	Петрозавская 800
		<i>Buchia inflata</i>	<i>Buchia inflata</i> sp.	Ассиневская	Ассиневская	Сололовская	Северочумская 800	Северочумская 800	Кемская зона	
		<i>Buchia inflata</i>	<i>Buchia inflata</i> sp.	Ассиневская	Ассиневская	Сололовская	Северочумская 800	Северочумская 800	Кемская зона	
Берриас	В	<i>Buchia imicola</i>	<i>Buchia imicola</i> sp.	Ассиневская	Ассиневская	Сололовская	Северочумская 800	Северочумская 800	Кемская зона	Петрозавская 800
		<i>Buchia imicola</i>	<i>Buchia imicola</i> sp.	Ассиневская	Ассиневская	Сололовская	Северочумская 800	Северочумская 800	Кемская зона	
		<i>Buchia imicola</i>	<i>Buchia imicola</i> sp.	Ассиневская	Ассиневская	Сололовская	Северочумская 800	Северочумская 800	Кемская зона	
Берриас	Н	<i>Buchia okensis</i>	<i>Buchia okensis</i> sp.	Ассиневская	Ассиневская	Сололовская	Северочумская 800	Северочумская 800	Кемская зона	Петрозавская 800
		<i>Buchia okensis</i>	<i>Buchia okensis</i> sp.	Ассиневская	Ассиневская	Сололовская	Северочумская 800	Северочумская 800	Кемская зона	
		<i>Buchia okensis</i>	<i>Buchia okensis</i> sp.	Ассиневская	Ассиневская	Сололовская	Северочумская 800	Северочумская 800	Кемская зона	

Рис. 3 Схема корреляции стратиграфических схем различных структур Сихотэ-Алиня в соответствии с их названиями на рис. 1. Горизонтальные названия - свиты, вертикальные названия - серии. Цифры - мощность в метрах. Стратиграфические перерывы: темное - установленные, светло-серое со знаком вопроса - предполагаемые. Стратиграфические (возрастные) взаимоотношения стратонов и фаций (точное положение не доказано): пунктир - согласное залегание, зигзаг - несогласное залегание; со знаком вопроса - предполагаемое.

Глава III

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

ЗАПАДНО-СИХОТЭАЛИНСКИЙ ПРОГИБ

В строении этого прогиба принимают участие, в основном, меловые морские терригенные и кремнистые отложения от берриаса до турона. По составу, строению, наличию и длительности перерывов в седиментации здесь выделяются три зоны и один блок [147] (рис. 1). Здесь мы рассмотрим только Бикино-Хорскую зону.

БИКИНО-ХОРСКАЯ ЗОНА

На Третьем и Четвертом МРСС [194, 195] эта зона была выделена под названием Западной Сихотэ-Алинской. В дальнейшем [147] в связи с выделением единиц, более крупных, чем зона, был выделен Западный Сихотэ-Алинский прогиб, и, чтобы избежать путаницы в названиях, В.П. Коновалов предложил назвать эту зону Бикино-Хорской. Ее объем почти тот же, что и Западной зоны Четвертого МРСС [196], и только ее географические границы несколько изменены (рис. 1 и 4).

Нижнемеловые отложения известны в этой зоне с 1938 г. [36], но особенно интенсивно сведения о них пополнялись в 50-х - 60-х гг. [31, 32, 33, 36]. До 1990 г. [195] здесь выделялись свиты: култухинская (берриас), пионерская (берриас - ранний валанжин), пиванская (ранний - поздний валанжин), уктурская (готерив - средний альб, а на юге апт - средний альб), алчанская (апт - поздний альб), а также безымянные берриас-валанжинские толщи.

В 1990 г. на Четвертом МРСС [195] култухинская свита была "перенесена" в юру, поскольку выше бухий в ней, якобы, были обнаружены позднеюрские радиолярии, а на основании бухий, которые приводились из этой свиты, возраст не мог быть определен однозначно. Тогда же отказались и от выделения в Бикино-Хорской зоне пионерской и пиванской свит, как не соответствующих стратотипам, находящимся севернее, в Горинской зоне. Поскольку в Бикино-Хорской зоне готерив - альбский возраст уктурской свиты палеонтологически не был обоснован, и строение свиты не соответствовало стратотипу, находящемуся в Тумнинской зоне, по предложению В.П. Коновалова [102] вместо нее были выделены свиты: апт-альбская ассикаевская и средне-верхнеальбская стрельниковская, а алчанская (по настоянию палеофлористов и палинологов [112, 139]) была отнесена к позднему альбу - раннему сеноману.

В последние годы [98] было доказано, что бухии култухинской свиты раннеберриасские, а низы алчанской свиты имеют среднеальбский возраст [43], что, как будет видно ниже, подтверждается и фауной. Положение верхней возрастной границы алчанской свиты спорно.

Култухинская свита была выделена Ф.Р. Лихтом в 1965 г. [129]. В ее состав он ввел алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, кремни и кремнистые породы, известняки, туффиты, туфы и лавы основного и среднего составов, пикритовые порфириды и пироксениты. Последние, наряду с габбро-диабазами и базальтами, он рассматривал как корни покровов. В основании разреза он поместил алевролиты, в которых в бассейне р. Улитка в разные годы М.С. Лапо, В.Н. Верещагиным, Б.И. Васильевым, Ф.Р. Лихтом и А.Т. Кандауровым были обнаружены бухии, которые в то время В.П. Коновалов, определивший их, рассматривал либо как позднеитонские, либо как берриасские. В 1966-82 гг. К.П. Титов, Ю.И. Максименко, А.Т. Кандауров, А.С. Гонохов и А.Н. Филиппов [223, 225] несколько сузили объем этой свиты и установили в ней олиостромы. Вместе с тем, они считали, что кремни, кремнистые породы и вулканиты [225] синхронны алевроаргиллитам.

Попытки коррелировать разные разрезы этой свиты явно не убедительны [129, 225]. Единственным коррелятивом в некоторых разрезах были радиолярии, а остальные коррелировались на основании их, якобы установленной, геологической позиции. Сами же эти разрезы по литологическому составу и строению настолько сильно отличаются друг от друга, что их вполне можно было бы рассматривать как разные стратонны. Такое различие объяснялось фаціальными изменениями, но при этом не приводилось никаких доказательств.

Анализируя эти разрезы, мы пришли к выводу, что култухинская свита не стратон в общепринятом понимании [213], а милонитовый комплекс, в который вовлечены разные породы - от палеозойских до юрских, а местами и раннеберриасских.

В ряде разрезов в кремнистых породах и алевроаргиллитах, якобы стратиграфически выше толщи с бухиями [225], были установлены юрские, иногда явно дотитонские радиолярии. В последние годы было доказано, что бухии отсюда должны относиться к нижнему берриасу [98], а это вступает в противоречие с юрским возрастом радиолярий. Детальное изучение материалов показало, что алевролиты с бухиями находятся в тектоническом блоке, где они залегают на кремнисто-глинистых сланцах юрского возраста, но перекрывающих слоев здесь нет. Последние введены в состав стратона по разрезам на соседних небольших хребтах, но их юрский возраст не позволяет рассматривать их как более молодые относительно толщи, содержащей бухии. Чтобы избежать этого противоречия, мы считаем более правильным выделить алевролиты с бухиями (рис. 5, разр. 9, слой 2) из состава култухинской свиты в самостоятельную улиткинскую толщу нижнеберриасского возраста.

Таким образом, в Бикино-Хорской зоне среди нижнемеловых отложений выделяются следующие стратиграфические уровни: берриас - нижний валанжин, валанжин, апт - средний альб и средний-верхний альб.

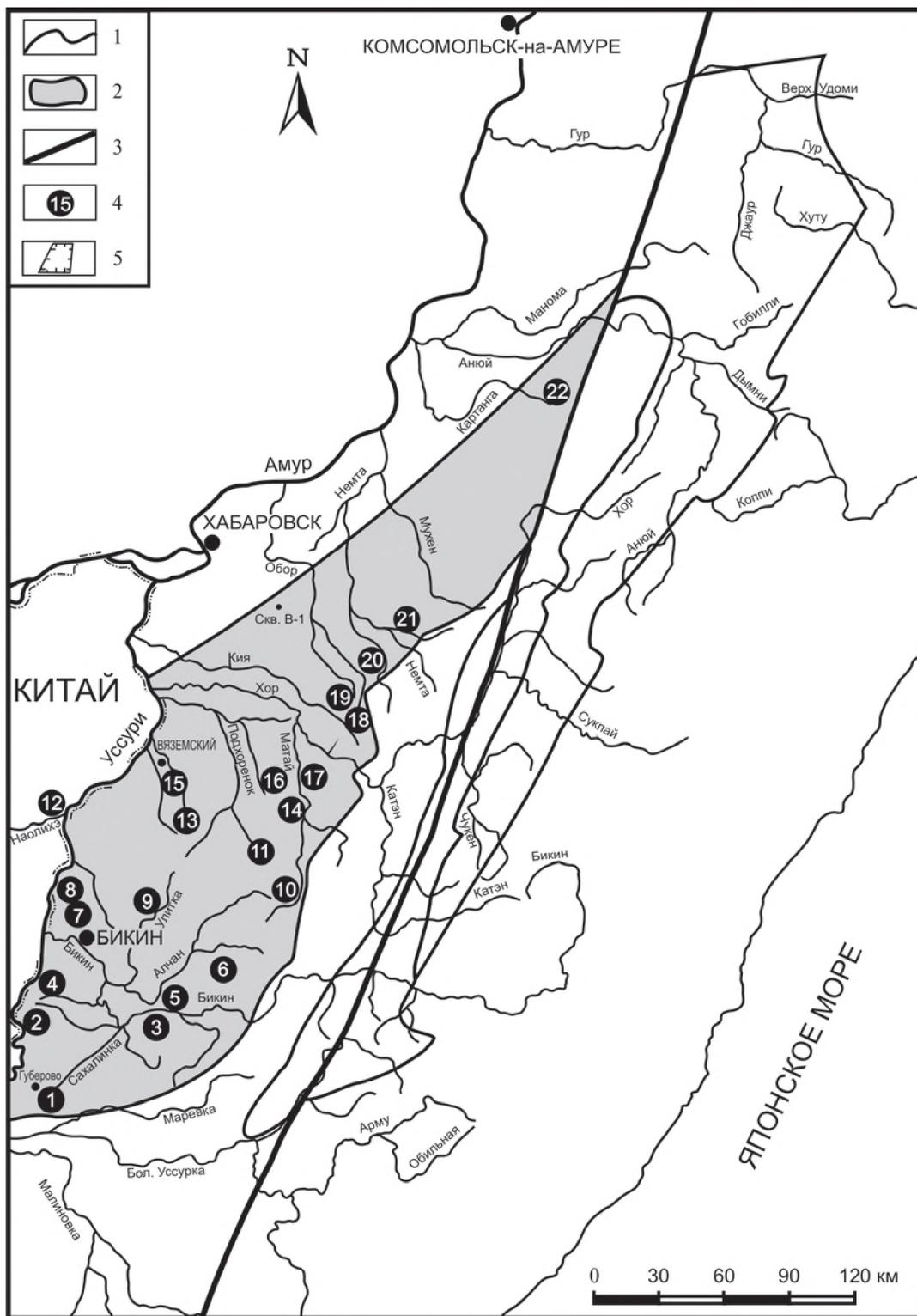


Рис. 4 Схема расположения разрезов нижнемеловых отложений Бикино-Хорской зоны Западного прогиба. **Цифры в кружках:** 1- район ст. Губерово, 2 - правобережье р. Уссури и дер. Нижнемихайловка, 3 - бассейн р. Ассикаевка, 4 - хр. Стрельникова, 5 - правобережье р. Бикин выше пос. Верхний Перевал, 6 - междуречье Бикин - Алчан, 7 - междуречье Маревка - Падь Лесковского, 8 - междуречье Шивка - Падь Лесковского, 9- правобережье р. Улитка, 10 - верховья р. Матай, 11 - р. Правый Подхоренок, 12 - Китай, провинция Хэйлунцзян, 13 - водораздел рек Подхоренок - Первая и Вторая Седьмые, 14 - реки Подхоренок и Матай, 15 - район ст. Вяземская, 16 - междуречье Подхоренок - Матай, 17 - левобережье р. Хасами, 18 - верховья р. Дурмин, 19 - бассейн р. Обор, 20 - междуречье Дурмин и Немта, 21 - бассейн р. Си, левого притока р. Немта, 22 - междуречье Анюй - левобережье Торماسу. **Условные обозначения.** 1 - границы зон, 2 - рассматриваемая зона, 3 - Центральный разлом, 4 - положение разрезов и их номера, 5 - врезки

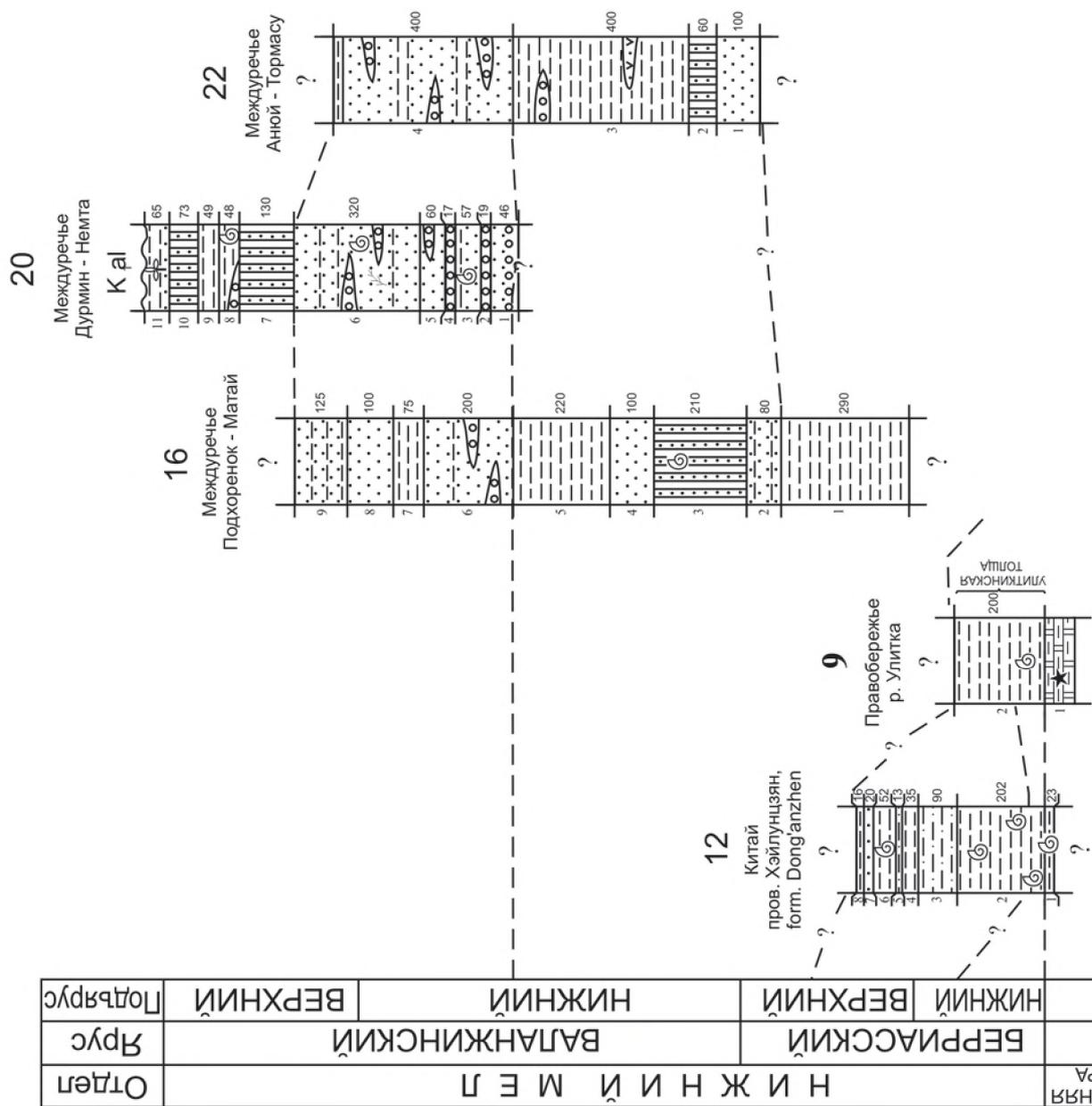
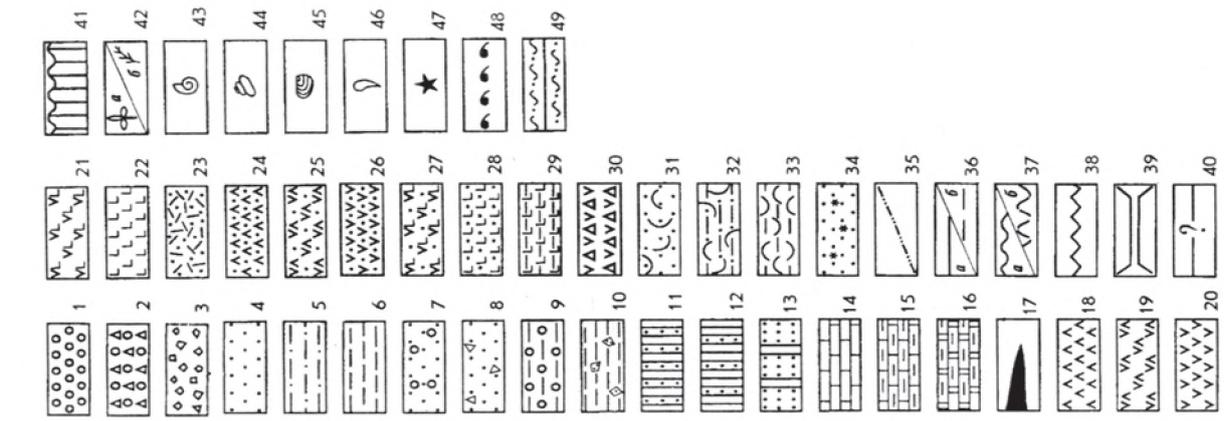


Рис. 5. Корреляция литолого-стратиграфических колонок берриаса - валанжина Бикино-Хорской зоны. **Номера колонок и авторы:** 9 - А.Н. Филиппов [225] с изменениями В.П. Коновалова, 12 - Sun Ge et al. [331, 332], 16 - А.А. Козлов [105], 20 - В.И. Анойкин [6], 22 - В.А. Дымович [62]. **Индексы:** Т-Ж - Триасово-юрские вулканогенно-кремнисто-терригенные образования. J, J₃ - верхнеюрские кремнисто-терригенные образования. Цифры слева от литологических колонок – номера слоев, справа –

мощность слоев

Условные обозначения: 1 – конгломераты и гравелиты; 2 – конгломерато-брекчии; 3 – брекчии; 4 – песчаники; 5 – алевро-песчаники и алевролиты; 6 – алевроаргиллиты; 7 – песчаники с «плавающей» галькой; 8 – песчаники с фрагментами алевроаргиллитов; 9 – алевролиты с «закатышами» песчаников; 10 – алевроаргиллиты с включениями песчаников и алевроаргиллитов в равных количествах; 12 – переслаивание песчаников и алевроаргиллитов с преобладанием алевроаргиллитов; 13 – переслаивание песчаников и алевроаргиллитов с преобладанием песчаников; 14 – известняки; 15 – мергели; 16 – кремнисто-глинистые породы; 17 – угли; 18 – дациты; 19 – андезитодациты; 20 – андезиты; 21 – андезитобазальты; 22 – базальты; 23 – туфы кислого состава; 24 – туфы дацитов; 25 – туфы андезитодацитов; 26 – туфы андезитов; 27 – туфы андезитобазальтов; 28 – туфы базальтов; 29 – туффиты основного состава; 30 – туфобрекчии среднего состава; 31 – туфопесчаники; 32 – туфоалевролит; 33 – туфоалевроаргиллит; 34 – «узорчатые песчаники»; 35 – корреляционный уровень регионального размыва; 36 – границы слоев согласные: а – установленные, б – предполагаемые; 37 – границы слоев несогласные: а – установленные, б – предполагаемые; 38 – угловые несогласия; 39 – тектонические контакты для стратиграфических колонок; 40 – взаимоотношения не ясны; 41 – стратиграфические перерывы; 42 – макрофлора: а – определяемая, б – растительный детрит; 43 – морские беспозвоночные; 44 – пресноводные беспозвоночные; 45 – филлоподы и остракоды; 46 – солоновато-водная фауна; 47 – радиолярии; 48 – ракушники; 49 – фукоидные песчаники

Палеонтологически обоснованных готерива и баррема нет, что подтверждает точку зрения В.Н. Верещагина и других исследователей [29, 30, 33 и др.] о готеривской складчатости на Сихотэ-Алине и об отсутствии в ряде районов готеривских и барремских отложений.

В Китае, куда протягивается эта зона, известны морские берриасские и альбские отложения, но, с нашей точки зрения, также нет ни готеривских, ни барремских морских образований, хотя есть и другие мнения (см. ниже).

Берриас - нижний валанжин

Берриас - нижневаланжинские отложения развиты фрагментарно в бассейне нижнего течения р. Бикин, в междуречьях Подхоренок - Матай и Анюй - Тормасу.

В бассейне р. Бикин на правом берегу р. Улитка у руч. Золотой (рис. 4 и 5, разр. 9) известна толща, которую выше мы предложили назвать *улиткинской толщей*. Она залегает согласно [225] на кремнистых аргиллитах с позднеюрскими радиоляриями и сложена массивными, иногда горизонтальнослоистыми, алевроаргиллитами. Мощность ее на р. Улитка - 200 м. Как уже отмечалось, у устья руч. Золотой Ключ собраны двустворки, среди которых определены *Buchia piochii* (Gabb), *B. tenuicollis* (Pavl.), *B. fisheriana* (Orb.), *B. ex gr. volgensis* (Lah.), *Thracia sp. indet.*, которые, по аналогии с южным Приморьем [99], можно уверенно датировать ранним берриасом.

Здесь уместно кратко рассмотреть берриас Китая, лучше охарактеризованный палеонтологически. В низовьях р. Наолихе провинции Хэйлуцзян, у границы с Россией (рис. 4 и 5 разрез 12), описана берриасская формация *Dong'anzen* (450 м) с моллюсками [329, 331, 332]. Это алевроаргиллиты со слоями алевроитовых песчаников. Нижние 30 м формации в этих районах считаются юрскими, а остальная часть отнесена к берриасу - началу валанжина. Мы полагаем, что только нижние 23 м с *Buchia russiensis* (Pavl.), *B. fisheriana* (Orb.), *Paleoneila sp.* и *Thracia sp.* можно рассматривать как верхнетитонские, хотя не исключено, что это уже берриас. Следующий слой мощностью 9,5 м с *Buchia fisheriana* (Orb.), *B. terebratuloides* (Lah.), *B. cf. unshensis* (Pavl.) явно нижеберриасовый, а вышележащие 195 м с *Buchia fisheriana* (Orb.), *B. volgensis* (Lah.), *B. okensis* (Pavl.), *B. cf. inflata* (Lah.), *Parvamussium sp.*, *Solemya (?) sp.*, аммонитом *Lytocera* gen. et sp. indet. и гастроподами также нужно отнести к берриасу, а самая верхняя часть - с *Buchia pacifica Jeletzky* - к верхнему берриасу. Таким образом, на продолжении Бикино-Хорской зоны в Китае берриас, также как улиткинская толща, сложен алевроаргиллитами, но мощность его больше - около 400 м.

К этому же уровню, по-видимому, можно отнести и небольшой блок алевроаргиллитов с *Buchia sp.* берриас - валанжинского облика, выделенный А.Ф. Атрашенко на правом берегу р. Вторая Седьмая восточнее ст. Вяземская, хотя и не исключено, что это более молодые образования.

В междуречье Подхоренок - Матай (рис. 4 и 5, разр. 16) А.А. Козлов [105] описал наиболее полный разрез берриаса - валанжина, но без нижних слоев.

Здесь и далее в описаниях разрезов слой под номером понимается в широком смысле - как стратиграфическое обозначение свободного пользования, объединяющее отложения с общими литологическими признаками. Слой может быть простым, сложенным одним типом породы, и сложным, состоящим из нескольких типов пород, но объединенным каким-нибудь общим признаком (характером чередования пород, преобладанием какого-либо компонента, имеющий одинаковую палеонтологическую характеристику и т. д. Кроме того, описания разрезов приведены по материалам многих авторов и разных лет, в которых использован термин "алевролит". Как правило, в геолого-съёмочной практике этот термин объединяет все темно-серые породы алевропелитовой размерности, которые резко выделяются на фоне более светлых и явно зернистых песчаников, но почти всегда представляют собой алевроаргиллиты, содержащие 25-75% алевроитового или пелитового компонента. Поэтому на иллюстрациях, сопровождающих описания разрезов, соответствующие слои показаны чаще всего условным знаком "алевроаргиллиты".

1. Алевроаргиллиты темно-серые горизонтальнослоистые, реже массивные290 м
2. Алевролиты с прослоями мелкозернистых песчаников 1-2 мм80 м
3. Переслаивание (3-5 см) мелкозернистых песчаников и алевроаргиллитов. В верхней части *Buchia*

<i>ex gr. fischeriana</i> (Orb.), <i>B. cf. pacifica</i> Jeletzky, <i>B. ex gr. keyserlingi</i> (Lah.)	210 м
4. Песчаники от мелко- до среднезернистых зеленовато-серые массивные	100 м
5. Алевроаргиллиты рассланцованные	220 м
Общая мощность - 900 м	

Соотношение толщи с подстилающими образованиями не установлены, а перекрывается она согласно валанжинскими (?) отложениями. Фауна из слоя 3 соответствует, вероятнее всего, низам нижнего валанжина, поскольку *Buchia ex gr. keyserlingi* (Lah.) не характерна для берриаса.

А.А. Козлов [105] рассматривал эту толщу, как пионерскую свиту, но она отличается от последней меньшей ролью песчаников и несколько иным строением. Н.Ф. Смирнов (1963 г.) предлагал называть ее подхоренковской свитой, но и это название не “прижилось”. На Четвертом МРСС [195] было принято решение оставить ее под названием *алевролитовой толщи*. Мощность ее более 900 м.

В междуречье Анной- левобережье Тормасу (рис. 4 и 5, разр. 22) по данным В.А. Дымовича [61] разрез берриас-валанжинских отложений мощностью 560 м следующий.

Нижние слои и взаимоотношения с подстилающими образованиями неизвестны. Разрез начинается с песчаников - 100 м (слой 1), на которых залегают переслаивающиеся через 0,5-1 м алевролиты и песчаники 60 м (слой 2) и заканчивается монотонными алевроаргиллитами (400 м) внизу с прослоями туфов и лав андезитов, а сверху - с линзами гравелитов (слой 3).

В нижней части слоя 3 обнаружены *Corbicula sp.* и *Buchia sp. indet.* (определения Л.Д. Третьяковой).

Выше согласно залегают предположительно валанжинские отложения.

Из-за отсутствия полных разрезов берриас-валанжинских отложений в Бикино-Хорской зоне и их слабой палеонтологической охарактеризованности не решено много вопросов стратиграфии, в частности, нет уверенной корреляции разрезов и не определена общая мощность берриаса-валанжина. В самом низу слоя 2 (рис. 4 и 5, разр. 9) двустворки, по аналогии с южным Приморьем [98] явно раннеберриасские: *Buchia piochii* (Gabb.), *B. tenuicollis* (Pavl.), *B. fischeriana* (Orb.) и *B. ex gr. volgensis* (Lah.). Этому же уровню соответствует фауна из самых низов китайского разреза (рис. 4 и 5, разр. 12, нижняя часть слоя 2): *Buchia fischeriana* (Orb.), *B. terebratuloides* (Lah.) и *B. cf. unshensis* (Pavl.). Выше, в этом же слое двустворки *Buchia fischeriana* (Orb.), *B. volgensis* (Lah.), *B. okensis* (Pavl.) и *B. cf. inflata* (Lah.) - берриасский комплекс, а в самом верху этого разреза, в слое 6, - *B. pacifica* Jeletzky, скорее позднеберриасская, чем ранневаланжинская.

В разрезе 16 (рис. 4 и 5) фауна известна только из слоя 3: *Buchia ex gr. keyserlingi* (Lah.), *B. cf. pacifica* Jeletzky и *B. fischeriana* (Orb.). Эту фауну можно рассматривать или как позднеберриасскую, или как ранневаланжинскую. Нам представляется, что последнее более вероятно, так как *B. ex gr. keyserlingi* более характерна для валанжина.

Общая мощность берриас-нижневаланжинских отложений более 1300 м.

Важным наблюдением в этой зоне является доказанное соотношение верхнеюрских и берриасских образований.

Нижний - верхний валанжин

Нижне-верхневаланжинские отложения в Бикино-Хорской зоне слабо обоснованы органическими остатками. В междуречьях Подхоренок - Матай и Анюй - Тормасу на берриас-нижневаланжинских отложениях согласно залегают существенно песчанниковая толща (до 500 м), которая по положению в нижнемеловом разрезе и по литологии вполне сопоставима с нижне-верхневаланжинской ключевской (пиванской) свитой. Поэтому, она условно рассматривается здесь на этом уровне.

В междуречье Подхоренок - Матай (рис. 4 и 5, разр.16) А.А. Козлов [105] отнес ее к пиванской свите и описал следующий разрез: (продолжение вышеприведенного разреза берриаса - нижнего валанжина)

6. Песчаники мелкозернистые с линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов и с редкими прослоями алевроаргиллитов (до 1 м)	200 м
7. Алевроаргиллиты темно-серые массивные	75 м
8. Песчаники, как в слое 1, но без грубообломочных пород	100 м
9. Песчаники от мелко- до среднезернистых с редкими слоями алевролитов	125 м
Общая мощность 500 м	

В междуречье Дурмин - Немта (рис. 4 и 5, разр. 20) В.И. Анойкин [6] дает следующую характеристику валанжинских отложений.

Нижняя толща - слои 1-6 (до 520 м) сложена песчаниками от мелко- до крупнозернистых с линзами гравелитов и конгломератов и с редкими прослоями (3-5 м) алевроаргиллитов. В песчаниках встречается растительный детрит и двустворки *Corbicula sp.*, *Buchia cf. keyserlingi* (Lah.), *B. uncitoides* (Pavl.) и *B. solida* (Lah.). Бухии в таком сочетании характерны для ключевской свиты Приморского края [99, 103]. Соотношение толщи с подстилающими образованиями спорно. Н.Г. Осипов считал, что эти образования залегают несогласно на триасово-юрских кремнисто-терригенных отложениях, а В.И. Анойкин - что контакт тектонический.

Верхняя толща - слои 7-11 (400 м) существенно алевроаргиллитовая с редкими прослоями зеленовато-серых мелкозернистых песчаников залегает на нижней согласно. В песчаниках встречены *Corbicula sp.* и *Pleuromya cf. peregrina (Orb.)* (определения Л.Д. Третьяковой). Вторая форма встречается в берриасских и валанжинских отложениях Русской платформы.

В алевроаргиллитах собраны растительные остатки *Onychiopsis psilotoides (Stock. et Webb)*, *Nilssonina cf. schmidtii (Heer) Sew.* и *Podozamites ex gr. lanceolatus Z. et H.* (определения В.В. Кирьяковой), по которым можно судить только о раннемеловом возрасте вмещающих слоев.

В истоках правых притоков р. Дурмин В.И. Анойкин [6] отнес к верхней части валанжина толщу переслаивания алевроитовых песчаников с туфами среднего состава (375 м) без органических остатков. С нашей точки зрения это фрагмент алчанской свиты, которая развита по соседству южнее, но к валанжину никакого отношения не имеет.

В междуречье Анной - левобережье Торماسу в верховьях рек Картанга и Бурга (рис. 4 и 5, разр. 22) по данным В.А. Дымовича [61] на берриас-нижневаланжинских алевроаргиллитах согласно лежат песчаники (400 м) от мелко- до среднезернистых со слоями алевролитов (0,5 - 60 м) и линзами гравелитов (2-10 м). В.А. Дымович сравнивает их с подобной толщей бассейна р. Анной за пределами Бикино-Хорской зоны, содержащей валанжинских бухий.

На Четвертом МРСС [195] было решено оставить за этими отложениями название *песчаниковая толща* и сопоставить их с ключевской (пиванской) свитой.

Мощность ниже-верхневаланжинских отложений (возможно, неполная) 885 м.

Апт - средний альб

Эти отложения наиболее полно развиты в бассейне р. Ассикаевка, на правобережье р. Бикин выше пос. Верхний Перевал, на водоразделе рек Подхоренок - Первая и Вторая Седьмые, в районе ст. Вяземская, в междуречьях Подхоренок - Матай и Кия - Обор. К этому же возрасту мы относим отложения, развитые северо-восточнее г. Бикин в междуречье Шивка - Падь Лесковского у границы с Китаем, хотя фауны в них не найдено.

Все эти отложения выделены в *ассикаевскую свиту* [101, 195], стратотип которой изучен в бассейне р. Ассикаевка, где выделено три подсвиты. Свита залегает несогласно на верхнем триасе или на трасово-юрском вулканогенно-кремнисто-терригенном аккреционном комплексе.

В бассейне р. Ассикаевка по В.А. Якушеву (1974 г.) разрез ассикаевской свиты следующий (рис. 4 и 6, разр. 3)

Нижняя подсвита (760 м) - песчаники от крупно- до мелкозернистых, часто туфогенные с прослоями алевроаргиллитов, внизу - с линзами высокозольных углей (0,2-0,5 м) и углистых аргиллитов, а также с прослоями туфов риолитов и дацитов. В основании подсвиты мелко- среднегалечные конгломераты (20 м), гальки в которых состоят, в основном, из кремнистых пород, реже из песчаников и эффузивов. В нижней части подсвиты - растительные остатки: *Polypodites cf. verestchagini Krassil.*, *Onychiopsis psilotoides (Stokes et Webb) Ward.*, *Coniopteris ex gr. burejensis (Zalessky) Sew.*, *Nilssonina ex gr. brogniartii (Mant.) Dunk.*, *Ginkgo sp.*, *Elatides asiatica (Yok.) Krassil.* (определения С.А. Шороховой), а также остатки фауны, обнаруженные здесь и выше по разрезу Е.П. Гуровым и В.А. Якушевым: двустворки *Nuculopsis sp.*, *Entolium sp. indet.*, *E. cf. utukokense Imlay*, *Eumorphotis sp.*, *Pleuromya sp. indet.* В верхней части подсвиты - эти же геологи собрали двустворки *Nucula sp. indet.*, *Isognomon sp.*, *Trapezium (?) sp.*, *Gresslia (?) sp.*, *Thracia sp. indet.* и аммонит *Hulenites sp.* Фауна нижней подсвиты, в целом, указывает только на апт-альб, а флору С.А. Шорохова считает аптской.

Средняя подсвита (720 м) залегает согласно на нижней. Это алевроаргиллиты со слоями алевроитовых и мелкозернистых песчаников и пачками переслаивания песчаников и алевроаргиллитов, иногда слюдистых, нередко горизонтальнослоистых. Песчаники часто туфогенные, также как и некоторые алевроаргиллиты. По всей подсвите обнаружены моллюски: в нижней ее части двустворки *Leda sp. indet.*, *Entolium utukokense Imlay*, *Aucellina caucasica (Buch)*, *A. cf. caucasica (Buch)*, *A. cf. aptiensis (Orb.)*, *A. sp. indet.*, *Pleuromya sp. indet.* и аммонит - *Anagaudriceras (?) sp. indet.* В средней части двустворки *Nucula sp.*, *Entolium utukokense Imlay*, *Aucellina aptiensis (Orb.)*, *A. caucasica (Buch)*, *A. anthulai Pavl.*, *Thracia sp.*, *Pleuromya sp.*; в верхней части - *Nucula sp. indet.* *Entolium sp. indet.*, *Aucellina cf. caucasica (Buch)*. Такое сочетание форм характерно для раннего альба.

Верхняя подсвита (790 м) существенно песчаниковая с пачками алевроаргиллитов и алевропесчаников залегает согласно на средней. Песчаники мелкозернистые массивные или горизонтальнослоистые аркозовые. В средней части подсвиты растительный детрит; кроме того, двустворки: в нижней части *Thracia ex gr. sanctae-crucis Pictet et Camp.*, *Entolium sp. indet.*, *Aucellina cf. caucasica (Buch)*.; в средней части *Entolium utukokense Imlay*, *Mactromya sp.*, *Pleuromya cf. kelleri Imlay*.; в верхней части - *Leda sp.*, *Entolium utukokense Imlay*, *Aucellina caucasica (Buch)*, *Inoceramus ex gr. altifluminis McLearn*, *Mactromya sp.*, *Homomya sp. indet.*, *Thracia cf. stelcki McLearn*, *Gresslya (?) sp.* Этот комплекс почти не отличается от предыдущего, но *Inoceramus ex gr. altifluminis McLearn* позволяет относить его (во всяком случае верхнюю часть) к среднему альбу.

На правобережье р. Бикин (выше пос. Верхний Перевал до р. Плоскогорка) ассикаевская свита несколько иная (рис. 4 и 6, разр. 5).

Нижняя подсвита (700 м), по мнению Г.Л. Амелеченко (1987 г.), здесь отсутствует, а Б.Я. Черныш [235, 236]

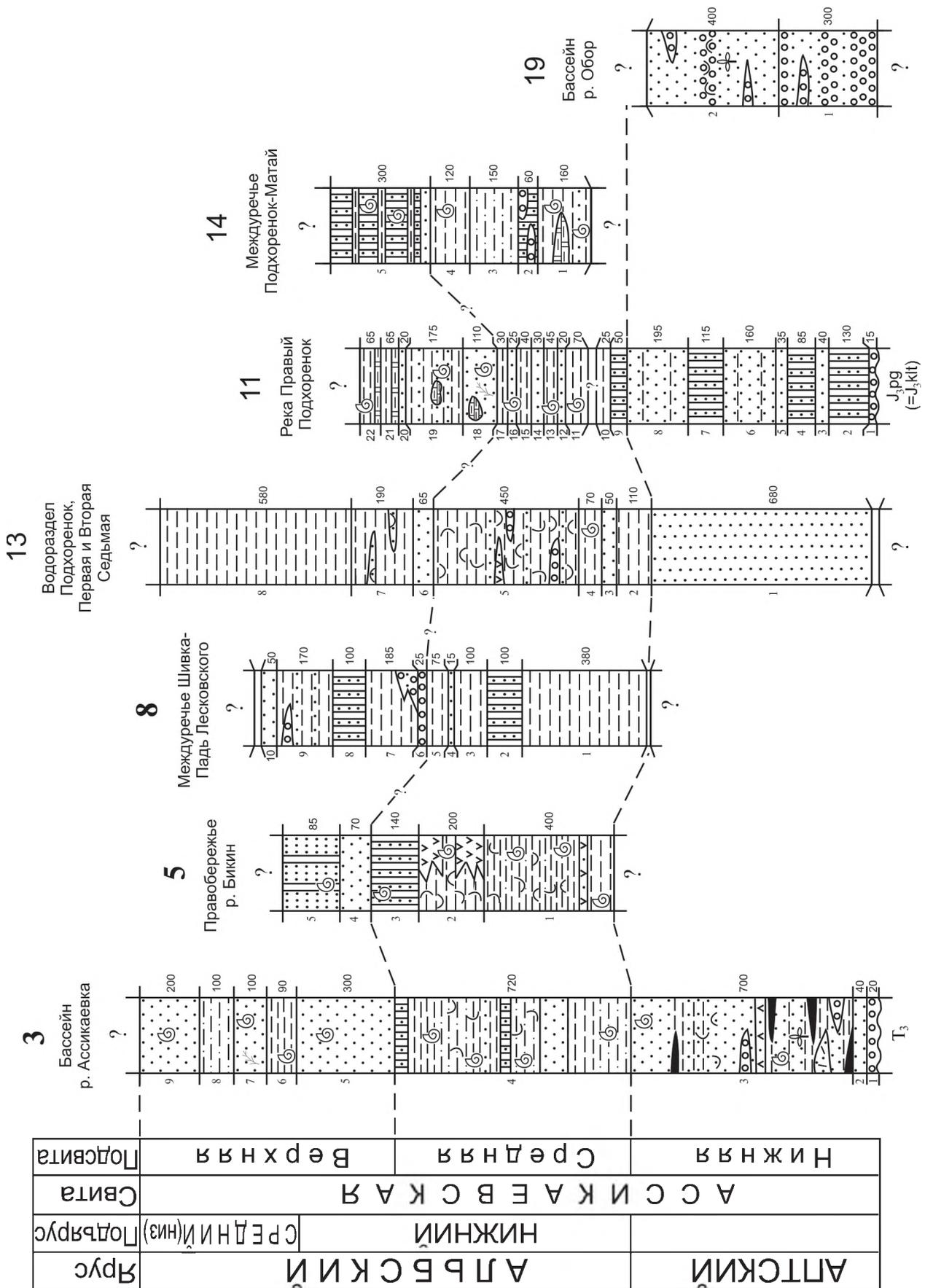


Рис. 6. Корреляция литолого-стратиграфических колонок апта - среднего альба Бикино-Хорской зоны. Номера колонок и авторы: 3 - В.А. Якушев (1974), 5 - В.П. Коновалов с использованием материалов Б.Я. Черныша [235, 236] и

относил к ней песчаниковую толщу, которую Г.Л. Амельченко отнес к верхнеуктурской (верхнеассикаевской) под-свите. Мы принимаем вторую точку зрения.

Средняя подсвита (740 м), как и в предыдущем разрезе алевроаргиллитовая. Внизу подсвиты прослой (5 м) туфов андезитов, а сверху андезиты с двумя слоями туфоалевролитов, содержащих много ауцеллин. Алевроаргиллиты часто туфогенные, иногда песчаные, с карбонатными конкрециями. Внизу они содержат двустворки *Nucula sp.*, *Chlamys sp.*, *Camptonectes sp.*, *Entolium utukokense Imlay*, *Isognomon sp.*, резко преобладают ауцеллины *Aucellina aptiensis (Orb.)*, *A. caucasica (Buch)*, *A. cf caucasica (Buch)*, *A. anthulai Pavl.*, *Pinna sp.*, *Astarte ex gr. semicostata Nagao*, *Protocardia sp.*, *Dosiniopsis (?) sp.*, *Solemya sp.*, *Thracia cf. kissoumi McLearn*, *Goniomya sp.* и др. (На р. Бикин остатки фауны собраны Б.Я. Чернышом и Г.Л. Амельченко). В прослоях туфоалевролитов среди андезитов двустворки *Nucula sp.*, *Pinna* и много ауцеллин *Aucellina aptiensis (Orb.) Pomp.*, *A. caucasica (Buch)*, *A. anthulai Pavl.* В самом веру подсвиты переслаивание песчаников и алевроаргиллитов (5-10 см) с *Aucellina cf. caucasica (Buch)*, и *Inoceramus cf. anglicus Woods*.

Фауна из средней подсвиты характерна для раннего альба Сихотэ-Алиня, а *Inoceramus cf. anglicus Woods*. не противоречит этому, так как подобные формы встречаются вместе с раннеальбской фауной во многих регионах [181, 190]

Верхняя подсвита (155 м) (рис. 6, разр. 5) внизу (слой 4) сложена песчаниками (70 м) от мелко- до средне-зернистых массивных, косо- и горизонтальнослоистыми аркозовыми, в верхней части с редкими прослоями (до 2 м) алевропесчаников. Выше согласно залегает слой 5 - переслаивание песчаников и алевроаргиллитов с преобладанием песчаников. В низу этого слоя собраны *Nucula sp. indet.*, *Leda sp. indet.* и *Entolium sp.*

В бассейне р. Плоскогорка известна *Aucellina caucasica (Buch)*.

К этой подсвите обычно относят горизонт (около 200 м) песчаников мелко-среднезернистых часто туфогенных с прослоями алевролитов и с линзами углистых аргиллитов. В верхней части этого горизонта - прослой (20 м) туфов дацитов. Этот горизонт обнажен у подножия г. Точильная, восточнее р. Плоскогорка. Из него в разные годы собраны многочисленные растительные остатки.

В последнее время Е.Б. Волынец пересмотрела коллекцию флоры отсюда и любезно предоставила нам следующий список: *Asplenium disksonianum=Anemia disksoniana (Heer) Krassil.*, *Onychiopsis psilotoides (St. et W.) Ward.*, *Birisia (acantopteris) onychioides (K-M. Vassil.) Samyl.*, *Cladophlebis sp. indet.*, *Ginkgoites ex gr. adiantoides (Ung.) Heer*, *Baiera sp. (может быть, Sphenobaiera)*, *Elatides asiatica (Yok.) Krassil.*, *Athrotaxopsis expansa Font. emend Berry*, *Athrotaxites berreji Bell*, *Desmiophyllum sp.*, *Nilssonia ex gr. brongniartii (Mant.) Dunk.*, *N. sp.*, *Sapindopsis variabilis Font.*, многочисленные хвойные и папоротники плохой сохранности. На основании присутствия форм из родов *Asplenium*, *Ginkgoites* и *Sapindopsis* Е.Б. Волынец заключает, что возраст этой флоры среднеальбский. По основным элементам эта флора не отличается от флоры алчанской свиты, поэтому возможно, что отложения подножия г. Точильной относятся уже к алчанской свите.

В.А. Красилов [112], изучивший растительные остатки этого района и принявший, что флора подножия г. Точильной относится к ассикаевской (в то время - уктурской), свите высказал предположение, что не исключено фациальное замещение верхней части уктурской свиты базальными слоями алчанской, т. к. флоры очень близки.

Оставляя этот вопрос открытым до окончательного изучения растительных остатков, нам представляется более верным предположение, что толща подножия г. Точильная должна относиться к алчанской свите, и следовательно, флора отсюда не может характеризовать ассикаевскую свиту.

На водоразделе рек Подхоренок, Первая и Вторая Седьмые и в верховьях этих рек (рис. 4 и 6, разр. 13), к ассикаевской свите относятся отложения, изученные Н.Ф. Смирновым и Ф.Р. Лихтом [127]. Соотношение их с подстилающими образованиями не установлено.

Внизу (680 м) песчаники, которые мы относим к нижнеассикаевской подсвите, а согласно на них более 1500 м алевроаргиллитов с пластами песчаников (50-65 м) и линзами конгломератов, туфов андезитов и туфопесчаников. В алевроаргиллитовой толще алевролиты часто туфогенные, особенно в нижней ее части. Внизу толщи обнаружены двустворки *Aucellina cf. caucasica (Buch)* и *A. aptiensis (Orb.)*. В настоящее время трудно разделить эту мощную толщу на подсвиты, и мы ее рассматриваем как нерасчлененные средне- и верхнеассикаевскую под-свиты, предполагаемую границу между которыми можно провести по подошве слоя 6. **На левобережье р. Вторая Седьмая** в подобной толще А.Ф. Атрашенко собрал *Aucellina sp.*, *Pseudolimea sp.*, остреи и экзогерини, ближе неопределимые (определения Е.А. Калинина)

В междуречье Шивка - Падь Лесковского (рис. 4 и 6, разр. 8), у границы с Китаем, развита толща (более 1200 м) алевроаргиллитов с пачками переслаивания песчаников и алевроаргиллитов, со слоями песчаников, линзами гравелитов и конгломератов. Ф.Р. Лихт [127] считал эти отложения пермскими, А.Т. Кандауров (1977-79 гг.) коррелировал их с предыдущим разрезом (Ф.Р. Лихт [127]) и рассматривал их как нижнемеловые. Органических остатков в ней не обнаружено, но эта толща больше всего похожа на средне-верхнеассикаевские подсвиты на водоразделе рек Подхоренок - Первая и Вторая Седьмые (рис. 4 и 6, разр. 13). А.Т. Кандауров разделил ее на

четыре толщи и определил мощность более 2100 м. Мы пришли к выводу, что здесь в сложной синклинальной складке, разбитой разломами, первая и вторая толщи А.Т. Кандаурова повторяют его четвертую и третью толщи. Если это так, мощность сокращается до 1200 м, и они могут коррелироваться со второй и третьей подсвитами ассикаевской свиты разреза Ф.Р. Лихта [127], как это и считал А.Т. Кандауров (1979 г.).

В бассейне р. Правый Подхоренок (рис. 4 и 6, разр. 11) Н.Ф. Смирнов и В.И. Анойкин [7] выделили условно берриасские отложения и доказанные альбские. Мы считаем более правильным рассматривать условно берриасские отложения как нижнеассикаевскую подсвиту, с которой они более сходны, тем более, что по простиранию структур северо-восточнее в бассейне р. Матай, явно выше них лежат алевроаргиллиты с раннеальбской фауной (см. ниже). Тогда разрез ассикаевской свиты в бассейне р. Правый Подхоренок будет выглядеть следующим образом.

Нижняя подсвита (775 м) существенно песчаниковая, в междуречье Правый Подхоренок-Алчан, по Н.Ф. Смирнову, залегает на базальтоидах, которые очень напоминают юрскую погскую свиту Окраинской зоны Южного Сихотэ-Алиня [63], и которые входят в состав култухинской свиты [127, 225].

Средняя подсвита (более 335 м) песчаниково-алевроаргиллитовая, из которой Е.А. Калинин [79] определил аммонита *Kennicottia sp.*, а мы из коллекции В.И. Анойкина из верховьев левого истока р. Хима Вторая, двустворок *Aucellina aptiensis (Orb.)*, *A. cf. caucasica (Buch)* и *Camptonectes sp.*

Верхняя подсвита (неполная мощность 435 м) - также песчаниково-алевроаргиллитовая, в основании которой залегают 110 м песчаников с растительным детритом и редкими мергельными конкрециями, в которых часто заключены двустворки: пинниды, пектениды и плевромии. Выше песчаников лежат алевроаргиллиты с многочисленными конкрециями с аммонитами *Eogaudryceras (Eogaudriceras) shimizui menneri Avdeika*, *Anagaudriceras aurarium (Anders.)*, *Hulenites reesidey (Anders.)*, а также двустворками: *Inoceramus ex gr. anglicus Woods*, нукулидами, пектенидами, окситомами, плевромиями, солемиями и др. (определения Е.А. Калинина [79, 81]). Из этой подсвиты в коллекции В.И. Анойкина нами определены аммониты *Phyllopachyceras ex gr. theresae (Anders.)*, *Anagaudryceras aurarium (Anders.)*, двустворки *Nuculana (?) sp.*, *Chlamys sp.* и *Solemya sp.* В самом верху - те же двустворки и аммониты.

В бассейне р. Матай (рис. 4 и 6, разр. 14) согласно А.А. Козлову [105] развиты разновозрастные отложения, хорошо сопоставляющиеся со средней и верхней подсвитами ассикаевской свиты.

Средняя подсвита в междуречье Подхоренок - Матай (рис. 6, разр. 14, слои 1-4), алевроаргиллитовая, и в бассейне р. Матай в ней обнаружена богатая фауна. На левобережье ее притока - р. Хасами (рис. 4, разр. 17) почти по всему разрезу Г.В. Масиброда и А.А. Козлов собрали ауцеллин, среди которых В.Н. Верещагин определил *Aucellina aff. aptiensis (Orb.)*, *A. cf. caucasica (Buch)* и *A. icturiensis Ver.* Такую же фауну собрали Н.Ф. Смирнов и М.В. Мартынюк на водоразделе рек Матай и Катэн. На левобережье р. Матай, севернее пос. Долми, Е.А. Калинин [80, 82] собрал и определил раннеальбских *Aucellina aptiensis (Orb.)*, *A. caucasica (Buch)*, пектенид и аммонитов *Kennicottia sp.* и *Puzosia cf. sigmoidalis Donovan*.

Верхняя подсвита там же (рис. 4 и 6, разр. 14) залегает согласно на средней и представлена алевролитами и песчаниками при некотором преобладании песчаников. Внизу подсвиты - *Aucellina cf. aptiensis (Orb.) Pomp.* и аммониты плохой сохранности.

В бассейне р. Обор (рис. 4 и 6, разр. 19) изучена [105] только толща, которую мы относим к нижнеассикаевской подсвите. Соотношения ее с подстилающими образованиями не установлены, но в гальках конгломератов из нижней части толщи А.А. Козлов обнаружил *Buchia sp. indet.* валанжинского облика (по определению В.Н. Верещагина), что свидетельствует о размыве валанжинских отложений.

Эта толща по общему виду соответствует нижней подсвите ассикаевской свиты. Из нее Г.В. Масиброда собрал растительные остатки: *Scleropteris aff. daurica Pryn.*, *Adiantopteris (Adiantites) sewardii Yabe* и *Ginkgo sp.* (определения В.А. Вахромеева).

В наиболее хорошо изученных разрезах 3, 5, 11, 14 и 19 на рис. 6 видно, что ассикаевская свита состоит из трех подсвит: нижней - наиболее грубообломочной, средней - алевроаргиллиты и верхней - песчаники (разр. 3) или песчаники и алевроаргиллиты (разр. 8, 11 и 14). Это позволяет заключить, что наибольшая трансгрессия соответствует времени накопления средне- и верхнеассикаевской подсвит.

Общая мощность ассикаевской свиты, по-видимому, более 2300 м.

В китайской провинции Хэйлунцзян (рис. 7), на продолжении Бикино-Хорской зоны, развиты группы Лунчжаогоу (*Longzhaogou*) и Цзиси (*Jixi*). О корреляции этих групп нет единого мнения, и мы остановимся только на первой, из которой известны аммониты и по ней больше опубликовано материалов с изображениями представителей фауны и флоры. Эти группы сложены континентальными и морскими отложениями, долгое время считались юрскими [233, 254, 255, 264, 292, 293, 333, 336] и только в последнее время их стали относить к раннему мелу [262, 280, 299, 300, 329, 330 и др.]. Группа Лунчжаогоу, мощность которой более 4 тыс. м, разделена на четыре формации: Пейдэ (*Peide*), Цихулинь (*Qihulin*), Юньшань (*Yunshan*), и Чжушань (*Zhushan*).

Формация Пейдэ континентальная и лежит резко несогласно на пермских или на палеозойских образованиях, включая граниты. Внизу она сложена конгломератами и песчаниками, в средней части - песчаниками, алевролитами, аргиллитами с пластами угля и с обильными растительными остатками, а вверху - алевроаргиллитами с пресноводными гастроподами, андезитами, их туфами и туфобрекчиями.

Формация Цихулинь залегает согласно на формации Пейдэ и сложена, в основном, морскими отложениями.

КИТАЙ		СИХОТЭ-АЛИНЬ		Подъярус	Ярус
Группа	Формация	Свита, подсвита			
Лунчжаогу (<i>Longzhaogou</i>)	Чжушань (<i>Zhushan</i>)	Стрельниковская	Алчанская	верхний	Альбский
	?			средний	
	Юньшань (<i>Yunshan</i>)	Ассикаевская	верхняя	нижний	
	Цихулинь (<i>Qihulin</i>)		средняя		
Пейдэ (<i>Peide</i>)		нижняя		Аптский	

Рис. 7. Корреляция серий Лунчжаогу Китая и апт-альбских стратонев Сихотэ-Алиня (по В.П. Коновалову)

ями, хотя встречаются и континентальные. Это грубое переслаивание песчаников и алевроаргиллитов с туфами среднего состава. В формации богатая фауна двустворок, аммонитов, брахиопод, гастропод и остатки растений. Аммониты приурочены к верхней части формации.

Формация Юньшань залегает согласно на формации Цихулинь. Это морские (литоральные) и континентальные образования: алевроаргиллиты, песчаники от тонко- до среднезернистых, угли и вулканиты. Морские двустворки и брахиоподы найдены, в основном, внизу формации, хотя в маломощных слоях встречается и выше. Кроме них, есть остатки пресноводной фауны и растительности.

Формация Чжушань сложена, главным образом, континентальными угленосными отложениями - песчаниками, туфами и туфобрекчиями кислого состава, внизу - конгломератами и гравийными песчаниками. Формация содержит пресноводную фауну и растительные остатки, а в верхней части двустворки, характерные для литорали.

Общая мощность всех формаций более 4000 м.

Китайские и японские палеонтологи, базируясь, в основном, на аммонитах из формации Цихулинь и из низов формации Юньшань, рассматривают возраст серии от начала готерива до самого начала альба [299, 300,]. По ауцеллинам *Aucellina aptiensis*, *A. caucasica* и *A. jeletzkyi* делается вывод [329, 330,] о возрасте от середины баррема до позднего апта включительно, а для очень мощных осадков, залегающих выше уровня с морской фауной, оставляется только самое начало раннего альба.

М. Футаками и М. Мацукава [262] изучили аммонитов из верхов формации Цихулинь, откуда они описали аммониты *Phyllopachiceras sp* и *Pseudohoploceras cf. liptoviensis (Zeus.)* и установили барремский возраст этой части разреза, с чем трудно согласиться.

Первую форму они считают морфологически близкой *Ph. infundibulum* из баррема Франции, но этому виду свойственен равномерный рост оборотов, в то время, как у китайских морфотипов [262, табл. 1, фиг. 1, 2] высота и объемлемость оборотов резко возрастает, что характерно для раннеальбских *Ph. chitinanum Imlay* Тихоокеанского региона. Второй вид также вызывает сомнение. С одной стороны, валики у пережимов как бы сближают изображенные экземпляры [262, табл. 1, фиг. 3-10] с этим родом, но с другой - большое количество пережимов на обороте и резкое сужение пучка ребер (между пережимами) у пупкового края для этого рода а, тем более, для вида не характерны.

Аммониты из формации Цихулинь [262, 280, 292, 333] не достаточной сохранности для уверенного определения родов и видов, но подобные формы известны на Сихотэ-Алине в ассикаевской и соколовской свитах. Двустворки же [264, 294, 299] обильнее и разнообразнее, чем на Сихотэ-Алине, и характерны для апт-альбского возраста. Между тем, мы не обнаружили форм, по которым можно было бы уверенно отнести эти отложения к баррему, а аммониты и двустворки из формации Цихулинь мы более склонны рассматривать как раннеальбские.

Флору группы Лунчжаогу по ее опубликованным изображениям [254, 255, 336] анализировала Е.Б. Волы-

нец, и ее результаты совпали с выводами по фауне. Флору из формации Пейдэ она считает аптской, из формации Цихулинь (ниже слоев с морской фауной) - раннеальбской, из формации Юньшань - среднеальбской, а из формации Чжушань - явно альбской, но трудно сказать, какой части альба она соответствует.

На основании вышеизложенного и учитывая, что максимальная трансгрессия в Бикино-Хорской зоне была в раннем альбе, представляется более вероятной корреляция, изображенная на рис. 7, однако, и китайские, и сихотэ-алинские коллекции ископаемых организмов нуждаются в монографическом изучении, после чего картина может быть уточнена. Корреляция же, проведенная К.М. Худолеем [233], который рассматривал отложения Китая как юрские, в настоящее время явно устарела и не правомочна.

Средний - верхний альб

Средне-верхнеальбские отложения разделяются на два комплекса: на западе зоны развиты терригенные толщи, слагающие стрельниковскую свиту [101, 195], а на юге и на востоке - вулканогенные отложения, объединенные в алчанскую свиту [195, 235].

Стрельниковская свита развита в хр. Стрельникова и около ст. Вяземская. Она долгое время относилась к юре [118], но благодаря работам Б.Я. Черныша [235] и В.Н. Верещагина [31], стали рассматриваться как меловые, а после исследований В.П. Коновалова [101] и Е.А. Калинина [79] их возрастной диапазон был сужен [195]. По предложению В.П. Коновалова [101] они названы стрельниковской свитой.

В отрогах хребта Стрельникова Б.Я. Черныш [235, 236] отнес эти отложения к уктурской свите и описал следующий их разрез (рис. 4 и 8, разр. 4):

1. Песчаники среднезернистые с редкими прослоями алевролитов, а внизу с рассеянными хорошо окатанными гальками и гравием кремнистых пород 400 м
 2. Алевритовые туфопесчаники линзовидно-слоистые с обильными фукоидами и редкими песчано-глинистыми конкрециями. Внизу два пласта андезитов (5 и 15 м). Из этого слоя собраны двустворки: *Astarte ex gr. portana McLearn*, *Pleuromya sikkani McLearn*, *Isognomon sp. indet.*, *Thracia sp.*, кардиты и др., а сверху аммонит *Anagaudryceras (?) sp. Indet.* 500 (?) м
 3. Переслаивание песчаников и алевроаргиллитов с мелкогалечными конгломератами в основании. Гальки конгломератов хорошо окатаны и представлены песчаниками, алевролитами, гранитами, андезитами и риолитами (?); наполнитель алевритовый. (Ниже состав галек и наполнитель - те же) 100 м
 4. Чередование пачек переслаивания песчаников и алевролитов с мелкогалечными конгломератами. Вверху аммонит *Grycia pereziana (Whit.)* 100 м
 5. Песчаники среднезернистые косо- и горизонтальнослоистые, в основании (32 м) и в середине (15 м) мелкогалечные конгломераты 150 м
 6. Алевроаргиллиты горизонтальнослоистые, в основании мелкогалечные конгломераты (45-50 м)... 120 м
 7. Песчаники от мелко- до среднезернистых, часто слоистые, в основании конгломерат (30-40 м) 250 м
 8. Конгломераты мелкогалечные с двумя пачками (10 и 25 м) переслаивания песчаников и алевролитов с отпечатками стеблей растений 200 м
 9. Алевроаргиллиты с линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов 250 м
- Общая мощность 2070 м

Слои 1 и 2 мы объединяем в нижнюю подсвиту, а 3-9 - в верхнюю.

В бассейне р. Вторая Седьмая, в районе ст. Вяземская и пос. Спартак стрельниковская свита развита широко. В последние годы здесь ее изучали А.Ф. Атрашенко (1989 г.) и Е.А. Калинин. По А.Ф. Атрашенко она согласно лежит на флишовой толще с ауцеллинами, которую мы относим к ассикаевской свите. Е.А. Калинин изучил разрез стрельниковской свиты и собрал богатую фауну, но, к сожалению, большая ее часть необработана. Он любезно ознакомил нас с этой коллекцией. Двустворки здесь такие же, как в лужкинской свите Восточного Приморья. Это представители родов *Oxytoma*, *Pleuromya*, *Raporea*, *Thracia* и др.

В районе ст. Вяземская (рис. 4 и 8, разр. 15) разрез свиты (без самых нижних слоев) следующий:

1. Песчаники от мелко- до среднезернистых с прослоями 10-20 см алевролитов, часто песчанистых. Здесь собраны двустворки *Exogira*, *Amphidonta*, *Pleuromya*, а также гастроподы и растения *Lobifolia ex gr. onychioides (Vassil. et K.-M.) Samyl.*, *Cladophlebis sp.*, *C. sp. indet.*, *Ctenis sp.*, *Elatocladus sp.*, *Pityostrobus sp.* 520 м
 2. Песчаники алевритовые, часто туфогенные, с многочисленными двустворками *Lopatinia*, *Oxytoma*, *Pleuromya*, *Inoceramus*, морскими ежами *Hemiaster* и аммонитами *Grycia pereziana (Whit.)* и *Grantziceras sp.* 200 м
 3. Переслаивание песчаников и алевролитов, внизу 1,5 м мелкогалечных конгломератов. В алевролитах *Grycia pereziana (Whit.)* 100 м
 4. Переслаивание средне-крупногалечных конгломератов (3-5 м) и зеленовато-серых песчаников от мелко- до крупнозернистых (3-20 м). Редкие линзы гравелитов и туфитов. Внизу двустворки *Amphidonta sp.*, *Ostrea sp.*, *Ussuritrigonia ussurica Konov.* и др., а сверху - аммониты *Gastroplitinae* 340 м
- Общая мощность 1160 м

Выше резко несогласно залегают альб-сеноманские базальты.

На правом берегу р. Усури у дер. Нижнемихайловка (против о. Амбарный) в небольшом блоке песчаников

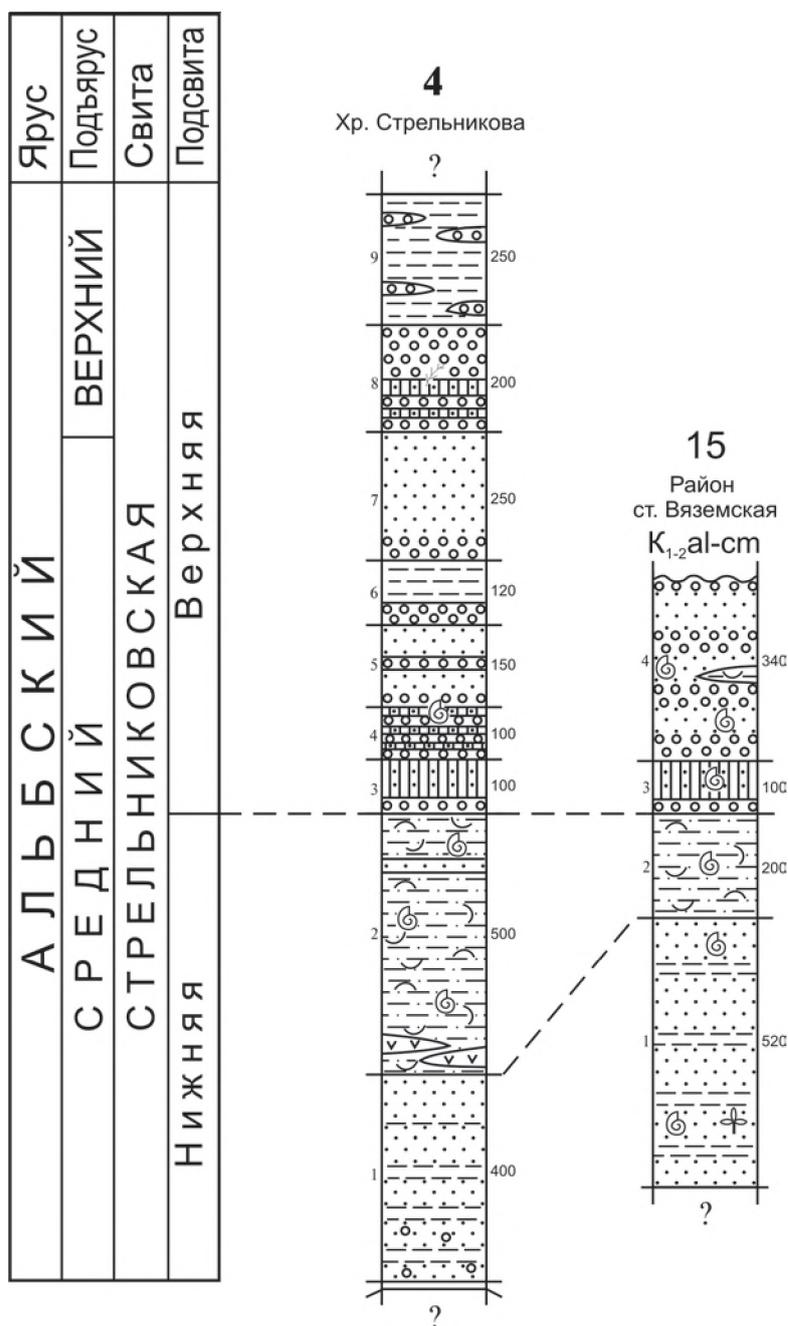


Рис. 8. Корреляция литолого-стратиграфических колонок среднего - верхнего альба Бикино-Хорской зоны. Номера колонок и авторы: 4 - Б.Я. Черныш [235], 15 - Е.А. Калинин [79]. Индексы: K₁₋₂ al-sm - альб-сеноманские базальты. Условные обозначения - на рис. 5

Б.Я. Черныш обнаружил *Anagaudriceras (?) sp.* Возможно, этот блок также относится к стрельниковской свите, но не исключено, что это фрагмент ассикаевской свиты.

У северо-западной границы Бикино-Хорской зоны, в Переяславском грабене (рис. 4, скв. В-1), пробурен ряд глубоких скважин, из которых Г.Л. Кириллова [89] привела фрагмент разреза по скв. В-1. По общему характеру верхней части разреза и приведенной фауне, он вероятнее всего, соответствует стрельниковской свите.

Общая мощность стрельниковской свиты более 2000 м.

Наличие в стрельниковской свите *Grycia pereziana* и двустворок, аналогичных или близких к таковым из лужкинской свиты [92, 191], позволяют считать ее возраст среднеальбским, возможно, включая начало позднего альба, так как *Gastrolitinae* характерны для верхов среднего альба и низов верхнего альба.

Учитывая, что в алчанской свите обнаружен *Eogunmarites sp.* (см. ниже), который является, вероятнее всего, представителем фауны "стрельниковского" моря, накопление стрельниковской свиты завершилось в позднем альбе.

По данным А.Н. Филиппова в стрельниковской свите развиты конгломераты, гальки которых хорошо окатан-

ные, в основном уплощенные. Около 90% их сложено различными кремнистыми породами; песчаники, жильный кварц и алевролиты составляют первые проценты; андезиты, диабазы, граниты, диориты, роговики, кварциты и кварцево-сланцевые сланцы редки. Песчаники относятся к кварцевым и меньше - к полевошпатово-кварцевым грауваккам. Обломки пород в них на 70-100% сложены осадочными и метаморфическими породами, среди которых более 90% кремней; встречаются песчаники, алевролиты, кремнисто-глинистые породы, кварциты, кварцево-сланцевые сланцы. Средними вулканитами сложено до 25% обломков пород, а кислыми интрузивными породами, в том числе и гранитоидами - до 5%. В песчаниках обычна примесь вулканического стекла. Питающая провинция была сложена океаническими кремнистыми образованиями, входившими в аккреционные комплексы.

Алчанская свита (до 500 м), выделенная Б.Я. Чернышом в 1963 г. [235, 236] распространена широко. Ею сложены обширные площади на юге Бикино-Хорской зоны в междуречье Бикин - Большая Уссурка и Бикин - Алчан и известна в Хабаровском крае - в бассейнах рек Матай и Кия, в верховьях рек Обор и Дурмин, в бассейнах рек Немта и Си и далее на северо-востоке в бассейнах правых притоков р. Хор примерно на широте г. Хабаровска. Свита захватывает и окраины соседней, Хорско-Дальненской зоны, но они развиты там фрагментарно и здесь не будут описаны. В этой вулканогенной толще встречаются туфопесчаники и туфоалевролиты с остатками пресноводной или морской фауны и обильными растительными остатками. Ей свойственна сильная фациальная изменчивость по латерали и по вертикали.

Свита залегает несогласно на протерозойских, пермских, верхнетриасовых, юрских и нижнемеловых образованиях. Соотношение ее с ассикаевской свитой нельзя считать установленным. Господствует мнение [33, 135, 222, 235, 236 и др.], что алчанская свита залегает с резким угловым несогласием на ассикаевской свите, поскольку она перекрывает разные подсвиты, а некоторые авторы даже указывают на резкое азимутальное несогласие. Изучив все места, где был вскрыт контакт между этими свитами, мы пришли к выводу, что однозначно этот вопрос не решается.

В стратотипическом районе алчанской свиты (правобережье р. Бикин у пос. Верхний Перевал) вскрыты взаимоотношения среднеассикаевской подсвиты и алчанской свиты. Г.Л. Амельченко (1987 г.) отмечает, что азимутальное несогласие между ассикаевской и алчанской свитой достигает здесь 60°, а угловое - 10-15°. Он отмечает, что контакт везде резкий, иногда слабоволнистый. Из этого делается вывод, что в предалчанское время произошли тектонические движения, совпадавшие с интенсивной складчатостью Восточного Приморья. Примерно такой же точки зрения придерживается Ф.Р. Лихт [136].

Необходимо сразу оговориться, что нам не известны серьезные тектонические перестройки на Сихотэ-Алине в среднеальбское время.

С.А. Шорохова (1972 г.), описывая контакт алчанской свиты и среднеассикаевской (среднеуктурской) подсвиты в районе пос. Верхний Перевал, отмечала, что нижние слои алчанской свиты раздроблены, по трещинам кальцитизированы и ожелезнены, а на контакте также отмечается ожелезнение. В данном случае контакт скорее не стратиграфический, а проходит по надвигам.

Севернее рассматриваемого района, в междуречье Столбовая - Медвежья, Б.А. Кабанов (1987 г.) описал согласное залегание алчанской свиты на верхнеассикаевской (верхнеуктурской) подсвите, еще севернее, в бассейне р. Матай и Правый Подхоренок, В.И. Анойкин [7] также наблюдал согласное соотношение этих стратонив.

Учитывая еще и то, что все исследователи отмечают единый структурный план алчанской и ассикаевской свит, нам представляется маловероятным, в интервале времени между их накоплением произошли существенные тектонические перестройки.

В стратотипическом районе алчанской свиты (в междуречье Бикин - Алчан) (рис. 4, разр. 6) выделяются две подсвиты.

Нижняя подсвита (580-600 м), вблизи пос. Верхний Перевал, по Г.Л. Амельченко (1987 г.), начинается конгломератами (0,3 м), затем следует тонкое (первые см и дм) переслаивание туффитов, туфопесчаников, песчаников и алевролитов с прослойками углей, часто сажистых, (9 м), в котором обнаружены растения *Cladophlebis delicatula* (Yok.) Krassil., *Nilssonia densinervis* (Font.) Berry, *Pterophyllum cf. lyellianum* (Dunk.) Sew., *Acrostichopteris* sp. и др. Выше лежат игнимбриты дацитов (до 370 м), вверху которых вулканогенно-осадочные породы (13 м) содержат остатки растений *Nilssonia ex gr. bronniartii* (Mantel) Dunk., *Elatides asiatica* (Yok.) Krassil., *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Unger) Heer и др. Далее, туфолавы дацитов (60-100 м), а в некоторых местах в самом верху есть риадациты (60 м) и их туфы (40 м).

Верхняя подсвита (750 м) на р. Васильевка и на руч. Аленкин начинается туффитами с прослоями пепловых туфов или туфопесчаниками со слоями туффитов (40-60 м) содержащими остатки растений *Polypodites polisorum* Pryn., *Ruffordia goeppertii* (Dunk.) Sew., *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sew., *sagenopteris cf. mantellii* (Dunk.) Schenk. *Ginkgo ex gr. paraadiantoides* Samyl., *Athrotaxites berry* Bell, *Sapindopsis* sp. и др. Выше залегают туфы и игнимбриты дацитов с редкими слоями (20-60 м) туффитов и туфопесчаников, и венчается разрез туффитами, туфопесчаниками и алевролитами (60 м). В самом верху растения *Eboracia ex gr. lobifolia* (Phillips) Thomas, *Birisia onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Cladophlebis novopokrovskii* Pryn., *Zamiopsis suifunensis* (Krysh. et Pryn.) Krassil., *Elatocladus (Cephalotaxopsis) brevifolia* (Font.) Bell., *Sapindopsis variabilis* Font. и др. (определения С.И. Неволной и Е.Б. Вольнец).

На юге зоны свита также разделяется на подсвиты: нижнюю, умеренно кислую, и верхнюю, андезитовую.

На юго-западе, в районе ст. Губерово (рис. 4, разр. 1) нижняя подсвита - дацитовая, а верхняя - андезитовая.

Нижняя подсвита (650 м) в бассейне р. Крутобережка сложена внизу туфопесчаниками и туфоалевролитами (100 м) с остатками моллюсков *Limnocyrena anderssoni* (Grab.), *L. ciclica* Yakush., *Viviparus* sp. и др. (определения А.А. Якушиной), а также остатками растений *Equisetites* sp., *Coniopteris* ex gr. *burejensis* (Zal.) Sew., *Cladophlebis* sp., *Athrotaxites berryi* Bell. Выше согласно лежат дациты и их туфы (около 550 м). В верховьях р. Сахалинка, примерно в 150 м ниже кровли подсвиты в псаммитовых туфах обнаружены растения *Torreya nicanica* Krassil., *Athrotaxites berryi* Bell., *Elatides* ex gr. *curvifolia* (Dunker) Nath., *Coniopteris* sp., *Pityostrobus* sp. По мнению С.А. Шороховой это, вероятнее всего, апт, а С.И. Неволина и Е.Б. Волынец считают, что они могут определять возраст не более дробно, чем альб. Пресноводная фауна характеризует апт-альбский уровень, но на юге Приморского края (восточное побережье Уссурийского залива, бассейны рек Суходол и др.) она встречается на уровне среднего альба и, по-видимому, здесь следует предполагать тот же возраст.

Верхняя подсвита (до 890 м) лежит согласно на нижней и представлена, в основном, андезитами и их туфами. В верхней части этой подсвиты у с. Знаменка выделяется пачка (120-150 м) переслаивающихся туфопесчаников и туфоалевролитов с растительными остатками *Cladophlebis* cf. *lobifolia* (Phill.) Brogn., *Pterophyllum sutschanensis* Pryn., *Taeniopteris* (*Nilssoniopteris*) sp., *Elatides asiatica* (Yok.) Krassil., *Pityolepsis tsugaeformis* Nath., *Carpolites cinetus* Nath. и др. С.А. Шорохова рассматривает этот комплекс как альбский.

Общая мощность свиты здесь 1540 м.

По простиранию структур алчанская свита меняется. На востоке, юго-востоке и на юге, в междуречье Большая Уссурка - Бикин и Бикин - Алчан в ней преобладают туфы риолитов, игнимбриты и туфы риодацитов, а мощность ее достигает 1500 м.

На юге Бикино-Хорской зоны известно много местонахождений растительных остатков, среди которых Е.Б. Волынец [43], установила из обеих подсвит более 160 видов.

Для нижней подсвиты характерными являются *Cladophlebis frigida* Heer, *Asplenium* (*Anemia*) *dicksonianum* Heer, *Gleichenites porsildii* Sew., *Alsophilites nipponensis* (Oishi) Krassil., *Onychiopsis psilotoides* (Stokes et Webb) Ward, *Coniopteris* (*Birisia*) *onychioides* Vassilevsk. et Kara-Mursa, *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Athrotaxopsis expansa* Font. emend. Berry, *Athrotaxites berryi* Bell, *Elatides asiatica* (Yok.) Krassil., *E. ex gr. curvifolia* (Dunker) Nath., *Torreya nicanica* Krassil., *Nilssonia nicanica* Pryn., которые Е.Б. Волынец рассматривает как среднеальбские. **В верхней подсвите** она выделяет два стратумовня флоры: нижний, без покрытосеменных, и верхний, с покрытосеменными. В целом, для этой подсвиты характерны покрытосеменные *Sapindopsis brevifolia* Font., *S. magnifolia* Font., *Sassafras ussuriensis* Krassil., *Quercophyllum* ex gr. *tenuinervis* Font., *Q. ex gr. grossedentatum* Font., *Vitiphyllum* (*Cissites*) *parvifolium* Font. *Dictilophyllum* sp., *Laurophyllum* sp. и *Kenella* sp.; среди голосеменных - *Sagenopteris mantelli* (Dunker) Schenk, *S. variabilis* Velenovsk., *Dictyozamites* sp., *Athrotaxopsis expansa* Font., *Podozamites* ex gr. *lanceolatus* (Lindl. et Hutt.) Braun, *P. tenuinervis* Heer, *Nilssonia canadensis* Bell, *Torreya nicanica*, *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *G. pluripartita* (Schimp.) Heer, *Brachyphyllum japonicum* (Yok.) Oishi, *Zamiopsis dentata* (Font.) Berry и папоротники - *Onychiopsis psilotoides* (Stokes et Webb) Ward., *Asplenium* (*Anemia*) *dicksonianum* Heer, *Coniopteris* (*Biriasia*) *onychioides* (Vass. et Var.), *Alsophilites* (*Cyathea*) *nipponensis* (Yok.) Krassil., *Vargolopteris rossica* Pryn., *Cladophlebis frigida* Heer, *Arctopteris obtusipinnatus* Samyl., *Adiantopteris sewardii* (Yabe) Vassilevsk. и *Dicksonia concinna* Heer. Возраст этой флоры позднеальбский.

В.А. Красилов и С.А. Шорохова [112], принимая в целом позднеальбский возраст алчанской свиты, считают, что ее накопление закончилось в начале сеномана, поскольку в коллекции Б.Л. Кабанова из бассейна руч. Доступный (бассейн р. Тахало) они обнаружили единственный отпечаток *Metasequoia cuneata* (Newb.) Chaney, характерный для сеномана. Кроме того, в карьере по дороге на пос. Соболиный в тафоценозе резко преобладают *Sequoia reichenbachii* (Gein.) Heer, что, по мнению В.А. Красилова, характерно для верхнемеловых захоронений Голарктики.

С последним трудно согласиться, так как в некоторых слоях альбских отложений (у с. Петровка на юге Приморского края) *Sequoia reichenbachii* составляет до 80% состава и, тем не менее, В.А. Красилов [110] считает эти отложения альбскими. Определение метасеквойи тоже спорно, поскольку С.И. Неволина и Е.Б. Волынец рассматривают эти остатки как *Elatocladus* sp. В.С. Маркевич [139], изучившая палинокомплекс из нижнеалчанской подсвиты, пришла к выводу о его альб-сеноманском возрасте. Таким образом, верхний возрастной предел алчанской свиты на юге Бикино-Хорской зоны по остаткам флоры однозначно не определен.

Севернее, в верховьях р. Матай (рис. 4, разр. 10), из нижней части алчанской свиты В.И. Анойкин и Е.А. Калинин [790] из пачки переслаивающихся (1-5 м) туфоалевролитов, туфопесчаников и туффитов собрали аммонит *Paragastropylites* ex gr. *spiekeri* (McLearn) и двустворки: нукулиды, трации, кампктонектесы, пинниды и др. Аммонит характерен для среднего альба [270]. Выше залегают дациты, андезиты и их туфы. Недалеко от этого местонахождения, у пос. Южный, в туфоалевролитах среди андезитов и их туфов (по-видимому, верхней подсвиты алчанской свиты) Е.А. Калинин [81] обнаружил фрагмент аммонита *Eogunnarites* sp. В самых верховьях р. Дурмин (рис. 4, разр. 18) В.И. Карниенко в слое туфоалевропесчаников среди андезитов обнаружил двустворку *Pterotrigonia* cf. *pocilliformis* (Yok.), характерную для лужкинской свиты Восточного Сихотэ-Алиня (средний - поздний альб) [92, 191].

В бассейне р. Си (правый приток р. Немта) (рис. 4, разр. 21) алчанская свита, которую ранее относили к ларгасинской свите [212], представлена толщей мощностью до 1300 м переслаивающихся (через 10-25 м) туфопесчаников и алевролитов, брекчий и конгломератов, а также туфов андезитов, с андезитами (150-300 м). В двух местонахождениях на правом берегу р. Си в переслаивании обнаружены двустворки *Exogyra* sp., *Pecten* (?) sp.,

Lima sp., *Ostrea sp.*, гастроподы, ракообразные и аммонит *Subarcthoplites talkeetnanus* (Jmly). (Л.Д. Третьякова и Е.А. Калинин [79, 81] определяли этого аммонита как *Neogastropilites sp.*).

Еще северо-восточнее, в бассейне р. Джугда, разрез примерно такой же, но содержит туфы риолитов и довольно мощные, до 150 м, алевроаргиллиты. Органические остатки не обнаружены.

Мощность алчанской свиты до 1500 м.

Аммониты *Paragastropilites ex gr. spiekeri*, *Subarcthoplites talkeetnanus* и двустворка *Pterotrigonia cf. pocciformis* - среднеальбские [188, 270]. Сложнее обстоит дело с *Eogunnarites sp.* - они известны из верхнеальбских и сеноманских отложений. Е.А. Калинин [81] вслед за А.И. Алабушевым [4] рассматривает их как сеноманские, но наличие подобных аммонитов в верхнеальбских отложениях о. Хоккайдо [265] совместно с *Stoliczkaia sp.* не позволяет столь однозначно подходить к их возрасту.

Таким образом, по флоре и по фауне алчанская свита начала накапливаться в среднем альбе, а верхняя возрастная граница ее дискуссионна. Е.Б. Волюнец [43] считает, что это поздний альб, а В.А. Красилов, С.А. Шорохова [112] и Е.А. Калинин [81] - сеноман. Основываясь на том, что алчанская свита с размывом перекрывается столбовской свитой с раннесеноманской флорой [195] и поскольку детальный анализ органических остатков показывает, что на Сихотэ-Алине демиссионный этап закончился и главная складчатость прошла именно на границе альба - сеномана или даже в конце позднего альба [1], мы рассматриваем возраст алчанской свиты как средний - поздний альб.

ЦЕНТРАЛЬНОЕ ПОДНЯТИЕ

Поднятие расположено: на севере между Западным и Восточным прогибами, южнее - на западе граничит с Приханкайскими зонами поздней консолидации, а на востоке по Центральному разлому с Восточным прогибом (рис. 1).

В разные отрезки времени раннемеловой эпохи, в периоды максимальных трансгрессий, в наиболее опущенных зонах накапливались морские отложения. Выделяется три таких зоны: Хорско-Дальненская (валанжинские и средне-верхнеальбские отложения), Аннойская (берриас-валанжинские отложения) и Окраинская (валанжинские и нижнеальбские отложения). От верхов валанжина до апта включительно здесь повсеместно был перерыв в седиментации.

ХОРСКО-ДАЛЬНЕНСКАЯ ЗОНА

Зона выделена на Третьем МРСС [194]. Мы существенно уточнили ее границы, как и границы Центрального поднятия, не исключая, что в эту зону могли войти и не распознанные блоки соседних зон. Так, вдоль западной границы Хорско-Дальненской зоны известны фрагменты алчанской свиты, которая принадлежит соседней, Бикино-Хорской зоне.

Для нижнемеловых отложений этой зоны характерно: развитие только валанжинских отложений (ключевской свиты) и средне-верхнеальбских (холминской свиты); резко несогласное залегание валанжина (ключевской свиты) на домеловых образованиях; несогласное залегание среднего-верхнего альба на валанжине и домеловых образованиях.

Валанжин

Валанжинские отложения, выделенные в *ключевскую свиту*, распространены в тектонических блоках вблизи Центрального разлома и в некотором удалении от него. (рис. 9). Их состав и строение несколько меняются по простиранию структур. В зоне Центрального разлома (рис. 9 и 10, разр. 30, 35, 37) это, в основном, гравелиты, конгломераты и немного песчаников. С удалением от него гравелитов и конгломератов становится явно меньше, а песчаников и алевроаргиллитов - больше.

На левобережье р. Бикин, в междуречье Кленовка - Леснуха в 6-7 км северо-западнее Центрального разлома обнажен наиболее полный разрез ключевской свиты (рис. 9 и 10, разр. 33). составленный В.П. Коноваловым по материалам В.И. Надежкина и Н.Г. Сутурина. С нижележащими отложениями контакты валанжина переходят по разломам.

1. Конгломераты с размером галек 3-30 см, с линзами песчаников от мелко- до среднезернистых. Гальки хорошо окатаны и представлены песчаниками, алевролитами, кремнистыми породами и андезитами. Наполнитель конгломератов гравийно-песчаный 230 м
2. Песчаники среднезернистые, часто горизонтальнослоистые 100 м
3. Конгломераты, как в слое 1. С северо-востока на юго-запад они переходят в песчаники от мелко- до крупнозернистых. В наполнителе конгломератов *Buchia sp. Indet* 150 м
4. Песчаники зеленовато-серые мелкозернистые граувакково-аркозовые с *Buchia ex gr. pacifica Jeletzky, B. cf. keyserlingi (Lah.)*, *B. solida (Lah.)* 100 м
5. Алевроаргиллиты массивные с *Buchia solida (Lah.)*, *B. keyserlingi (Lah.)*, и *B. cf. keyserlingi (Lah.)* .. 170 м
6. Песчаники среднезернистые граувакково-аркозовые с *Buchia ex gr. pacifica Jeletzky, B. inflata (Lah.)*, *B. solida (Lah.)* 70 м

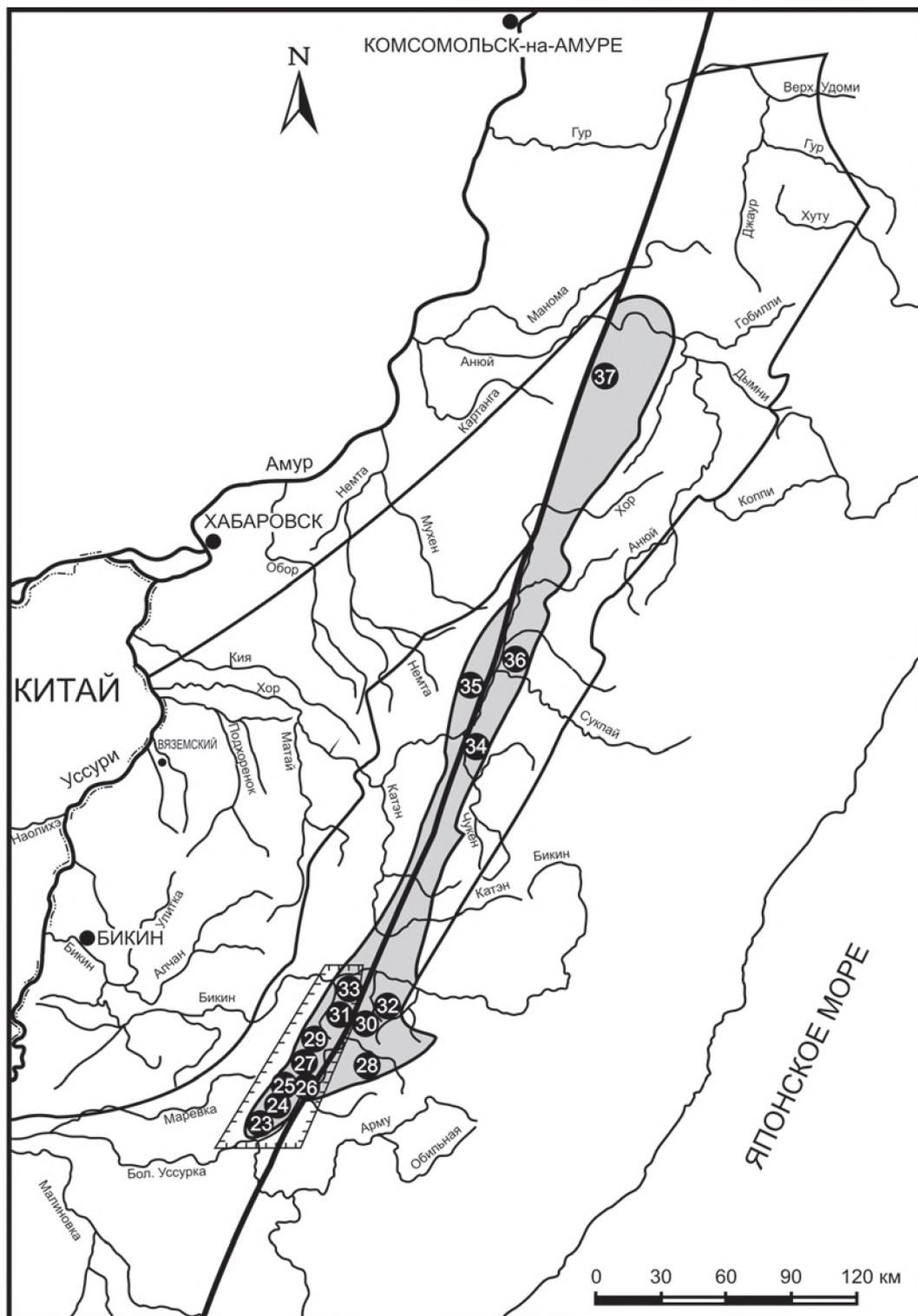


Рис. 9. Схема расположения разрезов нижнемеловых отложений Хорско-Дальненской зоны Центрального поднятия. Цифры в кружках: 23 - правобережье р. Бол. Уссурка, 24 - бассейн р. Холминка, 25 - бассейн р. Голубица, 26 - руч. Зубаревский и Затонный, 27 - левобережье р. Голубица, 28 - низовья руч. Таборный, 29 - руч. Сохатка, 30 - верховья р. Леснуха, 31 - междуречье Кленовка - Леснуха, 32 - верховья р. Оморочка, 33 - междуречье Кленовка - Леснуха в низовьях, 34 - бассейн р. Няуха, 35 - бассейн р. Коломи, 36 - низовья р. Сукпай и Кабули, 37 - правобережье р. Тормасу. Условные обозначения на рис. 4

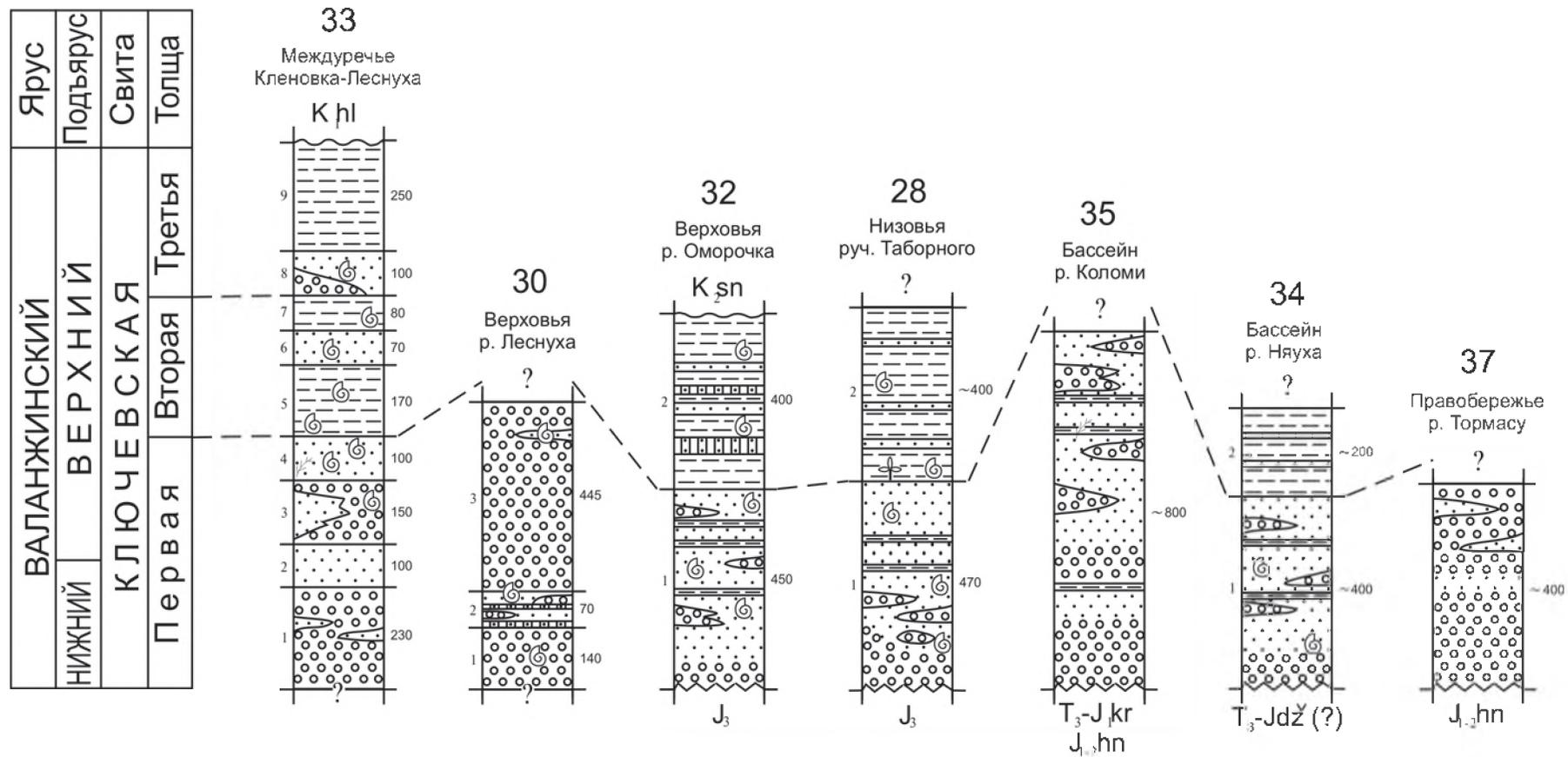


Рис. 10. Корреляция литолого-стратиграфических колонок валанжина Хорско-Дальнинской зоны. **Номера колонок и авторы:** 28 - В.П. Коновалов (1970, 1991), 30 - В.П. Коновалов (1970), 32 - Н.И. Кузнецов (1968), 33 - В.П. Коновалов, 34 и 35 - В.И. Анойкин [6], 37 - В.А. Дымович [61]. **Индексы:** $T_3-J_1 kr$ - краснореченская свита, $T_3-J dz$ - джаурская свита, $J_{1,2} hn$ - хунгарийская свита, $K_1 hl$ - холминская свита, $K_2 sn$ - синанчинская свита. Слева от литологических колонок - номера слоев, справа - мощность слоев. **Условные обозначения** - на рис. 5.

7. Алевроаргиллиты горизонтальнослоистые с <i>Buchia keyserlingi</i> (Lah.) и <i>B. inflata</i> (Lah.)	80 м
8. Песчаники среднезернистые граувакково-аркозовые с <i>Buchia. keyserlingi</i> (Lah.), <i>B. crassicolis</i> (Keys.) и <i>B. solida</i> (Lah.). Внизу песчаники переходят в гравелиты	100 м
9. Алевроаргиллиты массивные	250 м
Общая мощность 1250 м	

Выше с размывом залегают вулканогенно-терригенная холминская свита.

В верховьях р. Оморочка (рис. 9 и 10, разр. 32), **в низовьях руч. Таборного** (рис. 9 и 10, разр. 28), **и в бассейне р. Няуха** (рис. 9 и 10, разр. 34) развита близкая по составу и строению ключевская свита. Во всех этих местах она разделена на две толщи.

Первая толща (400-470 м) существенно песчаниковая и залегает резко несогласно на юрских или триасово-юрских образованиях. Песчаники содержат линзы и прослои конгломератов и гравелитов и редкие маломощные (3-5 м) прослои алевролитов.

Вторая толща (до 400 м) существенно алевроаргиллитовая и залегает на нижней согласно. Алевроаргиллиты содержат прослои зеленовато-серых мелкозернистых песчаников, пачки переслаивания песчаников и алевроаргиллитов и редкие линзы гравелитов.

В зоне Центрального Сихотэ-Алинского разлома (рис. 9 и 10, разр. 30, 35 и 37) ключевская свита несколько иная. Здесь явно преобладают конгломераты и гравелиты, а песчаники и алевролиты подчинены. Приведем один из характерных разрезов ключевской свиты этого типа.

В верховьях р. Леснуха (рис. 9 и 10, разр. 30) обнажаются:

1. Конгломераты от валунных до мелкогалечных с песчаным и песчано-алевритовым наполнителем и гравелиты. Хорошо- и полуокатанные овальные и уплощенные гальки состоят из кремнистых пород, андезитов, песчаников и алевролитов, изредка из гранитов. В наполнителе *Buchia solida* (Lah.) и *B. cf. keyserlingi* (Lah.)

2. Песчаники от мелко- до среднезернистых с линзами гравелитов и слоями (5-8 м) алевролитов, содержащие *Buchia crassicolis* (Keys.), *B. cf. keyserlingi* (Lah.) и *B. sp. Indet*

3. Конгломераты аналогичные слою 1, с линзами гравелитов и песчаников. Вверху в линзе *Buchia keyserlingi* (Lah.) и *B. sp. Indet*

Общая мощность 655 м

В этом районе соотношение с подстилающими отложениями не установлены. В бассейне р. Коломи (рис. 9 и 10, разр. 35) и на правом берегу р. Тормасу (рис. 9 и 10, разр. 37) конгломераты этой свиты залегают резко несогласно на триасово-юрских или ниже-среднеюрских отложениях. Мощность этого типа разреза 800 м.

Из рис. 9-11 видно, что к востоку и западу от Центрального разлома () количество грубообломочных пород в ключевской свите резко сокращается (сравнить разр. разр. 30, 35 и 37 вблизи разлома и более удаленные от него разр. 28, 32, 33, и 34), что позволяет предполагать в зоне Центрального разлома раннемеловые источники сноса, вероятнее всего, острова.

Из нижней толщи ключевской свиты известно много местонахождений фауны. В верховьях р. Оморочка - *Buchia keyserlingi* (Lah.), *B. inflata* (Lah.), *B. pacifica Jeletzky*, *B. solida* (Lah.), *B. crassicolis* (Keys.), *Entolium sp.*, *Lima sp.*, и др.; в низовьях р. Таборная *B. keyserlingi* (Lah.), *B. inflata* (Lah.), *B. solida* (Lah.) и *B. cf. crassicolis* (Keys.); в бассейне р. Няуха *Buchia pacifica Jeletzky*, *B. ex gr. uncitoides* (Pavl.), *B. cf. crassicolis* (Keys.), *B. sibirica* (Soc.) и *B. solida* (Lah.).

Вся эта фауна типично валанжинская. Преобладание в некоторых местонахождениях *Buchia keyserlingi* (Lah.), *B. inflata* (Lah.), а также присутствие *B. pacifica Jeletzky* и *B. uncitoides* (Pavl.), свидетельствуют о ранневаланжинском возрасте [177, 268, 275]; в то же время, наличие *B. solida* (Lah.) и *B. crassicolis* (Keys.) позволяет считать, что возраст нижней толщи - конец раннего валанжина - поздний валанжин. В целом, этот комплекс характерен для нижней части ключевской свиты [99, 103, 195].

Из верхней толщи известны *Buchia crassicolis* (Keys.), *B. solida* (Lah.), *B. inflata* (Lah.), *Buchia keyserlingi* (Lah.) и очень редкие *B. ex gr. pacifica Jeletzky*. В бассейне руч. Таборный, кроме этих видов, аммонит *Thurmanniceras cf. jenkinsi* (And.) и растительные остатки *Ptillophyllum cf. bajulae* Krassil и *Nilssonina ex gr. orientalis* Heer. Обилие *B. solida* и *B. crassicolis* позволяет датировать вторую и третью толщи поздним валанжином [67, 177, 268, 275, и др.].

Общая мощность ключевской свиты 1250 м.

Средний - верхний альб

Эти отложения долгое время рассматривались то как юрские, то как нерасчлененные нижнемеловые [33], а иногда даже как пермские. При подготовке к Третьему МРСС В.П. Коновалов, проанализировав литологический состав и остатки фауны всех разрезов, предложил выделить их в **холминскую свиту** [194].

Соотношение холминской свиты с более древними образованиями установлено в нескольких местах (рис. 9, 11, 12). В междуречье Дальняя - Левая Голубица и в бассейне р. Левая Голубица (разр. 26 и 27) свита лежит резко несогласно на среднетриасово-юрской вулканогенно-кремнисто-терригенной себучарской свите; в междуречье Кленовка - Леснуха (разр. 31) - на валанжинских отложениях, а в бассейне руч. Сохатка, правого при-

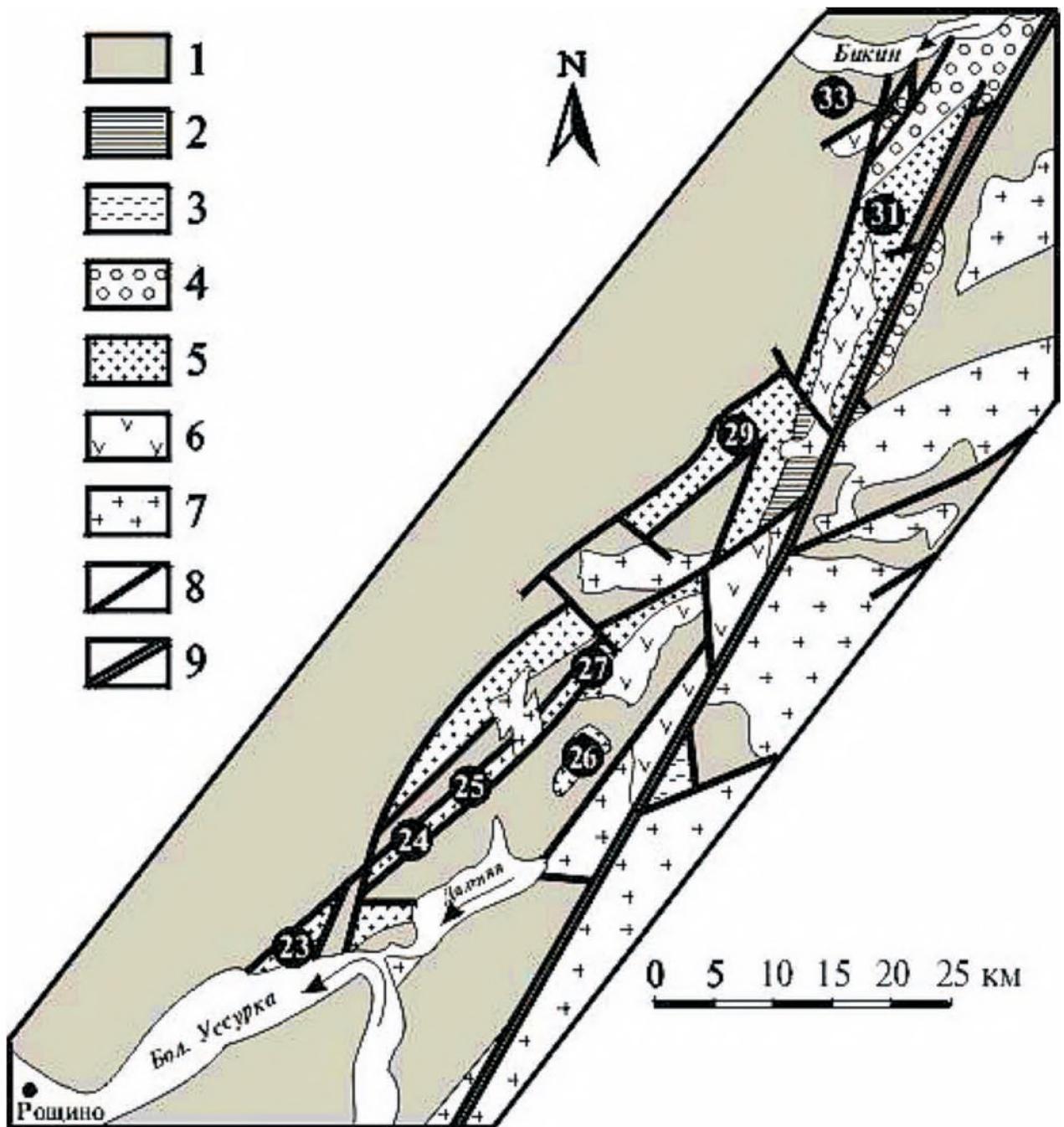


Рис. 11. Геологическая схема Хорско-Дальнинской зоны в бассейне р. Дальняя и междуречье Бикин - Большая Уссурка (положение схемы - на рис. 9. Цифры в кружках: 23 - правобережье р. Бол. Уссурка, 24 - бассейн р. Холминка, 25 - бассейн р. Голубица, 26 - руч. Зубаревский и Затонный, 27 - левобережье р. Голубица, 29 - руч. Сохатка, 31 - междуречье Кленовка - Леснуха в среднем течении, 33 - междуречье Кленовка - Леснуха.

Условные обозначения: 1- домеловые образования, 2 - предположительно юрские андезиты, андезито-базальты и базальты отложения (погская (?) свита), 3 - берриас-валанжин, 4 - ключевская свита, 5 - холминская свита, 6 - верхнемеловые вулканиты, 7 - гранитоиды, 8 - разломы, 9 - Центральный разлом

тока р. Дальняя (разр. 29), - на андезитобазальтах и базальтах, которые внешне очень похожи на юрскую погскую свиту Южного Сихотэ-Алиня [63], хотя подобную толщу бассейна руч. Ближний, правого притока р. Дальняя, С.В. Круглов сопоставил с алчанской свитой, что маловероятно, так как в последней нет ни базальтов, ни андезитобазальтов. Так или иначе, возраст этих вулканитов не установлен.

Фрагментарность разрезов и сильная фациальная изменчивость не позволяют описать какой-либо разрез, как типовой для холминской свиты. В ней выделяются две подсвиты: нижняя, песчаниковая, и верхняя, песчаниково-алевролитовая, иногда с грубозернистыми породами.

Нижняя подсвита (более 700 м) в основании (15-75 м) сложена конгломератами, а выше - гравелитами. Конгломераты от мелко- до среднегалечных с хорошо- или полуокатанными гальками, состоящими из крем-

Альбский	СРЕДНИЙ		НИЖНЯЯ
Подъярус	ВЕРХНИЙ	ХОЛМИНСКАЯ	
Свита	Верхняя		
Подсвита	Подсвета		

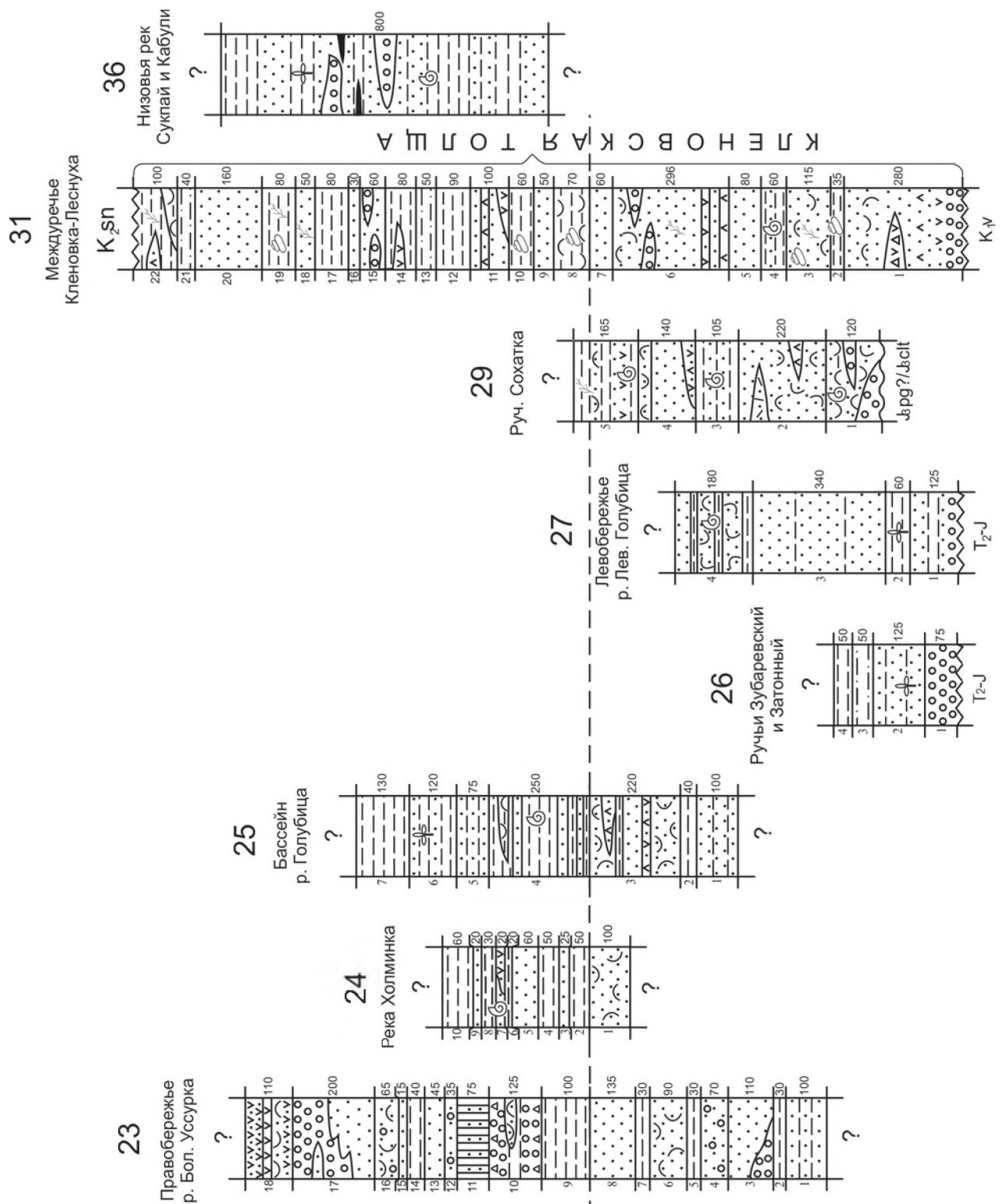


Рис. 12. Корреляция литолого-стратиграфических колонок среднего - верхнего альба (холминской свиты) Хорско-Дальненской зоны. Номера колонок и авторы: 23 - Н.И. Кузнецов (1966 г.), 24 - В.П. Коновалов (1991 г.), 25 - В.П. Коновалов

(1991 г.), 26 - В.М. Кочкин (1966 г.), 27 и 29 - В.П. Коновалов (1991 г.), 31 - В.А. Никогосян (1966 г.) и В.И.Надежкин (1972 г.), 36 - В.М. Анойкин [6] и В.А. Дымович (1985 г.). **Индексы:** T₂-J - вулканогенно-кремнисто-терригенные породы себучарской свиты, J₃ pg ? - базальтоиды погской (?) свиты, J₃ clt - базальтоиды култухинской свиты, K₁ v - ключевская свита, K₂ sn - вулканогенная синанчинская свита. **Условные обозначения** - на рис. 5

нистых пород, андезитов, алевролитов и песчаников. В бассейне р. Сохатка (рис. 9, 11 и 12, разр. 29) в состав базальных слоев входят переотложенные продукты разрушения базальтоидов, слагающие наполнитель конгломератов и кластику песчаников, благодаря чему последние приобрели признаки тефроидов. Внизу подсвиты часты андезиты, их туфы и туффиты. В целом же, нижняя подсвита сложена песчаниками, часто туфопесчаниками, и меньше алевролитами. Примерно в середине подсвиты есть кислые лавы и туфы, но преобладают средние - туфы андезитов и дацитов.

В междуречье Дальняя - Левая Голубица (ручьи Зубаревский и Затонный) (рис. 9, 11 и 12, разр. 26) известны остатки растений *Asplenium disksonianum* Heer, *Cladophlebis frigida* (Heer) Sew., *Elatides asiatica* (Yok.) Krassil., *Zamites* sp. и др. Вначале В.А. Красилов определял их как апт-альбские [107], но в последнее время [195] он сопоставил их со среднеальбскими растениями из верхней подсвиты северосучанской свиты р. Партизанская и из нижних слоев галенковской свиты р. Раздольная.

В бассейне р. Голубица (рис. 9, 11, 12, разр. 25) из сборов В.М. Кочкина С.А. Шорохова определила апт-альбские растения *Elatides asiatica* (Yok) Krassil., *Athrotaxopsis expansa* Font. и *Nilssonina* sp. Стратиграфически выше, В.М. Кочкин и В.П. Коновалов собрали обильных двустворок "*Callista*" ex gr. *pseudoplana* (Yabe et Nag.) и "*C*". *sculpturata* (Stol.).

В бассейне руч. Сохатка (рис. 9, 11, 12, разр. 29) почти по всему разрезу собраны такие же двустворки, часто образующие ракушняки а иногда вместе с ними редкие *Modiolus* sp.

Верхняя подсвита (820 м) сложена алевроаргиллитами, меньше песчаниками, с редкими линзами и слоями туфов андезитов и туффитов.

На правом берегу р. Большая Уссурка, (рис. 9, 11, 12, разр. 23) много грубообломочных пород, а в самом верху (слой 18) 110 м туфов андезитов с туффитами и андезитами.

В бассейне р. Голубица (рис. 9, 11, 12, разр. 25) И.В. Коновалова и В.П. Коновалов собрали аммонитов *Paragastropites* ex gr. *spiekeri* (McLearn), двустворок *Entolium utukokense* Imlay, *Thracia semiplanata* Whit., *T. cf. philipsi* Roem., *Pleuromya* sp. indet., "*Callista*" *pseudoplana* (Yabe et Nag.) и др. Здесь также известны растения *Onychiopsis psilotoides* (Stokes et Webb) Ward.

В бассейне р. Холминка (рис. 9, 11, 12, разр. 24) Н.И. Кузнецов, И.В. Коновалова и В.П. Коновалов собрали двустворок *Ussuritriconia* cf. *ussurica* Konov., *Buchotriconia* sp. nov., *Oxytoma canselli* McLearn, *Camptonectes* ex gr. *dattermani* Imlay, *Liostrea* sp. indet., *Modiolus* sp., *Lima* sp. indet., морских ежей, белемнитид и др.

Несколько особняком стоит разрез **междуречья Кленовка - Леснуха** (рис. 9, 11, 12, разр. 31) - континентальные отложения с остатками пресноводной фауны, растений плохой сохранности и редкими прослоями алевроаргиллитов с морской солоноватоводной фауной. Эту существенно континентальную фацию холминской свиты мы предлагаем рассматривать как **кленовскую толщу**, которая делится на две части:

Нижняя часть (920 м) залегает несогласно на ключевской свите и сложена, в основном, песчаниками, а в основании - конгломератами, андезитами и их туфами. Выше среди песчаников встречаются туфы андезитов, дациты и линзы гравелитов. Примерно в 300 м от подошвы известны обильные пресноводные гастроподы *Campeloma* cf. *tani* Grab., *C. clavilathiformis* Grab. и *Viviparus* sp. Несколько выше в туфопесчаниках - такая же фауна, а еще выше - двустворки *Liostrea* sp., *Amphidonta* sp. и "*Callista*" cf. *pseudoplana* (Yabe et Nag.).

Верхняя часть (1100 м) сложена алевроаргиллитами, меньше песчаниками, есть линзы и слои андезитов, их туфов, туффитов и туфов дацитов. В.А. Никогосян собрал на нескольких уровнях пресноводные двустворки *Limnocyrena cyclica* Yacush., *L. cf. anderssoni* Grab., гастроподы *Campeloma* cf. *yihsiensis* Grab., *C. cf. tani* Grab., *Viviparus* sp. indet., а сверху *Trigonioides* sp.

Возможно, мощность верхней части завышена из-за плохой обнаженности и мелкоблокового строения.

В низовьях рек Сукпай и Кабули (рис. 9, 12, разр. 36) развиты алевроаргиллиты (800 м) с прослоями песчаников, линзами конгломератов и слоями углистых аргиллитов, откуда В.А. Вахромеев определил растения *Cladophlebis jeliseevii* Krysh., *Asplenium dicksonianum* Heer, *Cyparissidium gracile* Heer., а В.В. Кирьянова из сборов В.И. Анойкина - *Birisia acuta* Samyl., *Gleichenia zippei* (Corda) Heer, *Protophyllocladus* cf. *polymorphus* Lesq. и *Cladophlebis* cf. *oerstedii* (Heer) Sew. По их заключению, эта флора характеризует вторую половину альба, не исключая сеноман. Кроме флоры, В.Н. Верещагин определил отсюда явно альбского аммонита *Puzosia* sp.

Опираясь на аммонита *Paragastropites* ex gr. *spiekeri*, можно говорить о среднеальбском возрасте вмещающих отложений [270]. Тригонииды и представители рода "*Callista*" характерны для среднеальбской лужкинской свиты Восточного Сихотэ-Алиня [92, 191]. Пресноводная фауна также известна в среднеальбских отложениях Южного Приморья. Таким образом, среднеальбский возраст можно считать обоснованным и, учитывая молодой для раннего мела облик флоры из низовьев р. Сукпай, можно допустить, что накопление этого стратона, также как стрельниковской и алчанской свит, завершилось в позднем альбе.

Мощность средне-позднеальбских отложений более 2000 м.

АНЮЙСКАЯ ЗОНА

Аньюйская зона принята примерно в границах, предложенных М.В. Мартынюком [48, 53]. В ней нет домезозойских (кроме Аньюйского выступа) и послеваланжинских образований; здесь достоверно известны взаимоотношения верхней юры и берриаса. Из нижнемеловых отложений есть только морские берриасские и валанжинские. Здесь могут быть блоки Хорско-Дальненской зоны, а отдельные блоки Аньюйской зоны выходят за ее пределы.

До последнего времени алевроаргиллиты с поздневожжскими бухиями относились то к вожжскому, то к титонскому ярусам, но таких разрезов только четыре. Выше лежат алевроаргиллиты, с явно раннемеловой фауной. Поскольку литологически эти отложения неотличимы, на картах [47, 53] они обозначены как нерасчлененные верхнеюрские - нижнемеловые. В последнее время [99, 198, 201] доказано, что комплекс бухий, ранее относившийся к верхневожжскому времени, должен быть отнесен к раннему берриасу. Следовательно, толщи, ранее считавшиеся юрскими, на самом деле - нижнемеловые.

Слабая изученность Аньюйской зоны не позволяет провести стратиграфическую корреляцию нижнемеловых отложений на всей ее территории, поэтому мы остановимся на типичных фаунистически лучше охарактеризованных разрезах.

Сначала рассмотрим важное для этой зоны соотношение юрских и берриасских отложений. Юра входит здесь в триасово-юрскую вулканогенно-терригенно-кремнистую джаурскую свиту или же представлена кремнисто-терригенными отложениями без названия, содержащими, в основном, радиолярии. Вверху отсюда установлено два комплекса радиолярий [195]: 1) *Acanthocircus cf. amissus* (Squin), *Mirifusus cf. mediodilatatus* (Rust), *Homoeoparonaella sp.*, *Eucurtidiellum sp.* (киммеридж) и 2) *Mirifusus quadalupensis* Pess., *Gongylothrax obionga* Yao, *Tricolocapsa (?) cf. fusiformis* Yao, *Eucyrtidielium sp.* и *Milax sp.* (оксфорд) [196]. В ряде мест на кремнисто-глинистых сланцах, завершающих юрские разрезы отложений с радиоляриями, согласно залегают алевроаргиллиты с раннеберриасскими бухиями: *Buchia fischeriana* (Orb.), *B. piochii* (Gabb), *B. tenuicollis* (Pavl.), *B. terebratuloides* (Lah.), *B. trigonoides* (Lah.) и др. Таких разрезов немного, но мы остановимся именно на них, так как они очень важны для стратиграфии всего Сихотэ-Алиня.

В Аньюйской зоне развиты берриас-нижневаланжинские и ниже-верхневаланжинские отложения. Первые не имеют названия, поскольку для них невозможно выбрать стратотип, а последние отнесены нами к ключевской свите, с которой они хорошо увязываются по литологии и органическим остаткам.

Берриас - нижний валанжин

Это алевроаргиллиты, немного песчаников, гравелитов, мелкогалечных конгломератов, кремнисто-глинистых пород, лав и туфов диабазов.

В верховьях р. Хор (рис. 13 и 14, разр. 40) В.А. Исполинов приводит разрез отложений, согласно залегающих на верхнеюрских кремнисто-глинистых сланцах:

1. Алевролиты с линзами кремнистых пород, гравелитов и с туфами диабазов	360 м
2. Туфы миндалекаменных базальтовых порфиринов. На правом берегу р. Хор они содержат двустворки <i>Buchia piochii</i> (Gabb), <i>B. fischeriana</i> (Orb.), <i>B. terebratuloides</i> (Lah.), <i>B. trigonoides</i> (Lah.), <i>B. cf. okensis</i> (Pavl.), гастроподы и остатки аммонита ближе неопределимые	30 м
3. Алевроаргиллиты массивные	80 м
Разрывное нарушение.	
4. Алевролиты песчаные с пакетами переслаивания (3-60 см) алевролитов и песчаников	550 м
5. Алевроаргиллиты песчаные с единичными маломощными прослоями песчаников и с линзами гравелитов. В нижней части бухий плохой сохранности: <i>Buchia cf. volgensis</i> (Lah.), <i>B. ex gr. keyserlingi</i> (Lah.), а в верхней части - <i>B. ex gr. inflata</i> (Lah.)	500 м
Общая мощность разреза 1520 м	

Выше залегает ключевская свита.

В бассейне р. Уджаки (рис. 13 и 14, разр. 41) Б.Г. Матвеев (1969 г.) описал в тектоническом блоке алевроаргиллитовый фрагмент разреза в четвертой пачке которого он и М.В. Мартынюк собрали двустворок: *Buchia piochii* (Gabb), *B. tenuicollis* (Pavl.), *B. fischeriana* (Orb.) и *B. terebratuloides* (Lah.). Е.П. Брудницкая определила отсюда аммонита *Calliphylloceras sp.* Эту толщу они отнесли к титону.

В междуречье Дымни - Сохатинная (рис. 13 и 14, разр. 42) по Б.Г. Матвееву (1969 г.), берриас-валанжинские отложения, которые, по аналогии с предыдущим разрезом, он считал титонскими, залегают согласно на верхнеюрских кремнисто-глинистых сланцах. Внизу (слой 1) алевроаргиллиты с редкими тонкими прослоями песчаников и линзами кремнисто-глинистых сланцев. Выше мощные слои 2 и 4 - ритмичное переслаивание (от 2-3 до 20-30 см) песчаников и алевроаргиллитов при преобладании последних. Между этими слоями слой 3 - 80 м мелкозернистых песчаников. В слое 2 обнаружены бухии, неопределимые до вида. За разрывным нарушением около 480 м ритмичного переслаивания, подобного слоям 2 и 4, с редкими линзами гравелитов и гравийных песчаников, и венчают разрез 60 м массивных и тонкогоризонтальнослоистых алевроаргиллитов, на которых согласно лежат валанжинские отложения (ключевская свита).

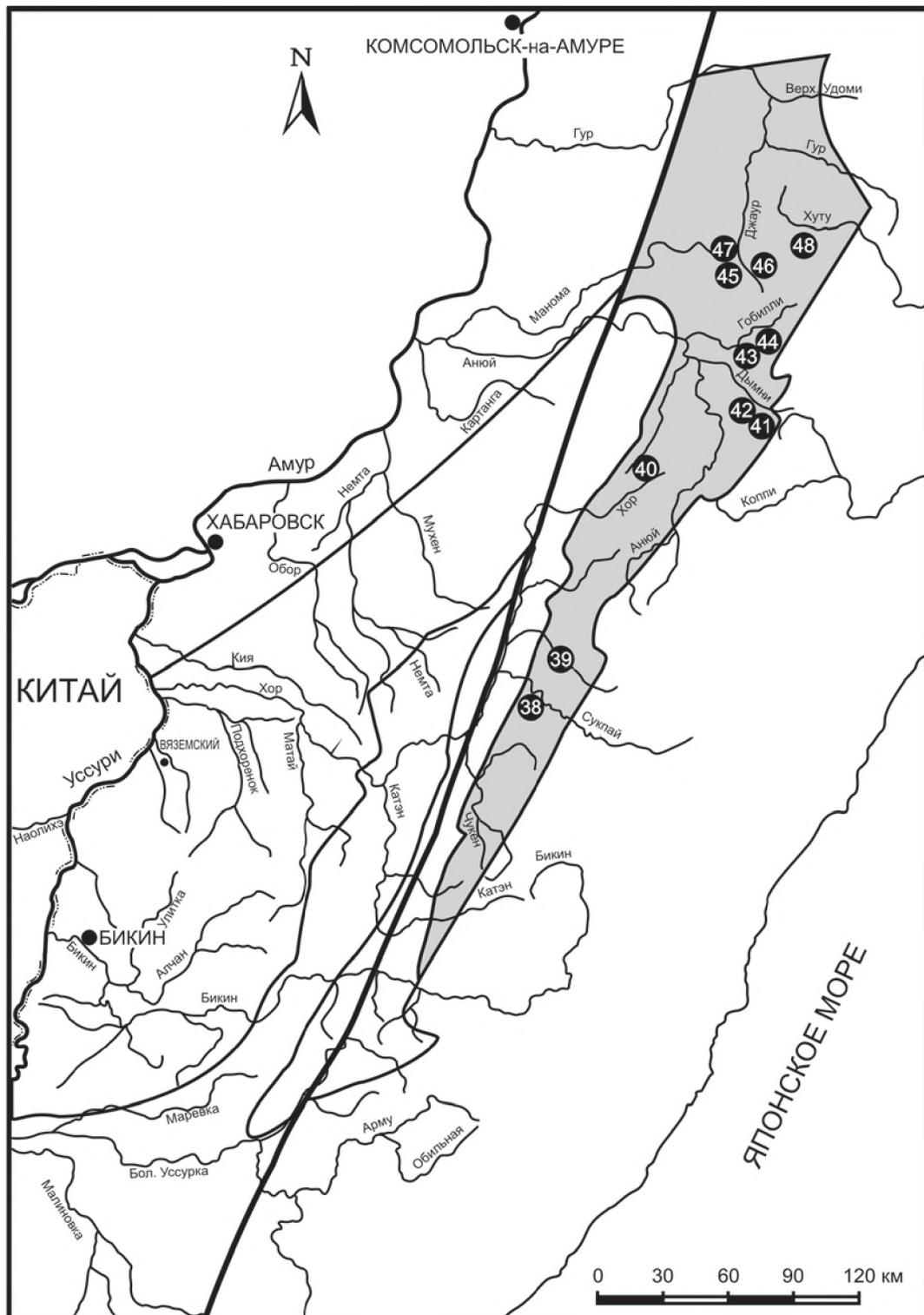


Рис. 13. Схема расположения разрезов нижнемеловых отложений Ануийской зоны Центрального поднятия. Условные обозначения на рис. 4 Цифры в кружках: 38 - р. Сукпай, 39 - р. Кабули, 40 - верховье р. Хор, 41 - бассейн р. Уджаки, 42 - междуречье Дымни - Сохатиная, 43 - р. Гобилли ниже устья р. Таунга, 44 - р. Таунга (бассейн р. Гобилли), 45 - р. Левая Светлая (бассейн р. Джаур), 46 - междуречье Джаур - Ивановка, 47 - междуречье руч. Буреломный - р. Светлая, 48 - Левобережье р. Голубица (бассейн р. Хуту). Условные обозначения на рис. 4

В бассейне р. Гобилли (ниже устья р. Таунга) (рис. 13 и 14, разр. 43), по Ю.Н. Зыкову (1970 г.) на верхнеюрских кремнисто-глинистых породах согласно залегают: слой 1 - алевроаргиллиты с редкими прослоями песчаников и пачками переслаивания песчаников и алевролитов примерно в равном количестве. В верхней половине слоя 1 Ю.Н. Зыков собрал двустворки *Buchia piochii* (Gabb), *B. tenuicollis* (Pavl.), *B. trigonoides* (Lah.), *B. fischeriana* (Orb.) и *B. cf. volgensis* (Lah.) (определения Е.П. Брудницкой в интерпретации В.П. Коновалова). Выше

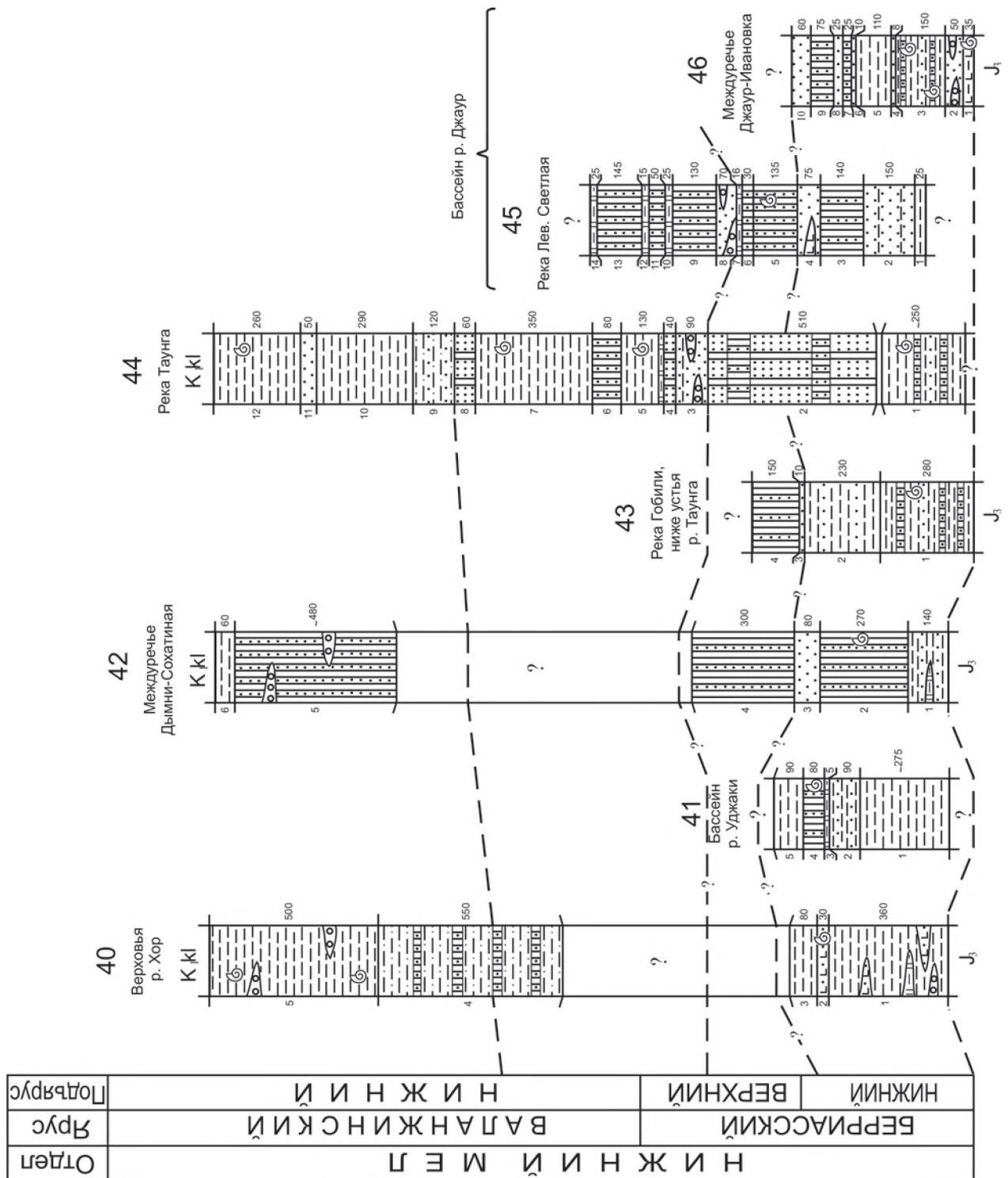


Рис. 14. Корреляция литолого-стратиграфических колонок берриаса - нижнего валанжина Аниойской зоны. Номера колонок и авторы: 40 - В.А. Исполинов (1970 г.), 41 и 42 - Б.Г. Матвеев (1969 г.), 43 - Ю.Н. Зыков (1970 г.), 44 - С.Л. Штейнберг (1970 г.), 45 и 46 - Н.П. Макеев (1971 г.). Индексы: J₃ - верхнеюрские отложения, K, kl. - валанжин, ключевская свита. Условные обозначения на рис. 5

слой 2 - алевроаргиллиты с редкими прослоями песчаников 10-20 см, затем слой 3 - мелкозернистые песчаники и слой 4 - чередование песчаников и алевроаргиллитов при преобладании последних.

В бассейне р. Таунга (рис. 13 и 14, разр. 44) С.Л. Штейнберг (1970 г.) описал наиболее полный разрез берриас-валанжинских отложений, но взаимоотношения его с подстилающими отложениями не установлены. У слияния р. Таунга и руч. Лагерный в тектоническом блоке выходят:

1. Алевроаргиллиты, похожие на слой 1 предыдущего разреза; в алевроаргиллитах С.Л. Штейнберг собрал двустворки *Buchia. fischeriana* (Orb.), *B. terebratuloides* (Lah.), *B. volgensis* (Lah.), *B. sp.* и *Inoceramus sp. indet.*

(определения Л.Д. Третьяковой). Из этой же коллекции Е.А. Калинин определил аммонита *Spiticeras sp.*, а выше по течению р. Таунга С.Л. Штейнберг нашел аммонита *Parodontoceras sp.* (определение Е.П. Брудницкой) ..250 м

Разрывное нарушение	
2. Ритмичное, но неравномерное чередование песчаников и алевролитов (1-20 см)	510 м
3. Песчаники от мелко- до среднезернистых с линзами гравелитов, сверху с прослоями (первые см) алевролитов	90 м
4. Переслаивание песчаников (6-8 см) и алевроаргиллитов (2-6 см)	40 м
5. Алевроаргиллиты с бухиями плохой сохранности	130 м
6. Ритмичное переслаивание песчаников и алевроаргиллитов	80 м
7. Алевроаргиллиты с двустворками <i>Buchia wollossowitschi (Soc.)</i> и <i>B. sp. indet</i>	350 м
8. Переслаивание (первые см) песчаников и алевролитов с преобладанием песчаников	60 м
9. Алевролиты песчаные тонкогоризонтальнослоистые с редкими прослоями 5-10 см мелкозернистых песчаников	120 м
10. Алевроаргиллиты	290 м
11. Песчаники мелкозернистые слюдястые	50 м
12. Алевроаргиллиты массивные и тонкогоризонтальнослоистые, сверху с двустворками <i>Buchia cf. keyserlingi (Lah.)</i> , <i>B. cf. bulloides (Lah.)</i> и <i>B. sp. indet</i>	260 м
Общая мощность разреза 2230 м	

Выше согласно залегает ключевская свита.

В бассейне р. Джаур Н.П. Макеев приводит два интересных для нас фрагмента разрезов.

Первый фрагмент - в бассейне р. Левая Светлая (рис. 13 и 14, разр. 45), где соотношение с подстилающими отложениями не установлены. Разрез здесь следующий:

1. Алевроаргиллиты	25 м
2. Песчаники от мелко- до крупнозернистых с редкими прослоями алевролитов до 10 см	150 м
3. Переслаивание алевролитов (преобладают) и мелкозернистых песчаников	140 м
4. Песчаники от мелко- до среднезернистых с линзами диабазов	75 м
5. Переслаивание песчаников (до 10 см) и алевролитов (до 30-40 см). На водоразделе руч. Буреломный и р. Светлая (рис. 13, разр. 47) собраны двустворки <i>Buchia ex gr. okensis (Pavl.)</i> , <i>B. uncitoides (Pavl.)</i> , <i>B. fischeriana (Orb.)</i> , <i>B. sp. indet.</i> и аммонит <i>Fauriella aff. galica (Maz.)</i> (определения А.Д. Третьяковой)	135 м
6. Ритмичное переслаивание песчаников и алевролитов в примерно равном соотношении	30 м
7. Кремнисто-глинистые породы зеленовато-серые	16 м
8. Песчаники от мелко- до среднезернистых с линзами гравелитов	70 м
9. Ритмичное переслаивание (через 5-10 см) песчаников и алевролитов	130 м
10. Кремнисто-глинистые породы серые	25 м
11. Переслаивание, подобное слою 9	50 м
12. Кремнисто-глинистые породы зеленовато-серые	15 м
13. Переслаивание, подобное слою 9	145 м
14. Кремнисто-глинистые породы зеленовато-серые	25 м
Общая мощность разреза 1031 м	

Второй фрагмент в междуречье Джаур - Ивановка (рис. 13 и 14, разр. 46) по Н.П. Макееву на юрских кремнисто-глинистых породах согласно залегают темно- и зеленовато-серые туффиты основного состава с аммонитами, белемнитидами и двустворками плохой сохранности. Выше более 500 м алевроаргиллитов с пластами песчаников. Эта толща отличается от прежних того же уровня явно большей долей участия песчаников. Внизу слоя 3 собраны гастроподы и двустворки плохой сохранности, среди которых определены только *Buchia sp. indet.*, и обнаружен ракушняк, состоящий из *Buchia terebratuloides (Lah.)*, *B. cf. terebratuloides (Lah.)*, *B. aff. okensis* и *B. sp. indet.*

В целом, мощность берриас-валанжинских отложений в Анюйской зоне 2300-2500 м.

Согласное залегание берриасских отложений на верхнеюрских, по нашему мнению, здесь можно считать установленным.

Из нижней части берриас-валанжинских отложений известны *Buchia piochii*, *B. fischeriana*, *B. terebratuloides*, *B. trigonoides*, *B. tenuicollis*, *B. cf. okensis* и *B. volgensis*, характерные для раннего берриаса Южного Сихотэ-Алиня [99, 199] и многих регионов мира [200]. Аммониты *Spiticeras* и *Parodontoceras* подтверждают этот возраст [200, 269]. Выше известны двустворки *Buchia uncitoides*, *B. cf. uncitoides*, *B. fischeriana*, *B. ex gr. okensis* и аммонит *Fauriella aff. galica*. Виды, входящие в эту, несомненно берриасскую ассоциацию, могут встречаться как сверху нижнего берриаса, так и в верхнем берриасе. Мы рассматриваем ее возраст как конец раннего - начало позднего берриаса, хотя не исключено, что она может оказаться целиком позднеберриасской.

Из верхней части берриаса - нижнего валанжина известны двустворки *Buchia cf. keyserlingi*, *B. ex gr. keyserlingi*, *B. ex gr. inflata*, *B. wollossowitschi*, *B. cf. bulloides* и *B. cf. volgensis*. Это уже типично ранневаланжинская ассоциация [67, 99, 177, 268, 275 и др.].

Учитывая, что выше согласно залегает ранне-поздневаланжинская ключевская свита, возраст рассматриваемых отложений, в целом, можно считать от раннего берриаса до начала раннего валанжина включительно, что вполне согласуется с возрастом этой части нижнемелового разреза в других районах Сихотэ-Алиня.

Нижний - верхний валанжин

Отложения этого уровня, как уже было сказано, рассматриваются как *ключевская свита*. Они залегают трансгрессивно: согласно на берриас-валанжинских отложениях и резко несогласно - на триасово-юрской джаурской свите. Здесь мы рассмотрим только их наиболее полные и фаунистически наилучше охарактеризованные разрезы.

В бассейне р. Сукпай (рис. 13 и 15, разр. 38) ключевская свита лежит согласно на берриас-валанжинских отложениях и по Е.А. Калинину [35] состоит из нижней песчано-конгломератовой толщи (слои 1-3) с *Buchia keyserlingi* (Lah.), *B. sublaevis* (Keys.), *B. crassicolis* (Keys.) и верхней песчано-алевролитово-аргиллитовой (слои 4-7) с редкими *B. sublaevis*. Здесь и в следующем разрезе, с нашей точки зрения, Е.А. Калинин очень широко понимает объем вида *B. sublaevis*. Помимо номенклатурного вида, он включает сюда *B. solida* (Lah.), *B. inflata* (Lah.), *B. visingensis* (Sok.) и некоторые другие виды. Мощность ключевской свиты здесь более 480 м.

В бассейне р. Кабули (рис. 13 и 15, разр. 39) по Е.А. Калинину [80] ключевская свита лежит резко несогласно на триасово-юрской джаурской свите и также делится на две толщи: нижнюю гравелито-песчаниковую (слой 1) и верхнюю - песчано-алевролитово-аргиллитовую (слой 2). Нижняя толща содержит двустворки *Buchia keyserlingi* (Lah.), *B. cf. inflata* (Lah.), *B. sublaevis* (Keys.), *B. crassicolis* (Keys.), редкие грамματοдоны, пектениды и гастроподы, а верхняя - *B. sublaevis* (Keys.), *B. crassicolis* (Keys.), псевдоамуссиумы, нукулиды, а в самом верху - аммонит *Homolsomites* sp.

Во всех наиболее полных разрезах ключевской свиты Аннойской зоны она четко делится на четыре толщи: первую гравелито (конгломератово)-песчаниковую с прослоями или пачками алевролитов, вторую - алевроаргиллитовую, третью - песчаниково-алевролитовую и четвертую алевролитово-песчаниковую. Мощность нижней толщи на севере в бассейне р. Уджаки 840 м (рис. 13 и 15, разр. 41), затем, в бассейне р. Дымни (рис. 13 и 15, разр. 42), уменьшается до 480 м, а в бассейне р. Таунга (рис. 13 и 15, разр. 44) вновь увеличивается до 670 м. Такие колебания мощности нижняя толща обнаруживает по всей зоне. В толще без видимой закономерности меняется также количество грубообломочных пород.

Мощность ключевской свиты более 1500 м.

Из ключевской свиты известны остатки двустворок, реже гастропод, аммонитов и белемнитид плохой сохранности.

Из нижней толщи в бассейне р. Уджаки (рис. 13 и 15, разр. 41) установлены *Buchia keyserlingi* (Lah.), *B. inflata* (Lah.), *B. sibirica* (Sok.), *B. wollossowitschi* (Sok.); в бассейне р. Дымни (рис. 13 и 15, разр. 42) *B. crassicolis* (Keys.), *B. sublaevis* (Keys.), *Inoceramus* sp. и аммониты плохой сохранности; в бассейне р. Таунга (рис. 13 и 15, разр. 44) *Buchia cf. inflata* (Lah.), *B. cf. keyserlingi* (Lah.), *B. cf. bulloides* (Lah.), *B. cf. uncitoides* (Pavl.), *B. sibirica* (Sok.), *B. solida* (Lah.), *B. crassicolis* (Keys.), аммониты и белемнитиды.

Из верхней толщи в верховьях р. Хор (рис. 13 и 15, разр. 40) *Buchia keyserlingi* (Lah.), *B. inflata* (Lah.), *B. bulloides* (Lah.), *B. sp. indet.*; в бассейне р. Уджаки (рис. 13 и 15, разр. 41) *B. crassicolis* (Keys.), *B. sublaevis* (Keys.), *B. bulloides* (Lah.), брахиоподы и белемнитиды, ближе неопределимые.

Вся фауна явно валанжинская; наличие в некоторых разрезах в изобилии *Buchia cf. inflata* (Lah.), *B. keyserlingi* (Lah.), *B. wollossowitschi* (Sok.) и *B. cf. uncitoides* (Pavl.), свидетельствует о ранневаланжинском возрасте [99, 103, 177, 195, 268, 275.]. Обилие *B. crassicolis* (Keys.), *B. sublaevis* (Keys.) и *B. solida* (Lah.), однозначно указывает на поздний валанжин [67, 99, 103, 177, 195, 268, 275.]. Учитывая, что ключевская свита залегают согласно на слоях с ранневаланжинской фауной, возраст ее устанавливается как конец раннего валанжина - поздний валанжин.

Особо остановимся на точке зрения Е.А. Калинина [80], который считает, что верхняя возрастная граница рассматриваемых отложений - ранний готерив. Им принята точка зрения биостратиграфов, которые, изучив валанжинские отложения в Бореальной области [66, 67 и др.], считают, что слои с *B. crassicolis* (Keys.), и *Homolsomites* характеризуют начало готерива, но совершенно не учтено мнение исследователей, работавших в Северо-Тихоокеанской области [177, 268, 275, и др.], и доказавших, что *B. crassicolis* (Keys.), не переходит в готерив, а представители *Homolsomites* характерны для верхов верхнего валанжина. Поскольку наш регион располагается в Северо-Тихоокеанской области, логичнее принять стратиграфические схемы, разработанные для нее, а не для Бореальной области.

ОКРАИНСКАЯ ЗОНА

Окраинская зона расположена в юго-восточной части Центрального поднятия и разделена Меридиональным разломом на два блока: северный и южный (рис. 1 и 16). Она принята в границах, предложенных на Втором [193], Третьем [194] и Четвертом [195] МРСС.

В южном блоке нижнемеловые отложения впервые выделены в 1944 г. А.А. Кирилловым [33], который собрал валанжинских бухий на левобережье р. Усури восточнее пос. Архиповка. В 1955-56 гг. подобные отложения были обнаружены в северном блоке. Кроме валанжинских отложений, здесь в 1959-62 гг. были установлены и более молодые, но их возраст дискусионен [12, 32, 33, 195] из-за плохой изученности фауны. В основном, это касается нижней возрастной границы стратона, который на основании ауцеллин, характерных для уктурской

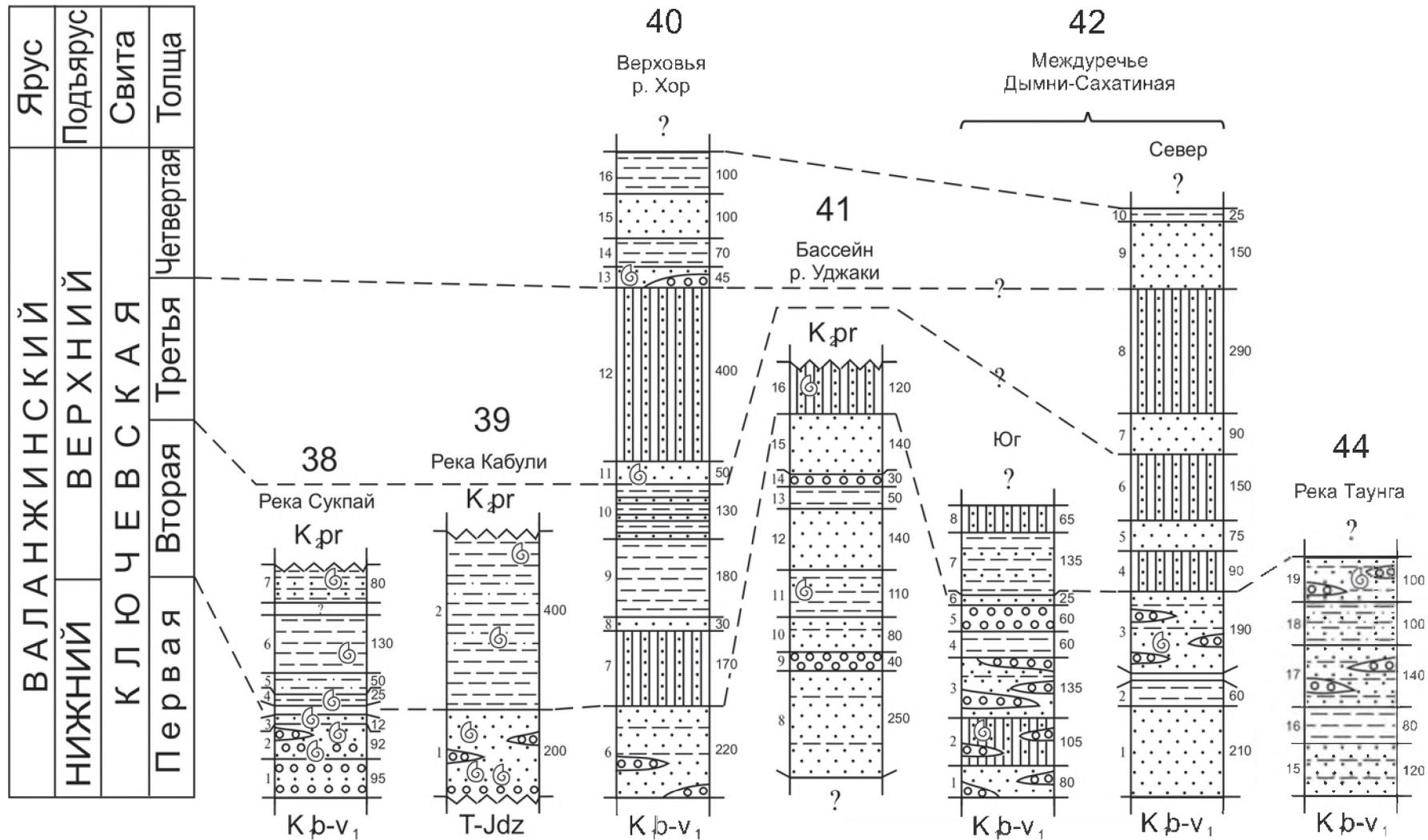


Рис. 15. Корреляция литолого-стратиграфических колонок валанжина Анюйской зоны. Номера колонок и авторы: **38 и 39** - Е. В. Калинин [80], **40** - В. А. Исполинов (1970 г.), **41** - И. П. Бойко (1967 г.), **42** - Б. Г. Матвеев (1969 г.), **44** - С. Л. Штейнберг (1970 г.). Индексы: T-J dz - джаурская свита, триас-юра, $K_1 b-v_1$ - берриас - нижний валанжин, $K_2 pr$ - приморская вулканическая серия. Условные обозначения на рис. 5

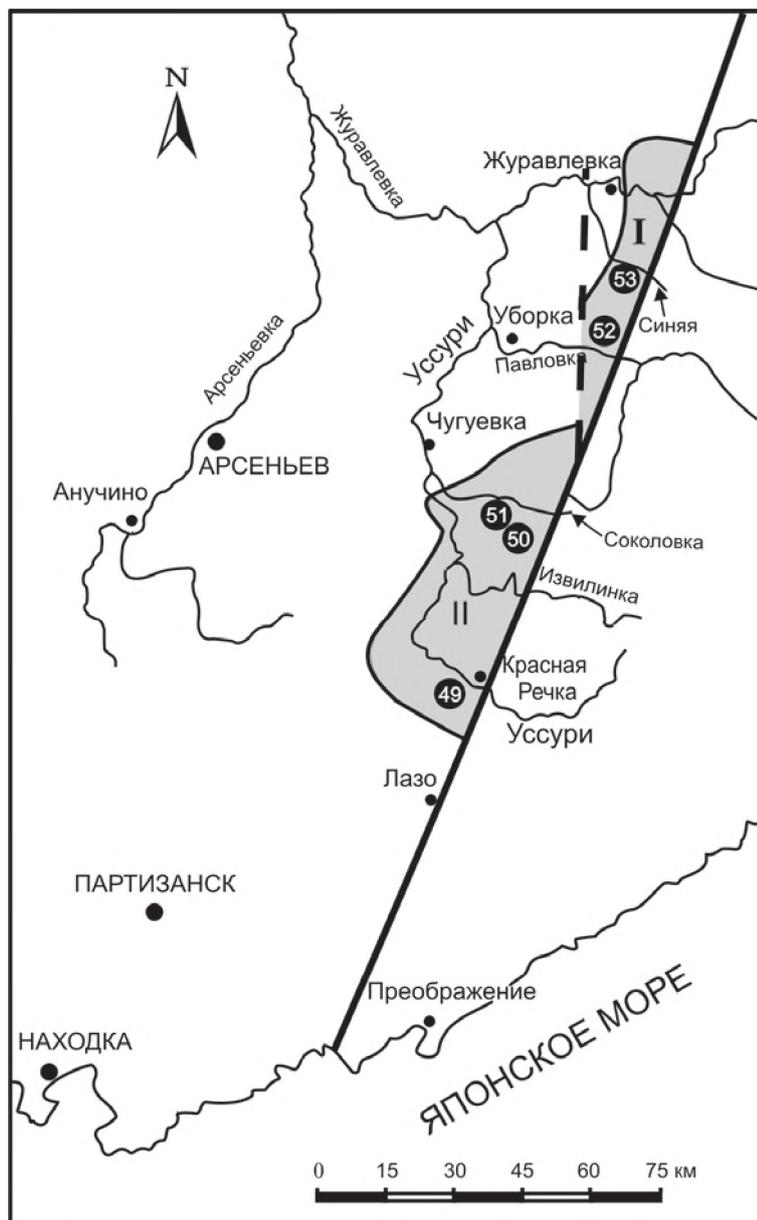


Рис. 16. Схема расположения разрезов Окраинской зоны Центрального поднятия. Условные обозначения на рис. 4, жирный пунктир - Меридиональный разлом. I - Северный блок, II - Южный блок. Цифры в кружках: 49 - левобережье р. Уссури, 50 - руч. Дорожный бассейна р. Извилинка, 51 - междуречье Извилинка - Соколовка, 52 - руч. Коровинский бассейна р. Павловка, 53 - верховья р. Синея бассейна р. Журавлевка. Жирный пунктир - Меридиональный разлом. Условные обозначения на рис. 4

свиты Северного Сихотэ-Алиня, был отнесен к этой свите [12, 32, 33, 193].

В цементе базальных конгломератов на руч. Павлиев Ю.П. Бидюк [12] обнаружил отпечаток фрагмента аммонита, определенный В.Н. Верещагиным как *Spitidiscus (?) cf. rotula Sow.* барремского возраста, и уктурская свита Окраинской зоны стала рассматриваться как барремальбская, не исключая верхний готерив [12, 193].

В дальнейшем, до середины 70-х годов, родовое определение этого аммонита было поставлено под сомнение и при консультации с ведущими специалистами по ранне-меловым аммонитам было решено, что он, вероятнее всего, должен быть отнесен к роду *Puzosia*, и в этом случае барремский возраст отпадает. Это, по-видимому, явилось основанием для вывода В.Н. Верещагина: "Возраст свиты (уктурской - В.К.), судя по комплексу ауцеллин и аммонитов, можно определить как альбский, но нижние ее части соответствуют апту и, может быть, даже баррему" [32, стр. 34].

В 1990 г. Е.А. Калинин поставил под сомнение и *Spitidiscus (?) cf. rotula Sow.* из бассейна р. Уктур северного Сихотэ-Алиня, и для уктурской свиты этого района был принят апт-альбский возраст [195].

В 1978 г. В.П. Коновалов показал, что строение "уктурской" свиты в Окраинской зоне не соответствует строению этой свиты в бассейне р. Уктур и предложил новое название - соколовская свита, которое было принято тогда [95] и в дальнейшем [195]. Возраст соколовской свиты рассматривался как апт-среднеальбский. Аптский возраст базировался на аммонитах, определенных В.Н. Верещагиным как *Tetragonites duvalianus (Orb.)*, *Phyllopacchyceras cf. infundibulum (Orb.)* и *Silesites (?) sp.*, но найденные вместе с ними альбские аммониты явно противоречили этому возрасту. В 1987-90 гг. Е.А. Калинин [80], изучив аммонитов из бассейна р. Подхоренок и низовьев р. Дурал, пришел к выводу, что аммониты, которые В.Н. Верещагин определял как *Tetragonites duvalianus (Orb.)* [34, табл. 13, фиг. 4], должны рассматриваться как альбские *Anagaudriceras aurarium (Anders.)* [96]. С этим выводом относительно аммонита с р. Дурал трудно согласиться. С одной стороны, этот аммонит действительно близок к *T. duvalianus (Orb.)* из верхнего апта Кавказа, но почти перпендикулярное расположение пережимов ставит под сомнение родовое и видовое определение В.Н. Верещагина; с другой стороны, значительно большее число пережимов не позволяет согласиться с отнесением его к роду *Anagaudriceras*. В.П. Коновалов считает, что этот и подобные ему аммониты нужно относить к роду *Kossmatella* [249, 270], а он не может быть древнее раннего альба. Наличие представителей эго рода стратиграфически выше и вместе с *Puzosia alaskana Imlay* подтверждает эту точку зрения.

Нами пересмотрены и остатки аммонитов с правобережья руч. Партизанский (бассейн р. Антоновка), найденные А.А. Асиповым и определенные В.Н. Верещагиным [32, 33] как *Phyllopacchyceras cf. infundibulum (Orb.)* и *Silesites (?) sp.* Первый из них по характеру объемности оборотов оказался раннеальбским *Ph. cf. chitinanum*

Imlay, а второй - также раннеальбским *Puzosia cf. alaskana* Imlay.

Таким образом, после дополнительного изучения коллекций ископаемой фауны из соколовской свиты Украинской зоны в них не оказалось барремских и типичных аптских форм и, следовательно, ее возраст определяется как альбский. Это произошло после совещания [195], на котором возраст этой свиты был принят, как и раньше [194], апт-среднеальбским.

В итоге в Украинской зоне выделяются свиты: ключевская (нижний-средний валанжин) и соколовская (ранний-средний альб). Ключевская свита - залегает резко несогласно на верхнетриасовых, нижне-среднеюрских и верхнеюрских образованиях, а соколовская свита - на валанжинских и домеловых отложениях. Здесь, как и во всем Центральном поднятии подтверждается мнение В.Н. Верещагина о послеваланжинской складчатости [29, 30, 32, 33].

Нижний - верхний валанжин

Ключевская свита, распространена на правом берегу р. Усури восточнее с. Архиповка, в бассейне р. Извилинка, в верховьях руч. Коровинский - правого притока р. Павловка у пос. Антоновка и в верховьях р. Синяя (бассейн р. Журавлевка).

На левобережье р. Усури (рис. 16 и 17, разр. 49), Ю.П. Бидюк и В.П. Коновалов [5, 18] изучили наиболее полный разрез ключевской свиты, которая разделена здесь на две толщи.

Первая толща залегает несогласно на украинской свите (нижняя-средняя юра):

1. Конгломераты от мелко- до среднегалечных с хорошо окатанными гальками кремнистых пород, алевролитов и песчаников; наполнитель - песчаник 20 м

2. Песчаники зеленовато-серые от мелко- до крупнозернистых граувакково-аркозовые с редкими прослоями алевролитов (до 3 м) и с линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В песчаниках двустворки *Buchia keyserlingi* (Lah.), *B. inflata* (Lah.), *B. wollossowitschi* (Sok.), *B. bulloides* (Lah.), *B. uncitoides* (Pavl.), *B. sibirica* (Sok.), *B. crassicolis* (Keys.), *B. solida* (Lah.), *B. visingensis* (Sok.) и *B. pacifica* Jeletzky 305 м

3. Алевролиты с прослоями углистых аргиллитов и сажистых углей. Из этого слоя В.А. Красилов [110] определил растительные остатки: *Equisetites* sp., *Cladophlebis denticulata* (Brongn.) Font., *C. novopokrovskii* Pryn.m *Dictiozamites kawasaki* Tateiwa, *Nilssonina ex gr. orientalis* Heer и *Podozamites ex gr. lanceolatus* Braun. В 1991 г. Е.Б. Волюнец собрала отсюда обширную коллекцию, состоящую из более 30 представителей

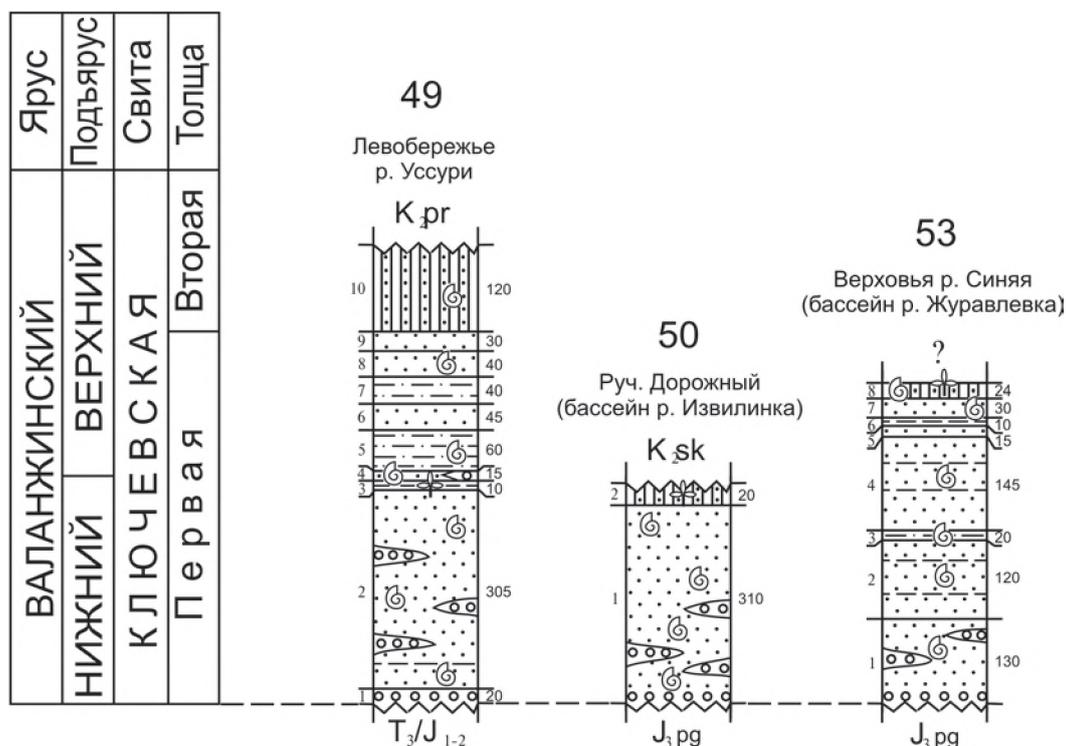


Рис. 17. Корреляция литолого-стратиграфических колонок валанжина Украинской зоны. Номера колонок и авторы: 49 - В.П. Коновалов [12], 50 - В.П. Коновалов (1970 г.), 53 - Г.К. Еременко (1961 г.). Индексы: T_3 - верхнетриасовые отложения, J_{1-2} - нижне-среднеюрские отложения, $J_3 pg$ - верхнеюрская погская свита, $K_1 sk$ - альбская соколовская свита, $K_2 pr$ - верхнемеловые вулканогенные образования. Условные обозначения на рис. 5

флоры. Это преимущественно *Dictyozamites kawasakii* Tateiwa, *D. sp.*, *Nilssonina orientalis* Heer, *Ginkgoidea sp.*, *Sagenopteris sp.*, *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Braun. Реже встречаются папоротники *Alsofyllites nipponensis* (Oishi) Krassir., *Cyathea sp.*, *Lobifolia novopokrovskii* (Pryn.) Rasskaz. и *Adiantopteris ex gr. sawamurae* Kimur. et Ohana 10 м

4. Песчаники мелкозернистые массивные аркозовые с линзами гравелитов и с двустворками *Inoceramus sp.*, *Buchia inflata* (Lah.), *B. wollossowitschi* (Sok.), *B. cf. sublaevis* (Keys.) и *B. pacifica* Jeletzky 15 м
 5. Алевропесчаники горизонтальнослоистые с *Buchia uncitoides* (Pavl.) и *B. sp. Indet.* 60 м
 6. Песчаники мелкозернистые массивные аркозовые 45 м
 7. Алевропесчаники массивные 40 м
 8. Песчаники мелкозернистые аркозовые с *Buchia sp. Indet.* 40 м
 9. Песчаники мелкозернистые массивные 30 м
- Вторая толща:
10. Переслаивание песчаников и алевроаргиллитов с *Buchia visingensis* (Sok.) и *B. cf. solida* (Lah.) 120 м
- Общая мощность свиты 685 м

По руч. Дорожному в бассейне р. Извилинка (рис. 16 и 17, разр. 50) ключевская свита залегает несогласно на базальтоидах погской свиты предположительно позднеюрского возраста. Базальтовый материал присутствует и в базальных конгломератах ключевской свиты. В целом, толща, развитая здесь, по строению и составу соответствует слоям 1 и 2 предыдущего разреза и содержит те же бухии. На ней залегает пачка мощностью 20 м переслаивающихся песчаников и углистых аргиллитов с остатками растений из родов *Dictyozamites*, *Cladophlebis*, *Sphenopteris* и *Podozamites*, которые соответствуют слою 3 предыдущего разреза.

В верховьях р. Синяя (бассейн р. Журавлевка) (рис. 16 и 17, разр. 53) по данным Г.К. Еременко (1961 г.) ключевская свита залегает на окраинской и на погской свите. По составу, строению и ископаемым остаткам двустворок она близка к разрезам, описанным выше. Вверху залегает слой (24 м) чередования гравелитов, песчаников и углистых аргиллитов с линзами (3-8 см) сажистых углей. В гравелитах остатки бухий, а в углистых аргиллитах - растительные остатки: *Cladophlebis brovniana* (Dunk.) Sew., *C. denticulata* (Brongn.) Font., *Nilssonina cf. orientalis* Heer и *Dictyozamites sp.* (определения С.А. Баюла).

В правом притоке р. Павловка - руч. Коровинский (рис. 16, разр. 52) в зоне кальдерных разломов обнаружен блок песчаников, подобных слою 2 разреза 49, с *Buchia cf. keyserlingi* (Lah.), *B. inflata* (Lah.), *B. bulloides* (Lah.) и *B. cf. crassicolis* (Keys.).

Комплекс бухий из ключевской свиты определяет ее возраст как конец раннего - поздний валанжин. *Buchia cf. keyserlingi*, *B. inflata* и *B. pacifica* более характерны для раннего валанжина, а *B. crassicolis* и *B. solida* - для позднего.

Нижний - средний альб

Соколовская свита распространена в бассейне р. Уссурн - вблизи пос. Архиповка и Извилинка, в междуречье Уссурн - Извилинка, Извилинка - Соколовка, Соколовка - Левая Антоновка и в бассейне р. Антоновка - по руч. Партизанский. Она разделена на две подсвиты: нижнюю - существенно песчаниковую и верхнюю - песчаниково-алевролитовую. Нижняя подсвита распространена во всех перечисленных районах, а верхняя - только в верховьях р. Соколовка.

В основании свиты залегают базальные конгломераты, мощность которых от 20 до 50 м, а на них - мелко-среднезернистые песчаники, которые могут содержать линзы гравелитов и прослои алевролитов мощностью до 3 м. Выше залегает толща алевролитовых песчаников более 500 м мощности с прослоями мелко- и среднезернистых песчаников мощностью от 0,2 м до первых десятков метров.

В междуречье Извилинка - Соколовка (рис. 16 и 18, разр. 51) разрез свиты наиболее полный. Она несогласно залегает на песчаниках ключевской свиты и состоит из следующих слоев.

Нижняя подсвита:

1. Конгломераты мелко-среднегалечные с хорошо окатанными гальками кремнистых пород, песчаников, алевролитов. меньше - средних и кислых эффузивов. Наполнитель - песчаник 20 м
2. Песчаники мелко-среднезернистые массивные аркозовые 50 м
3. Алевропесчаники с двустворками *Aucellina aptiensis* (Orb.), *A. caucasica* (Buch) и *A. ucturiensis* Ver. . 50 м
4. Песчаники мелкозернистые массивные с *Entolium sp.* 10 м
5. Алевропесчаники массивные и горизонтальнослоистые часто с фукоидами и большим количеством двустворок *Entolium ex gr. utukokense* Imlay, *Aucellina caucasica* (Buch), *A. aptiensis* (Orb.), *A. anthulai* Pavl., *Pinna sp.*, *Pleuromya cf. kelleri* Imlay, с аммонитами *Kossmatella sp. indet.*, *Parasilesites cf. bullatus* Imlay, *Puzosia alaskana* Imlay и *Hulenites sp.*, а также с ядрами гастропод, ближе неопределимыми более 550 м

Верхняя подсвита:

6. Песчаники среднезернистые аркозовые с линзами мелкогалечных конгломератов и гравелитов 130 м
7. Алевропесчаники зеленовато-серые с фукоидами 80 м

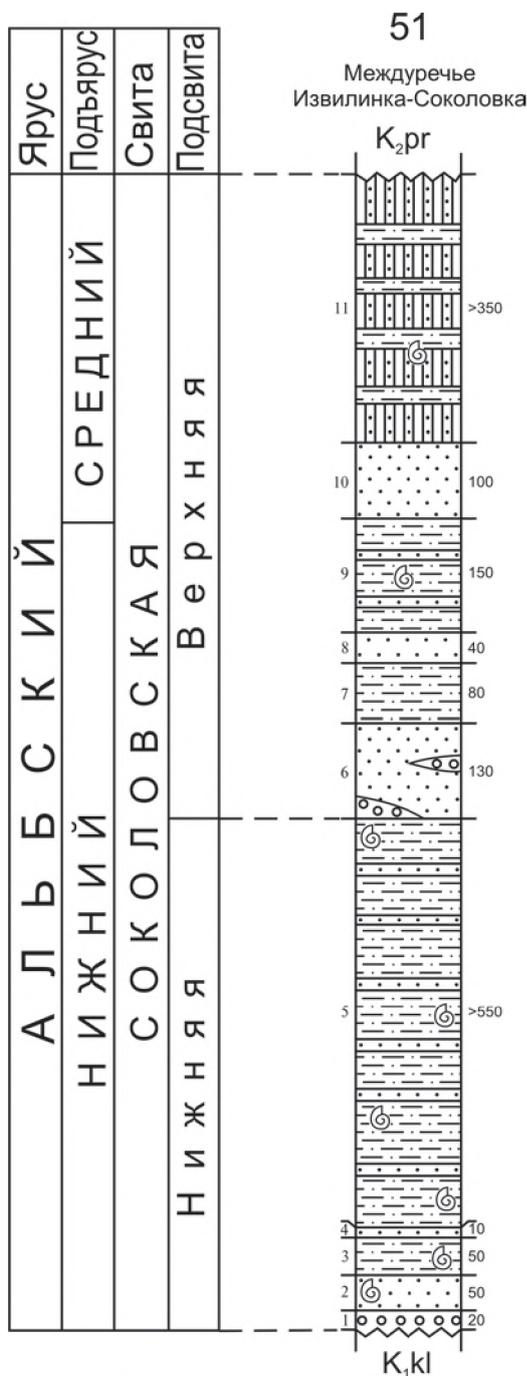


Рис. 18. Литолого-стратиграфическая колонка соколовской свиты нижнего - среднего альба в междуречье Извилинка - Соколовка по В.П. Коновалову. Индексы: $K_1 kl$ - ключевская свита, $K_2 pr$ - приморская серия. Условные обозначения на рис. 5

8. Песчаники среднезернистые массивные 40 м
9. Алевропесчаники зеленовато- и темно-серые неясно-слоистые с прослоями мелкозернистых песчаников (0,2-2 м), содержащие двустворки *Entolium utukokense* Imlay, *Aucellina caucasica* (Buch), *A. aptiensis* (Orb.), *A. anthulai* Pavl., *Pleuromya cf. kelleri* Imlay, *Pinna* sp. и др. 150 м
10. Песчаники средне-мелкозернистые массивные 100 м
11. Переслаивание преобладающих алевропесчаников, алевролитов и песчаников. В алевропесчаниках двустворки *Aucellina caucasica* (Buch), *A. sp.* и ядра двустворок, ближе неопределимых более 350 м

Общая мощность свиты 1530 м

Выше несогласно залегают верхнемеловые вулканиты приморской серии.

Из нижней подсвиты на всей площади распространения соколовской свиты известно много местонахождений ископаемой фауны, в которых резко преобладают двустворки, реже аммониты и гастроподы: двустворки - *Nucula* sp., *Mytilus* sp., *Modiolus* sp., *Pinna* sp., *Entolium utukokense* Imlay, *E. sp.*, *Camptonectes* sp., *Aucellina caucasica* (Buch), *A. aptiensis* (Orb.), *A. icturiensis* Ver., *A. anthulai* Pavl., *Mactromya* sp., *Gari* sp., *Goniomya* sp., *Homomya* sp., *Pleuromya cf. kelleri* Imlay, *P. carlotensis* Whit., *P. clementina* (And.) и *Thracia cf. kissoumi* McLearn, а аммониты - *Phyllopachyceras cf. chitinatum* Imlay, *Ph. sp.*, *Kossmatella cf. cappsi* Imlay, *Puzosia alaskana* Imlay, *P. sp.*, *Parasilesites cf. bullatus* Imlay, *P. sp.*, *Hulenites ex gr. reesidei* (Anders.) и *H. ex gr. jimboi* (Anders.).

В слоях 2 и 3 по правым притокам р. Извилинка - ручьям Базовский, Исаков, и в бассейне р. Малая Антоновка сразу выше базальных конгломератов обнаружены аммониты *Puzosia* sp. и *Parasilesites cf. bullatus* Imlay. Обе формы свидетельствуют об альбском возрасте, а вторая - явно раннеальбская. Внизу и в середине слоя 5 *Aucellina anthulai* Pavl., *Phyllopachyceras cf. chitinatum* Imlay, *Ph. sp.*, *Kossmatella cf. cappsi* Imlay, *Puzosia alaskana* Imlay, *Hulenites ex gr. reesidei*

(Anders.) и *H. ex gr. jimboi* (Anders.) позволяют датировать вмещающие отложения ранним альбом.

На крайнем юго-западе Украинской зоны в бассейне р. Расщепиха, примерно в слое 5, Ю.П. Бидюк обнаружил раннемеловые растительные остатки: *Onychiopsis psilotoides* (Stokes et Webb) Ward., *Cladophlebis frigida* (Heer) Sew., *C. cf. dunkeri* (Schimp.) Sew., *Dictyozamites cf. cordatus* (Krysht.) Pryn., *Nilssonia* sp. и др. (определения С.А. Шороховой).

Двустворки из слоя 9 **верхней подсвиты**: *Entolium utukokense* Imlay, *Aucellina caucasica* (Buch.), *A. aptiensis* (Orb.), *A. anthulai* Pavl. и *Pleuromya cf. kelleri* Imlay, - также раннеальбские, а *Aucellina caucasica* (Buch) из слоя 11 либо раннеальбская, поскольку находится стратиграфически выше предыдущей, либо более молодая. Мы допускаем, что накопление соколовской свиты могло завершиться в среднем альбе, так как верхняя подсвита по строению похожа на верхнеассикаевскую подсвиту Бикино-Хорской зоны Западного прогиба в бассейне р. Подхоренок и на светловдинскую - Лужкинской зоны Восточного прогиба.

ЮЖНО-ПРИМОРСКИЙ ПРОГИБ

ПАРТИЗАНСКАЯ ВПАДИНА

Южно-Приморский прогиб, как и юго-восточная часть Бикино-Хорской зоны, расположен, в отличие от предыдущих структур, на опущенном краю жесткого Ханкайского массива ранней консолидации (или фрагмента Китайской платформы). Главное отличие его в том, что нижнемеловые отложения здесь, главным образом, континентальные угленосные, а морские занимают ничтожное место. Очень велико, особенно вверх нижнего мела, участие продуктов субаэрального вулканизма.

Партизанская впадина расположена на юго-восточной окраине этого прогиба (рис. 1 и 19), и в отличие от других впадин для нее характерно наличие, хотя и незначительное, морских нижнемеловых отложений: нижне-берриасских, валанжинских и альбских.

Первые сведения об угленосных отложениях появились еще в конце прошлого столетия, и с того времени этот район планомерно изучается. Полные сведения об истории изучения и геологии освещены в многочисленных работах [32, 33, 49, 111, 179, 239 и др.], и мы не останавливаемся на них. За последние годы здесь установ-

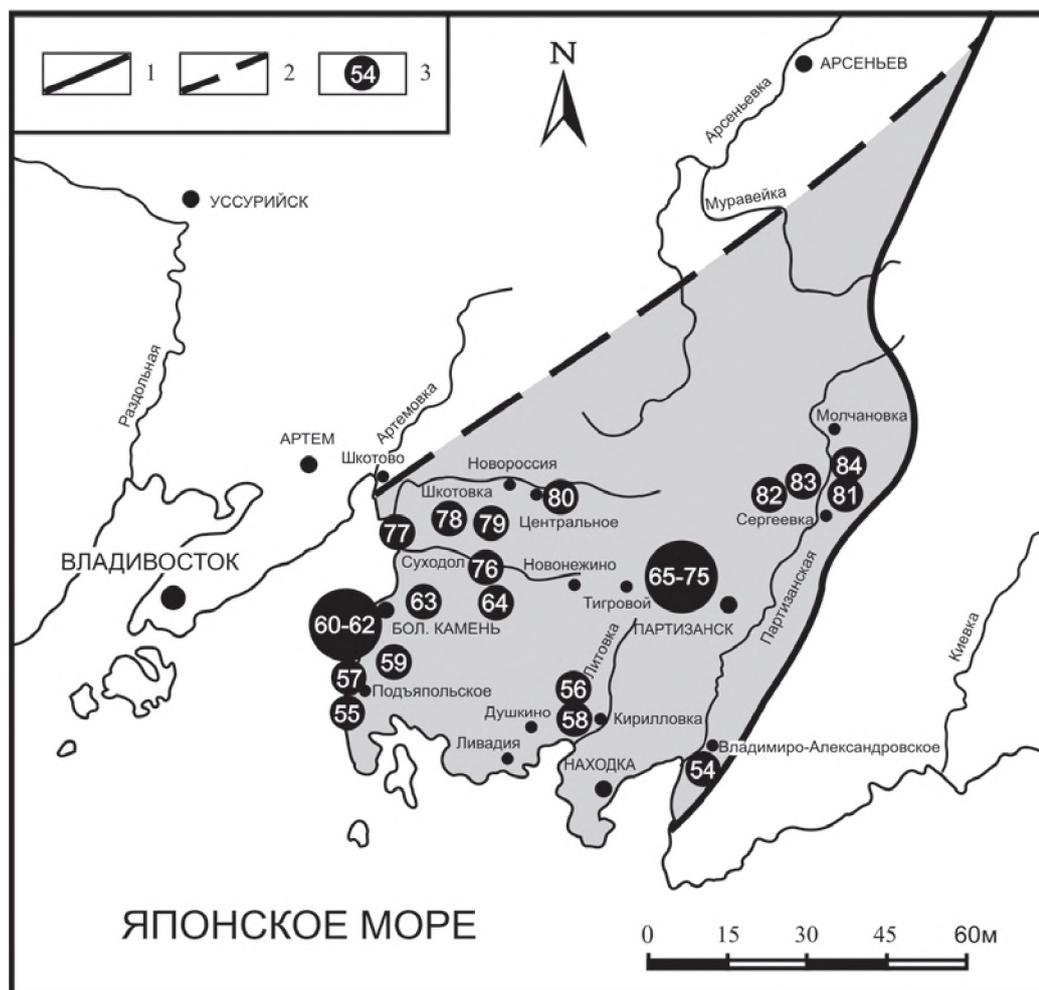


Рис. 19. Схема расположения разрезов нижнемеловых отложений в Партизанской впадине Южно-Приморского прогиба.

Условные обозначения. 1 - восточная граница Южно-Приморского прогиба, 2 - северо-западная граница Партизанской впадины, 3 - расположение разрезов, местонахождений фауны и их номера: 54 - междуречье р. Партизанская - падь Романчукова (район пос. Владимиро-Александровское), 55 - мыс Открытый, 56 - р. Сред. Литовка, 57 - бухта Подъяпольского, 58 - междуречье Литовка - Сред. Литовка, 59 - район ст. Стрелок, 60 - мыс и бухта Ильмовая, 61 - бухта Андреева, 62 - мыс Палец, 63 - дер. Петровка, 64 - руч. Рождественка, 65 - руч. Олений, 66 - руч. Проселочный, 67 - междуречье 2-я - 3-я Каменки (скв. 1193), 68 - ручьи Бол. и Мал. Липовые, 69 - р. Постышева - 3-я Каменка, 70 - верховье руч. Горячий (скв. 1167), 71 - руч. Моленный, 72 - ручьи Лавриненки и Игнатъев, 73 - ручьи Френцевский и Правосицинский, 74 - левобережье р. Тигровая (Медведевский участок), 75 - левобережье р. Тигровая (участок Каланча), 76 - район пос. Новонежино, 77 - низовья р. Суходол, 78 - левобережье р. Смолянинка, 79 - междуречье Смолянинка - Суходол, 80 - правобережье р. Ворбьевка, 81 - левобережье р. Сергеевка, 82 - междуречье Белая - руч. Богатырский, 83 - руч. Мынтин ключ, 84 - руч. Александровский. Расположение разрезов 60-62 и 65-75 - на рис 22

лены только нижнеберриасские морские отложения [98, 198, 201], но некоторые вопросы стратиграфии дискуссионны и сейчас. К принципиальным вопросам мы относим объем и возраст сучанской серии и соотношение ее с

вышележащей коркинской серией (верхний альб) и с подстилающей ключевской свитой (валанжин).

В 1956-60 гг. сотрудники Лаборатории угля АН СССР [179, 180, 2390] предложили разделить сучанскую серию на три свиты (снизу вверх): нижне-, старо- и северосучанскую. Разделение на свиты было основано на изучении макроритмичности, а не только на угленосности, как считает Ф.Р. Лихт [139]. Угленосность, как и ритмичность более низкого порядка, учитывалась при выделении подсвит.

В 1965 г. на Втором МРСС [193] Г.В. Кузнецов [108] предложил объединить нижне- и старосучанскую свиты в одну, так как первую можно выделить далеко не во всех угленосных районах Партизанского угольного бассейна. Предложение было обосновано многочисленными разрезами, и совещание приняло двучленное деление сучанской серии на старо- и северосучанскую свиты. Такое деление рассматривалось и на последующих совещаниях [194, 195] и вошло в геологическую практику.

В 1938 г. В.Н. Верещагин [29, 33] установил несогласное залегание сучанской серии на валанжине (ключевской свите), тем самым обосновав постваланжинский возраст серии и готеривскую складчатость в Приморье. В дальнейшем это несогласие было прослежено им далеко за пределы Сихотэ-Алиня [30]. Эта точка зрения была подтверждена в 1959 г. В.П. Коноваловым [33].

На левобережье руч. Александровский в горных выработках (рис. 20 А) отчетливо видно несогласное залегание базальных конгломератов сучанской серии с элементами залегания $315^{\circ} \angle 27^{\circ}$ на песчаниках с валанжинскими (ключевскими) бухиями и с элементами залегания $130^{\circ} \angle 20-25^{\circ}$. Несколько восточнее контакта углы падения становятся круче ($50-65^{\circ}$). На правом берегу руч. Александровский (рис. 20 Б), левого притока р. Партизанская южнее пос. Молчановка, примерно 1,5 км от его устья базальные конгломераты сучанской серии залегают (элементы залегания $300^{\circ} \angle 35^{\circ}$) на волнистой поверхности размыта пачки переслаивающихся алевропесчаников, алевроаргиллитов и песчаников (элементы залегания пачки $290^{\circ} \angle 50^{\circ}$) с *Corbicula (?) sp.* и плохой сохранности

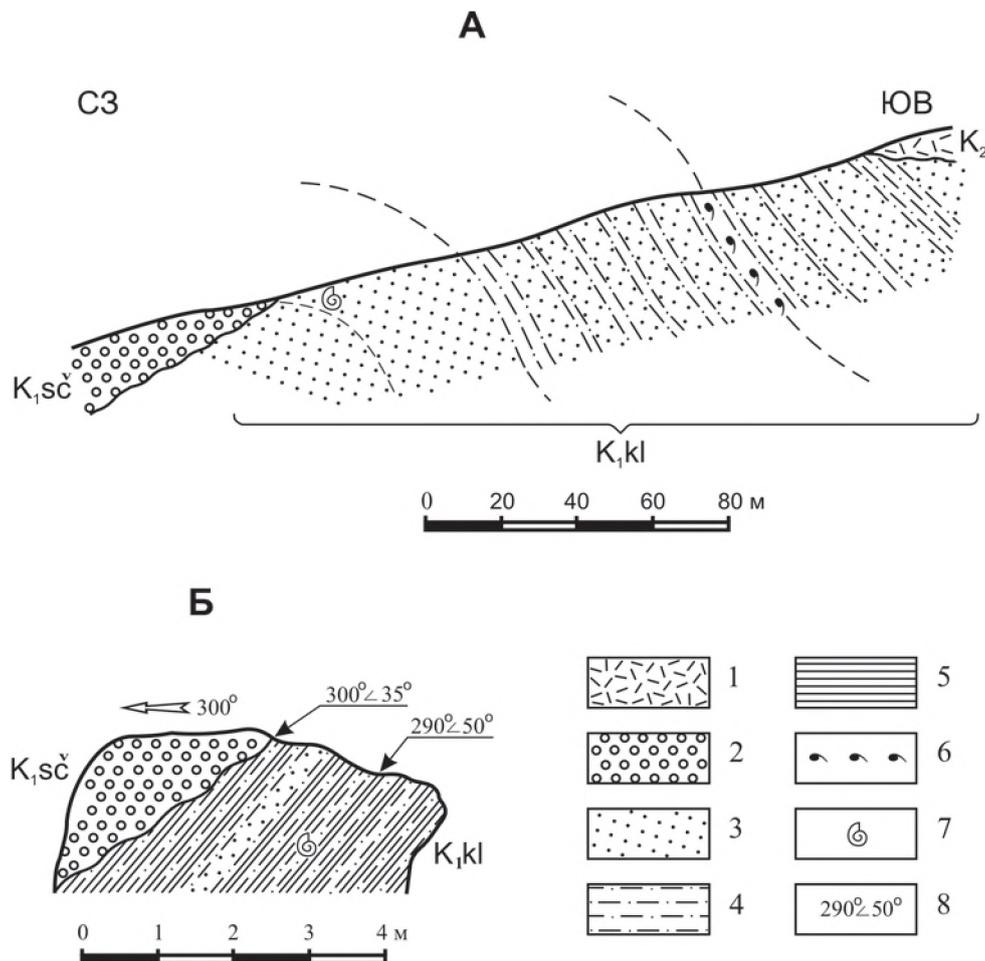


Рис. 20. Характер взаимоотношений сучанской серии и ключевской свиты по руч. Александровский.

А - разрез по левобережью, Б - расчистка в правом борту. Условные обозначения 1 - верхнемеловые эффузивы, 2 - сучанская серия (K_1sc), 3-7 - ключевская свита (K_1kl), 3 - песчаники, 4 - алевритовые песчаники, 5 - алевроаргиллиты, 6 - ракушняк, 7 - места находок фауны, 8 - элементы залегания

Buchia sp. indet. Несколько выше по течению под этой пачкой залегают желтовато-серые песчаники с большим количеством бухий, характерных для ключевской свиты.

В обоих случаях сучанская серия залегает на поверхности размыта в крыле антиклинальной складки, сложенной породами ключевской свиты, но на разных ее слоях.

Б.М. Штемпель [240, 241] по флоре из нижнесучанской свиты (нижняя часть старосучанской свиты) установил готеривский возраст нижних горизонтов сучанской серии. При этом он указывал на близость этой флоры к флоре ключевской свиты (валанжин) и из бассейна р. Устиновка (сейчас это берриас), с чем решительно не согласен В.А. Красилов [108]. Подобное сравнение позволило Б.М. Штемпелю усомниться в несогласии между ключевской свитой и сучанской серией. В дальнейшем В.А. Красилов [108, 110] обосновал разный возраст флор ключевской свиты и из бассейна р. Устиновка. Из самых нижних слоев сучанской серии у него коллекций не было, а несколько более высокие уровни ключевской свиты рассматривал как барремские.

В последние годы Е.Б. Волинец собрала обширные коллекции листовых отпечатков из всех перечисленных стратонев. Флору из низов сучанской серии, выделяемые ею как капреевская свита [174] (бывшая нижнесучанская свита) она рассматривает как валанжинскую, что опять ставит под сомнение несогласие между ключевской свитой и сучанской серией. Не сомневаясь в сходстве флор из ключевской (валанжинской) свиты и из капреевской свиты, о котором писали Б.М. Штемпель [241] и Е.Б. Волинец [174], мы, тем не менее, считаем, что готеривский возраст низов сучанской серии (капреевской или нижнесучанской свиты) более правомочен, так как: 1) несогласие между ключевской свитой и сучанской серией реально существует (рис. 20) и 2) на капреевской свите согласно залегают более верхние горизонты сучанской серии, которые вместе с этой свитой составляют единый комплекс. Если же здесь нет несогласия, вряд ли можно относить капреевскую свиту к валанжину и считать ее возрастным аналогом ключевской свиты. Сходство же флор из ключевской (валанжинской) свиты и из капреевской свиты, о котором писали Б.М. Штемпель [241] и Е.Б. Волинец [174], объясняется тем, что в настоящее время нигде на Земле нет отличий между валанжинскими и готеривскими комплексами листовых отпечатков [25, 26], и флоры этого уровня повсеместно рассматриваются как валанжин-готеривские. Попытка Е.Б. Волинца выделить чисто валанжинский комплекс малоубедительна, тем более, что здесь встречены *Gleichenites porsildii* Sow., *Coniopteris ex gr. arctica* (Pryn.) Samyl., *Adiantopteris toyoraensis* Oishi, *Elatides ex gr. curvifolia* (Dunk.) Nath. и некоторые другие, которые ниже готерива нигде не известны.

В последнее время Ф.Р. Лихт [138] снова выразил сомнение в существовании несогласия между ключевской свитой и сучанской (никанской по Ф.Р. Лихту) серией. Более того, он пишет, что в Суходольской зоне, в скважине 1288 "...вскрыты литологически однотипные и согласно залегающие морские (с аммонитами) юрские и перекрывающие их континентальные никанские отложения" [138, стр. 62]. Это, по меньшей мере, вызывает удивление, так как морские и континентальные отложения не однотипны. По наблюдениям В.П. Коновалова и многих геологов, работавших в этом районе, сучанская (никанская) серия везде залегает резко несогласно на триасовых, верхнеюрских и берриасовых образованиях, и ни с одними из них у нее нет сходства. Тем не менее, на основании собственных наблюдений и работ о сходстве флоры [174, 241] Ф.Р. Лихт пришел к выводу, что возраст никанской серии (вся стратиграфическая номенклатура и названия зон даны по Ф.Р. Лихту [139]) - поздняя юра - ранний апт, а сучанской свиты в Суходольской зоне - берриас - ранний баррем; в Партизанской зоне ключевская свита (валанжин) залегает согласно на сибайгоуской (берриас) и согласно перекрывается сучанской свитой (поздний готерив - ранний апт). Таким образом, сучанская свита Суходольской зоны по возрасту соответствует сибайгоуской, ключевской свитам и большей части старосучанской подсвиты.

Однако в Партизанской зоне нет сибайгоуской свиты и низов ключевской. Далее, в суходольской зоне сучанская свита не может иметь ни готеривского, ни барремского возраста, поскольку В.А. Красилов [110] доказал, что нижняя часть сучанской серии содержит здесь флору, соответствующую флоре северосучанской свиты Партизанского района. Условно он допускает, что, может быть, самые нижние части серии можно коррелировать с самыми верхними - старосучанской свиты, но в целом флора северосучанская, а, значит, она не может быть древнее позднего апта. Наконец, согласно Стратиграфическому кодексу [213], при таком несоответствии возраста, (см. выше мнение Ф.Р. Лихта), несмотря на сходство разрезов, в соседних районах свиты должны иметь разные названия.

Все изложенное выше показывает нецелесообразность пересмотра возраста нижней границы сучанской серии, принятого на Четвертом МРСС [195]. Что касается верхней границы серии, то в рассматриваемом районе на ней с размывом залегает коркинская серия [33, 49, 179, 180, 193-195 и др.], которая разделяется на кангаузскую и романовскую свиты. В 1961 г. Ф.Р. Лихт [131] предложил выделять френцевскую свиту, включив в нее "надугленосную подсвиту" северосучанской свиты и кангаузскую свиту Е.А. Перепечиной, Н.И. Шарудо и др. [179, 239 и др.]. Позже френцевскую свиту в таком же объеме принял и В.А. Красилов. [106], а в 1964 г. В.П. Коновалов [98] предложил рассматривать ее в объеме надугленосной подсвиты [179, 239]. В дальнейшем, во избежание путаницы, было решено отказаться от названия "френцевская" и рассматривать ее как верхнюю подсвиту северосучанской свиты. Так это было принято на трех совещаниях [193-195] и вошло в геологическую практику. В последнее время Ф.Р. Лихт [138] возвратился к своему прежнему пониманию френцевской свиты [131], поэтому нам также придется вернуться к этому вопросу.

В бассейне р. Партизанская нижняя граница френцевской свиты (верхней подсвиты северосучанской свиты) проводится по подошве горизонта с морской фауной, т.е. по смене континентальных и морских отложений. Западнее, в бассейне р. Суходол и на восточном побережье Уссурийского залива морских отложений нет, и эта граница

условно проводится внутри континентальных отложений. Кверху морские осадки сменяются лагунными с солоноватоводной фауной, затем снова следуют континентальные - с пресноводной фауной. Примерно в середине френцевской свиты (по Ф.Р. Лихту) расположен маркирующий горизонт "черных" алевроаргиллитов мощностью 260 м, который хорошо прослеживается от р. Партизанская до восточного побережья Уссурийского залива. Е.А. Перепечина, Н.И. Шарудо и др. [179, 180, 239 и др.], положив в основу расчленения разреза ритмичность, совершенно справедливо рассматривали этот горизонт как верхний член макроритма. На "черных" алевроаргиллитах залегают с размывом горизонт мощностью 1,5-45 м конгломератов, гравелитов или гравийных песчаников с линзами более грубообломочных пород. При этом, иногда значительная часть "черных" алевроаргиллитов размыта. Так, например, в междуречье Суходол - Смолянка в большинстве мест их мощность 150-200 м, а рядом, в междуречье Смолянка - Солонцовая, они размыты почти полностью; в бассейне р. Партизанская - в районе руч. Сопковый, на г. Острая, горизонт "черных" алевроаргиллитов размыт, несколько севернее, в междуречье Вторая и Третья Каменки, мощность его до 260 м, а еще севернее, примерно в 3,5 км, в бассейне р. Малая Тигровая - от 10 до 100 м. Севернее пос. Углекаменск нет не только горизонта "черных" алевроаргиллитов, но и горизонта с морской фауной (основание френцевской свиты), поэтому, размыта ли здесь вся верхняя подсвита северосучанской свиты (нижняя часть френцевской подсвиты), или она фациально замещена другими образованиями, остается открытым [204]. Еще севернее известны слои с явно солоноватоводной фауной.

Горизонт грубокластических пород, залегающих выше "черных" алевролитов хорошо прослеживается в указанных местах по скважинам или в естественных обнажениях. Несмотря на это, Ф.Р. Лихт наращивает разрез френцевской свиты выше горизонтов "черных" алевроаргиллитов и грубокластических пород толщей зеленых алевролитов и песчаников, состав которых явно тяготеет к континентальной коркинской серии. Верхнюю границу френцевской свиты в бассейне р. Партизанская он проводит по подошве пестроокрашенных алевроаргиллитов, показывая на этом уровне "общерегиональное угловое несогласие" [138, схема на с. 65]. Утверждая, что френцевская свита отчетливо выделяется на юге Приморья, Ф.Р. Лихт [138] дает ей (по нашему мнению, бездоказательно) разный возраст в Суходольской и Партизанской зонах. Считая, что нижняя часть френцевской "свиты" с морской фауной в бассейне р. Партизанская соответствует толще разнородных песчаников с пресноводной фауной в Суходольской зоне, он датирует первую примерно ранним аптом, а вторую - ранним барремом, не приводя при этом никаких доказательств. В.А. Красилов [110], основываясь на ископаемой флоре, ставит под сомнение барремский возраст низов сучанской серии в Суходольской зоне (по Ф.Р. Лихту), а А.А. Якушина [246] рассматривает пресноводную фауну этой части разреза в пределах апта-альба. Отсюда неясно, чем обоснован барремский возраст нижней части френцевской свиты. В Партизанской зоне (по Ф.Р. Лихту) морская фауна "надвеликановского" горизонта (нижние слои френцевской свиты) имеет среднеальбский возраст [100, 191], и непонятно, почему Ф.Р. Лихт считает эту фауну раннеаптской.

По сравнению с предыдущей работой [131] Ф.Р. Лихт, не приведя дополнительных доводов в пользу френцевской свиты, еще более обострил спорность ее выделения. На большей части юга Приморья нижняя и верхняя границы свиты (в понимании Ф.Р. Лихта) отчетливо не выделяются, а ее стратиграфическое положение противоречит всем имеющимся материалам. В то же время, Ф.Р. Лихт поместил в середину френцевской свиты очень важные для стратиграфии горизонты "черных" алевроаргиллитов и грубокластических пород, которые разделены размывом. Первый горизонт, признает Ф.Р. Лихт, распространен широко и является маркирующим. Вслед за Е.А. Перепечиной, И.И. Шарудо и др. [179, 180, 239] мы по-прежнему считаем [79], что он является естественной верхней границей сучанской серии, а грубокластический горизонт, залегающий выше с размывом, знаменует собой новый этап в седиментации региона и является базальным для коркинской серии. Как и предыдущие исследователи, мы придаем этому размыву региональное значение. Что это не серия мелких местных размывов доказывает обнаруженная в гальке конгломерата грубокластического горизонта скв. 841 на левобережье р. Тигровая *Aucellina caucasica* (Buch) (определение В.Н. Верещагина). Ближайшие слои с ауцеллинами расположены более, чем в 100 км северо-восточнее, в междуречье Извилинка - Соколовка.

Участники трех МРСС [194-196] посчитали эти аргументы достаточно вескими, чтобы принять объемы и корреляцию сучанской и коркинской серий так, как это предлагалось рядом исследователей [32, 33, 97, 179, 180, 239 и др.].

Относительно *Inoceramus concentricus* Park. района пос. Владимиро-Александровское (бассейн р. Партизанская) [690, 138] вопрос остается открытым. Ф.Р. Лихт [138] без достаточных, на наш взгляд, доказательств рассматривает слои, вмещающие этот иноцерам, возрастными аналогами нижней части коркинской серии. Мы считаем более логичным коррелировать их со слоями "надвеликановского" горизонта, содержащими морскую фауну, так как по возрасту они сопоставляются, а другой альбской трансгрессии в этом районе нам не известно.

Необходимо остановиться и на спорных вопросах палеонтологической номенклатуры, тем более, что они касаются не только Партизанской впадины, но и других структурно-формационных подразделений Сихотэ-Алиня. Начиная с 30-х годов некоторые двустворки, обнаруженные в Приморье, определялись вначале как *Callistina*, а затем как *Callista*. Из них *Callista pseudoplana* Yabe et Nagao позволяла коррелировать нижнемеловые отложения Приморья с Японией. В 1960 г. Т.А. Александри-Садова [5, 49] поставила под сомнение отнесение этой и подобных ей двустворок к роду *Callista*, а посчитала, что по строению замка раковины их правильнее относить к роду *Corbicula*. А.А. Якушина [246] полагает, что по этому же признаку они должны быть отнесены к роду *Callista*. Наш материал не позволяет однозначно решить этот вопрос. С одной стороны, по характеру зубов подобные

формы ближе к *Corbicula*, чем к *Callista*, но, с другой, нам не удалось наблюдать характерного для рода *Corbicula* признака - поперечной насечки на латеральных зубах. В связи с этим, мы, по традиции, относим эти двустворки к роду "*Callista*", и берем это название в кавычки, чтобы подчеркнуть его условность.

Подводя итог всему сказанному, в Партизанской впадине выделяются отложения: 1) нижнеберриасские (верхняя часть чигановской свиты), что является новым по сравнению со схемой, принятой на Четвергом МРСС [196], 2) валанжинские (ключевская свита), 3) верхнеготеривские - среднеальбские (сучанская серия - старо- и северосучанская свиты), 4) верхнеальбские (коркинская серия - кангаузская и романовская свиты). Из них мы подробно остановимся только на морских образованиях: нижнеберриасских, валанжинских и среднеальбских.

Нижний берриас

В 1973 г. на Международном коллоквиуме [258] было решено несколько опустить границу между юрой и мелом до подошвы зоны *Grandis s.l.*, иными словами, часть верхнетитонского подъяруса отошла к нижнему берриасу. Исследователи регионов, где развита тетическая фауна, приняли это решение, а те, кто работал в регионах с бореальной фауной, куда относится Сихотэ-Алинь, стали перед проблемой, где проводить новую границу юра-мел.

В 80-х годах юрские отложения юга Приморья изучали И.И. Сей и Е.Д. Калачева [198, 200, 201]. В верхней части чигановской свиты они обнаружили раннеберриасских тетических аммонитов вместе с бореальными бухиями. Из-за неправильно составленного разреза стратотипа чигановской свиты был сделан вывод, что она вся относится к раннему берриасу, хотя нижняя треть разреза не содержит фауны, позволяющей определить возраст. На том основании, что в свите не обнаружены позднетитонские аммониты, эти же авторы заключили, что отложений этого возраста в Приморье нет. Важным их достижением было обнаружение тетических аммонитов совместно с бореальными бухиями, позволившее обозначить границу юра-мел для большинства регионов северного полушария [199].

Однако к Четвертому МРСС [195] не все вопросы, связанные с этой границей были согласованы, а главное, исследователи бореальных областей не были согласны с корреляцией титонского и берриасского ярусов тетической и бореальной областей (некоторые не согласны и по сей день [68]). Поэтому на этом совещании чигановская свита была полностью отнесена к юре.

С 1992 г. изучение этих отложений продолжила И.В. Коновалова, и к ней присоединился В.П. Коновалов [98]. Ими на восточном побережье Уссурийского залива заново составлен стратотипический разрез чигановской свиты, и в нем собраны большие коллекции ископаемой фауны. Они же подтвердили сонахождение раннеберриасских тетических аммонитов и бухий, но результаты их исследований во многом не совпали с выводами И.И. Сей и Е.Д. Калачевой [198, 200, 201], которые не учли при составлении разреза чигановской свиты, по меньшей мере два обстоятельства. Первое - благодаря блоковому строению разреза, одни и те же слои повторяются в нем четыре раза; второе - сползшие с верхней бровки берегового обрыва крупные глыбы они принимали за обнажения *in situ* и учитывали собранную из них фауну. Это привело к тому, что мощность составленного ими разреза чигановской свиты была преувеличена в 2,5 раза, и раннеберриасская ассоциация фауны была распространена на верхние две трети мощности разреза. Наши исследования показали, что эта фауна характеризует только верхние 56 м мощности чигановской свиты при общей ее мощности 266 м. На основании последовательности комплексов бухий был выделен непрерывный разрез верхнетитонских отложений [98].

Таким образом, в настоящее время в Партизанской впадине нижнеберриасские отложения выделяются вполне обоснованно. Они развиты на восточном побережье Уссурийского залива в районе м. Открытый (бывший Чиган) и в районе ст. Стрелок (бывшая Линда). Вполне вероятно, что к ним относятся и отложения, развитые в бухте Подъяпольского, которые большинство исследователей рассматривает как верхнюю часть чигановской свиты.

Нижнеберриасские отложения слагают верхнюю часть чигановской свиты. Их соотношения с верхнетитонскими видны в стратотипе свиты (рис. 19 и 21, разр. 55), где в непрерывном разрезе фукоидных песчаников слоя 6 они согласно залегают на таких же песчаниках с юрскими двустворками *Buchia fischeriana* (Orb.) и *B. piochii* (Gabb), которые характеризуют интервал 20-50 м от подошвы слоя. Разрез чигановской свиты подробно описан в [98], где показана и смена фауны в нем. Типично раннеберриасская фауна начинается в 70 м выше основания слоя 6, поэтому границу юра - мел мы проводим в интервале между 50 и 70 м.

Нижнеберриасские отложения, как и верхнетитонские, представлены в стратотипе темно-серыми аркозовыми песчаниками от мелко- до среднезернистых с плохосортированной кластикой, горизонтальнослоистыми с шаровидными включениями 2-3 см карбонатизированного песчаника, с обильным растительным детритом и многочисленными фукоидами. Мощность этой части слоя 6 около 40 м. В интервале 70-75 м выше подошвы слоя или в 10 м выше нашей условной границы юра-мел собраны двустворки: *Buchia piochii* (Gabb) (резко преобладает), *B. unshensis* (Pavl.), *B. fischeriana* (Orb.), *B. ex gr. fischeriana* (Orb.) и *B. terebratuloides* (Lah.). Наиболее богатый и разнообразный комплекс фауны собран из интервала 93-100 м. Это аммониты *Philloceras cf. knoxvillensis* Stant., *Ph. sp. indet.*, *Pseudosubplanites cf. grandis* (Maz.), *Ps. (?) sp.*, *Berriassella sp.*, "*Belemnites*" sp.; двустворки *Buchia piochii* (Gabb) (резко преобладают), *B. cf. piochii* (Gabb), *B. tenuicollis* (Pavl.), *B. unshensis* (Pavl.), *B. terebratuloides* (Lah.), *B. ex gr. terebratuloides* (Lah.), *B. fischeriana* (Orb.), *B. cf. fischeriana* (Orb.), *B. trigonoides* (Lah.), *Mytiloceramus cf. tongusensis* (Lah.), *Oxytoma sp.*, *Pinna subradiata* Pcel., *P. sp.*, *Myophorella cf.*

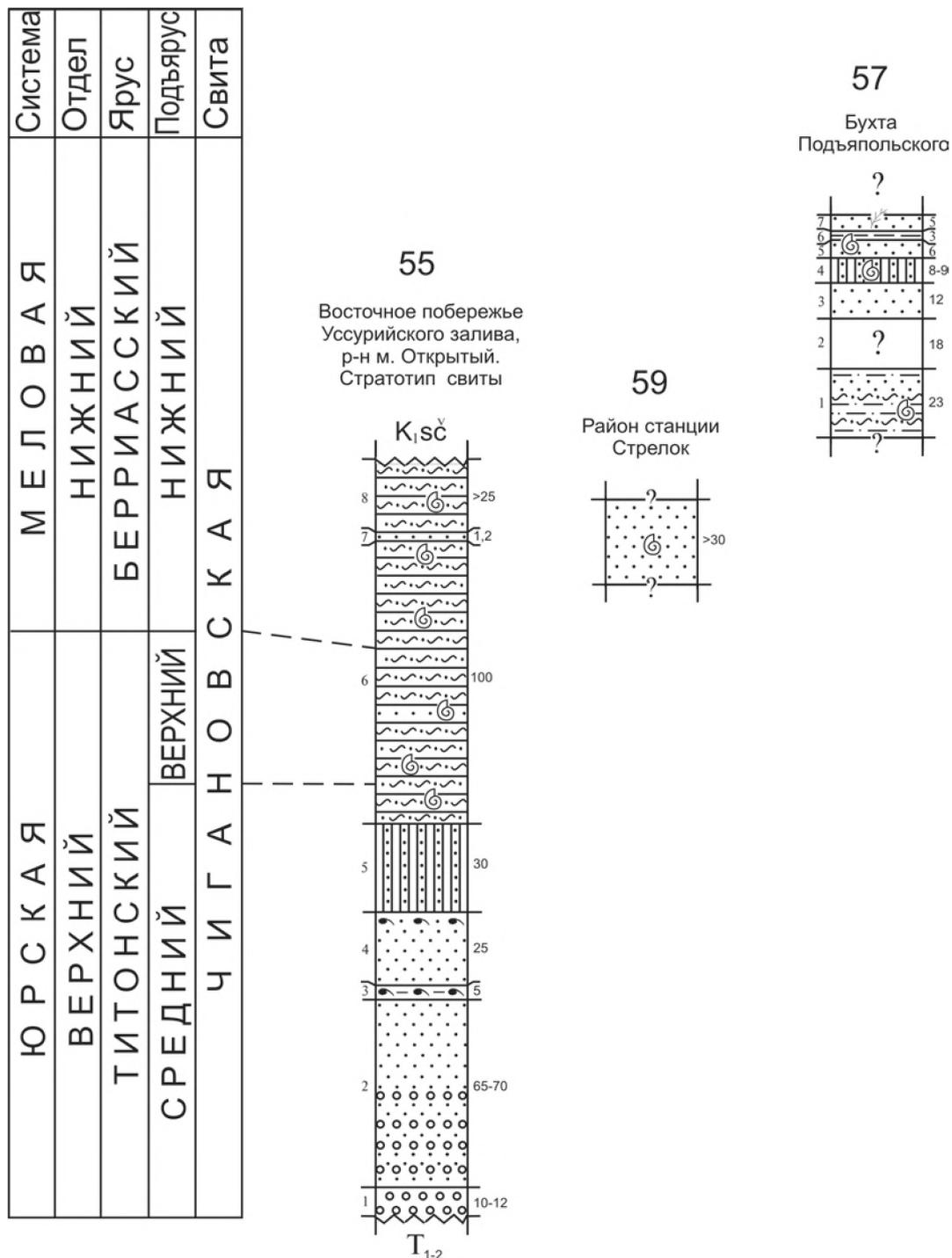


Рис. 21. Корреляция разрезов нижеберриасских отложений Партизанской впадины по В.П. Коновалову и И.В. Коноваловой [98]. K_1sc - сучанская серия, T_{1-2} - ниже-среднетриасовые отложения. Условные обозначения на рис. 5

orientalis Kob. et Mori, *M. sp. indet.* и *устрички* (*Liostrea sp.*, *Mytilus sp.*, *Modiolus sp.* и др.); членики криноидей. Из этого же стратоуровня И.И. Сей и Е.Д. Калачева [198] приводят *Berriasella ex gr. jacobi* Maz и, по-видимому, сюда же нужно отнести их *Dalmasiceras sp.*, хотя он найден не вместе с вышеприведенной фауной.

Выше согласно залегают плотные массивные мелкозернистые полевошпатово-кварцевые песчаники мощностью 1,2 м (слой 7). Это очень яркий маркирующий горизонт, выделяющийся на фоне темно-серых фукоидных песчаников. Далее (слой 8 мощностью более 25 м) согласно залегают такие же песчаники, как в слое 6. В них собраны единичные *Buchia piochii* (Gabb), *Oxytoma sp.* и *Pinna sp. indet.* На песчаниках резко несогласно залегают континентальная сучанская серия. Раннеберриасские *Pseudosubplanites cf. grandis* (Maz.) и *Berriasella ex gr. jacobi* Maz. позволяют определить возраст верхней части фукоидных песчаников слоя 6 как раннеберриасский

в современном представлении. Следовательно, комплекс бухий, обнаруженный вместе с ними: *Buchia piochii* (Gabb), *B. tenuicollis* (Pavl.), *B. unshensis* (Pavl.), *B. terebratuloides* (Lah.), *B. fischeriana* (Orb) и *B. trigonoides* (Lah.), нужно также рассматривать как раннеберриасский, а не позднетитонский (поздневолжский), как это делалось ранее. Поэтому трудно согласиться с В.А. Захаровым и др. [67], которые, принимая решения Лионского коллоквиума [258] для Тетической области о границе юра - мел и, следовательно, об отнесении зон *Pseudosubplanites grandis* и *Berriasella jacobi* к нижнему берриасу, в то же время вышеуказанный комплекс бухий для Бореальной области рассматривают как поздневолжский, коррелируя последний с верхним титоном в нынешнем понимании. Конечно, корреляция терминальных ярусов юры и мела Тетической и Бореальной областей в настоящее время однозначно не решена [199, 258]. Вероятно, она возможна в районах, расположенных между типичными Тетической и Бореальной областями, к которым в Тихоокеанском регионе относятся Сихотэ-Алинь, а также штаты Калифорния и Орегон США.

Примерно в 7 км северо-западнее м. Открытый, в районе ст. Стрелок, в железнодорожных выемках обнажен фрагмент нижнеберриасского разреза (рис. 19 и 21, разр. 59) мощностью более 30 м., представленный песчаниками от мелко- до среднезернистых. Встречаются прослои с включениями (0,5-1,5 см) темно-серых аргиллитов, часто лепешковидных. Примерно в средней части разреза содержится богатый комплекс двустворок: *Buchia piochii* (Gabb), *B. tenuicollis* (Pavl.), *B. fischeriana* (Orb.), *B. terebratuloides* (Lah.) и *B. unshensis* (Pavl.), то есть тот же комплекс бухий, который характерен для верхних горизонтов стратотипа чигановской свиты (ранний берриас).

В 5 км севернее м. Открытый, в бухте Подъяпольского (рис. 19 и 21, разр. 57) обнажен фрагмент разреза, сложенный песчаниками (внизу фукоидными) и алевроаргиллитами общей мощностью более 75 м.

В слое 1 в 1948 г. обнаружены аммониты плохой сохранности, из которых Н.А. Беляевский [10] определил *Peltoceratoides* sp., что позволило отнести эти отложения к верхней юре. В 1957 г. Ю.Г. Миролюбов собрал из слоев 4 и 5 коллекцию двустворок: *Exogyra* sp., "*Ostrea*" ex gr. *yoshimoensis* Kob. et Suz., "*O*". sp., *Mytilus* sp., *Gervillia* cf. *shinanoensis* Yabe et Nagao, *Isognomon* sp., "*Pecten*" sp., *Buchia* (?) sp., "*Trigonia*" sp. indet., *Astarte* cf. *sakawana* Kob. et Suz., *A.* sp. и сопоставил их с вельдскими отложениями провинции Нагато Японии. В этом же году К.М. Худолей обнаружил здесь ядро двустворки, похожей на *Buchia lindstroemi* (Sok) (оксфорд - киммеридж). В оценке возраста вышеприведенной фауны есть явные противоречия. К сожалению, коллекции Н.А. Беляевского и К.М. Худолея не сохранились, и проверить эти определения невозможно. Можно лишь предполагать, что при плохой сохранности аммонит, определенный Н.А. Беляевским как *Peltoceratoides* sp., может оказаться представителем семейства *Berriassellidae*, а бухия, сопоставленная К.М. Худолеем с *Buchia lindstroemi* (Sok.), может оказаться *B. ex gr. fischeriana* (Orb.). Последнее предположение мы делаем на основании того, что в районе м. Открытый и ст. Стрелок, где в списках фауны приводилась *B. lindstroemi*, на самом деле этого вида не оказалось, а за него принимались формы, близкие к *B. fischeriana*.

Таким образом, нижнеберриасские отложения входят в состав чигановской свиты, являясь ее верхней частью. Из-за фрагментарности разрезов точно подсчитать их мощность невозможно. Можно только предположить, что она составляет не менее 150 м.

Нижний - верхний валанжин

Соотношение этих отложений с берриасскими не установлены, т.к. они распространены в разных районах. Первые известны на юго-западе Партизанской впадины, а вторые - только на востоке.

Валанжинские отложения слагают ключевскую свиту, которая распространена только на левобережье р. Партизанская южнее с. Молчановка. Нижние слои этой свиты неизвестны, как не ясны ее соотношения с домеловыми образованиями.

Ключевскую свиту в выделил 1938 г. В.Н. Верещагин и описал ее стратотип [32, 33, 50]. В 1959-60 гг. В.П. Коновалов (1969) пришел к выводу, что складчатая структура ключевской свиты этого района была расшифрована неверно. В разрезе, предложенном В.Н. Верещагиным, одни и те же слои повторяются на разных стратиграфических уровнях, поэтому мощность свиты не 800 м, как он считал, а 160 м. В 1988 г. это подтвердил и С.В. Коваленко.

Разрез ключевской свиты следующий (Коновалов, 1970 г.):

1. Песчаники мелкозернистые, кварц-полевошпатовые, реже среднезернистые полимиктовые. В нижней части они содержат линзы гравелитов. Песчаники часто с растительным детритом и большим количеством *Buchia volgensis* (Lah.), *B. keyserlingi* (Lah.), *B. inflata* (Lah.), *B. wollossowitschi* (Son.), *B. uncitoides* (Pavl.), *B. bulloides* (Lah.), *B. visingensis* (Lah.), *B. pacifica* Jeletzky, *B. crassicollis* (Keys.) и *B. sublaevis* (Keys.) (определения В.П. Коновалова). Отсюда из сборов В.Н. Верещагина В.И. Бодылевский [13], кроме бухий, определил *Isognomon aff. ricordeana* Orb., *Corbicula aff. tetoriensis* Kob. et Suz. 60 м

2. Переслаивание песчаников мелкозернистых, содержащих углистые включения и растительный детрит, с песчаниками алевроитовыми, темно-серыми массивными и горизонтальнослоистыми 55 м

3. Ракушняк, состоящий из створок *Corbicula*, *Ostrea*, *Exogyra*, *Astarte sakawana* Kob. et Suz. и *Buchia* sp. indet. Наполнитель ракушняка - известковый аргиллит. Из сборов В.Н. Верещагина В.И. Бодылевский [13] определил отсюда: *Exogyra ryosekiensis* Kob. et Suz., *Ostrea* cf. *yoshimoensis* Kob. et Suz., *Corbicula aff. tetoriensis* Kob. et Suz., *B. Isognomon aff. ricordeana* Orb. и *Astarte sakawana* Kob. et Suz. 0,5 м

4. Переслаивание песчаников мелко- и среднезернистых с алевроитовыми песчаниками. Из пачки известны *Buchia sp. indet.*, *Alsophyllites nipponensis* (Oishi) Krassil., *Onychiopsis psilotoides* (Stokes et Webb.), *Sphenopteris latiloba* Font., *Cladophlebis sp.*, *Dictyozamites kawasakii* Tateiwa и др. (определения В.А. Красиловой [111]). Отсюда в последние годы Е.Б. Вольнец собрала и изучила остатки флоры. Она установила более 40 представителей наземной растительности, но результаты не опубликованы 45 м

Мощность ключевской свиты 160 м

Выше резко несогласно залегают базальные горизонты сучанской серии.

B. volgensis, *B. uncitoides* и *B. pacifica* “удревяют” возраст отложений до начала раннего валанжина и даже до конца берриаса, но в раннем валанжине они обычны. *B. crassicollis* и *B. sublaevis*, наоборот, “омолаживают” возраст до позднего валанжина включительно. Представители *Exogyra*, *Ostrea* и *Corbicula*, характерные для вельдских отложений Японии, не уточняют возраст. Мы склонны рассматривать возраст ключевской свиты в пределах конца раннего - начала позднего валанжина, так как типичного поздневаланжинского комплекса здесь нет.

В.И. Бодылевский [13] отмечал большое сходство рассмотренной фауны с вельдской фауной Японии, хотя там бухии неизвестны, и сделал вывод, что Партизанский район является южной границей, распространения бореальной (бухиевой) трансгрессии, и здесь представители бореальной фауны смешивались с *Exogyra* из южного моря, покрывавшего Японию.

Верхний готерив - средний альб

К этому возрасту относятся мощные преимущественно континентальные угленосные образования, выделяемые в сучанскую серию, которая несогласно залегает на валанжинских отложениях (ключевская свита) и на более древних образованиях (рис. 20).

Эти отложения широко распространены, но наибольшие мощности и промышленная угленосность приурочена к бассейну р. Партизанская. Их строение, литологическая и палеонтологическая характеристики опубликованы в многочисленных работах [5, 27, 28, 32, 33, 49, 100, 108, 110, 139, 174, 179, 203, 239, 240, 246 и др.], поэтому мы на них остановимся кратко, чтобы показать в целом геологическую позицию слоев с морской фауной, которая будет охарактеризована подробнее.

Сучанская серия, как это принято большинством геологов [95, 96], по ритмичности разделяется на две свиты (снизу): старосучанскую и северосучанскую. Первая не содержит морских организмов и охарактеризована только флорой и пресноводной фауной, а вторая в верхней части, содержит слои с морскими двустворками, которые часто объединяются в “надвеликановский” горизонт, поскольку морские двустворки располагаются выше угольного пласта “Великан”.

Старосучанская свита (более 800 м) вместе с капреевской толщей сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками от мелко- до крупнозернистых, меньше алевроаргиллитами, углистыми аргиллитами и пластами угля, семь из которых - рабочие. На основании ритмов низких порядков и угленосности свита разделяется на ряд подсвит. Палеонтологическое обоснование возраста свиты (поздний готерив - поздний апт) приведено во многих работах [5, 27, 28, 32, 33, 49, 110, 139, 174, 179, 240 и др.

В западном направлении возраст свиты несколько “омолаживается”, но это дискуссионно. Б.М. Штемпель [241] считает, что на восточном побережье Уссурийского залива флора позволяет “говорить” о готеривском возрасте низов свиты, а В.А. Красилов [110], здесь же и также на основании флоры, условно коррелирует нижнюю часть сучанской серии с верхней - старосучанской свиты, считая что комплекс растительных остатков больше похож на комплекс из северосучанской свиты бассейна р. Партизанская.

Северосучанская свита (до 800 м) залегает согласно на старосучанской и по тем же критериям разделена на три подсвиты: нижнюю (безугольную), среднюю (угленосную) и верхнюю (надугленосную). *Нижняя подсвита* (170-240 м) сложена мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с подчиненными среднезернистыми песчаниками. *Средняя подсвита* (125-260 м) сложена такими же породами, но содержит до 15 пластов каменного угля, из которых семь рабочих. *Верхняя подсвита* (135-430 м) внизу сложена мелкозернистыми песчаниками с морской “надвеликановской” фауной (бассейны рек Партизанская и Антоновка), выше которых залегают песчаники и алевролиты, а венчается она алевроаргиллитами.

По всему разрезу северосучанской свиты многочисленны растительные остатки, из которых, по В.А. Красилову [110], наиболее характерны *Onychiopsis psilotoides* (Stokes et Webb.) Warb., *Vargolopteris rossica* Pryn., *Polypodites polisorus* Pryn., *P. verestchagini* Krass., *Cladophlebidium dahuricum* Pryn., *Elatides ex gr. curvifolia* (Dunk.) Nath., *Arthrotaxopsis expansa* Font., и др. Из пресноводных моллюсков нужно отметить *Limnocyrena anderssoni* (Grab.), *Protelliptio hamiti* (McLearn), *Unio ogamigoensis* (Kob. et Suz.), *Campeloma tani* Grab., *C. yihsiensis* Grab., *Viviparus matsumotoi* Suz. и др. Пресноводные моллюски и растительные остатки датируют вмещающие отложения в пределах апта - альба. Из “надвеликановского” горизонта известен обширный комплекс морских моллюсков, из которых характерными двустворками являются: *Quadratrigonia* (*Transitrigonia*) *fudsinensis* Mirol., *Pterotrigonia hokkaidoana* (Yeh.), *Pt. pocilliformis* (Yok.), *Ussuritrigonia subpyriformis* Konov., “*Callista*” *pseudoplana* Yabe et Nagao, разнообразные *Isognomon*, *Lima* и др. В.П. Коновалов считает их среднеальбскими, что подтверждает и *Inoceramus concentricus* Park. из района пос. Владимиро-Александровское [33, 69, 100].

Филлопод из самого верхнего горизонта северосучанской свиты изучил И.Н. Новожилов, который заключил,

что они могут характеризовать конец раннего мела. Многочисленные палинологические пробы, отобранные по всему разрезу свиты, свидетельствуют о позднеаптском - альбском возрасте [27, 139].

На северосучанской свите с размывом залегает *кангаузская свита* (верхний альб).

Вышеописанные разрезы сучанской серии характерны для бассейна р. Партизанская. Западнее промышленной угленосности нет, и в серии есть только углистые аргиллиты, или сажистые прослои. Нет на западе и горизонта с морской фауной, но самый верхний горизонт темно-серых алевролитов хорошо прослеживается от бассейна р. Партизанская до восточного побережья Уссурийского залива. На мысе Палец в нем, кроме пресноводных моллюсков и листовых остатков флоры, обнаружены полные и фрагментарные скелеты пресноводных рыб.

Рассмотрим наиболее характерные разрезы верхней подсвиты северосучанской свиты в бассейне р. Партизанская, так как именно в этом районе есть прослои с морской и солоноватоводной фауной, хотя в верхней части ряда разрезов содержится и пресноводная фауна. Кроме бассейна р. Партизанская, морская фауна известна и в бассейне р. Литовка (рис. 19 и 22, разр. 58), на остальной же площади Партизанской впадины одновозрастные образования представлены только континентальными отложениями с остатками пресноводной фауны и флоры (рис. 22).

Подсвита разделена на две толщи.

Нижняя толща разнотернистых песчаников залегает согласно на средней подсвите северосучанской свиты, и в бассейнах рек Партизанская и Литовка эта граница проводится по первому слою с морской или солоноватоводной фауной, залегающему выше угольного пласта "Великан" или его стратиграфических аналогов. В других местах, где нет углей или углистых аргиллитов, она проводится условно, особенно когда средняя подсвита представлена такими же песчаниками.

Песчаники нижней толщи представлена содержат прослои алевроаргиллитов, и в бассейне р. Партизанская в некоторых местах - до трех прослоев угля непромышленной мощности. В толще встречаются также линзы и прослои гравелитов и конгломератов. Нижняя часть толщи в бассейне р. Партизанская и на р. Литовка - морская, а верхняя - континентальная. Мощность ее 85-250 м.

Верхняя толща "черных" алевролитов там, где она не размыта, хорошо прослеживается во всей Партизанской впадине и сложена, в основном, темно-серыми алевроаргиллитами с редкими маломощными прослоями песчаников, а иногда содержит линзы конгломератов и гравелитов. Толща - континентальная с пресноводной фауной и флорой. Мощность толщи 5-260 м, но ее может и вовсе не быть.

Рассмотрим наиболее полные разрезы верхней подсвиты северосучанской свиты, содержащие морскую ископаемую фауну.

По ручьям Френцевский и Правосищинский (левобережье р. Постышева) (рис. 19, 22 и 23, разр. 73) на средней подсвите северосучанской свиты залегают:

1. Песчаники мелко-среднезернистые массивные с двустворками *Quadratotrignia (Transitrignia) fudsinensis* Mirol., *Pterotrignia pocilliformis* (Yok.), *P. hokkaidana* (Yeh.), *P. sp.*, *Ussuritrigonia subpyriformis* Konov. и *Tellina sp.* 20 м

Дайка андезитов 10 м

2. Песчаник алевроитовый, в основании ракушняк, состоящий из *Liostrea sp.*, *Isognomon sp.*, *Lima sp.* и "*Callista*" *sp.* 15 м

3. Песчаники от мелко- до среднезернистых с прослоями алевролитов (0,3-0,7 м) и пачками (5-15 м) переслаивания песчаников и алевролитов 65 м

4. Алевроаргиллиты массивные, иногда горизонтальнослоистые с филлоподами и остракодами 200 м

5. Мелкогалечные конгломераты, гравелиты и средне-крупнозернистые песчаники. Галька хорошо окатана и представлена кремнистыми породами, песчаниками и алевролитами. Наполнитель песчаный более 30 м
Мощность около 300 м

Слои 1-3 относятся к толще разнотернистых песчаников, слой 4 - к "черным" алевролитам, а слой 5 - к кангаузской свите.

В бассейнах ручьев Бол. и Мал. Липовые (правобережье р. Постышева) разрез верхней подсвиты следующий (рис. 19, 22 и 23; разр. 68).

1. Песчаники зеленовато-серые массивные мелкозернистые с двустворками: *Quadratotrignia (Transitrignia) cf. fudsinensis* Mirol., *Pterotrignia cf. pocilliformis* (Yok.) и *Ussuritrigonia subpyriformis* Konov. 9 м

2. Алевролиты зеленовато-серые, массивные 4 м

3. Алевропесчаники зеленовато-серые, массивные с *Pterotrignia ex gr. pocilliformis* (Yok.), *Ussuritrigonia subpyriformis* Konov., *Pharus (?) sp. indet.* 7 м

4. Песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые "замусоренные" пелитовым материалом с редкими *Pharus (?) sp.*, *Liostrea sp.* и др. 8 м

5. Алевропесчаники зеленовато-серые, внизу ракушняк (0,5 м) с *Isognomon sp.*, *Lima sp.*, "*Callista*" *ex gr. pseudoplana* Yabe et Nagao и редкими *Pterotrignia sp. indet.*, вверху (2 м) большое количество "*Callista*" *pseudoplata* Yabe et Nagao, "*C*" *sp.* 8 м

6. Алевропесчаники, как в слое 5, с большим количеством растительного детрита 21 м

7. Песчаники мелко-среднезернистые с прослоями алевроаргиллитов, содержащие растительный детрит 60 м

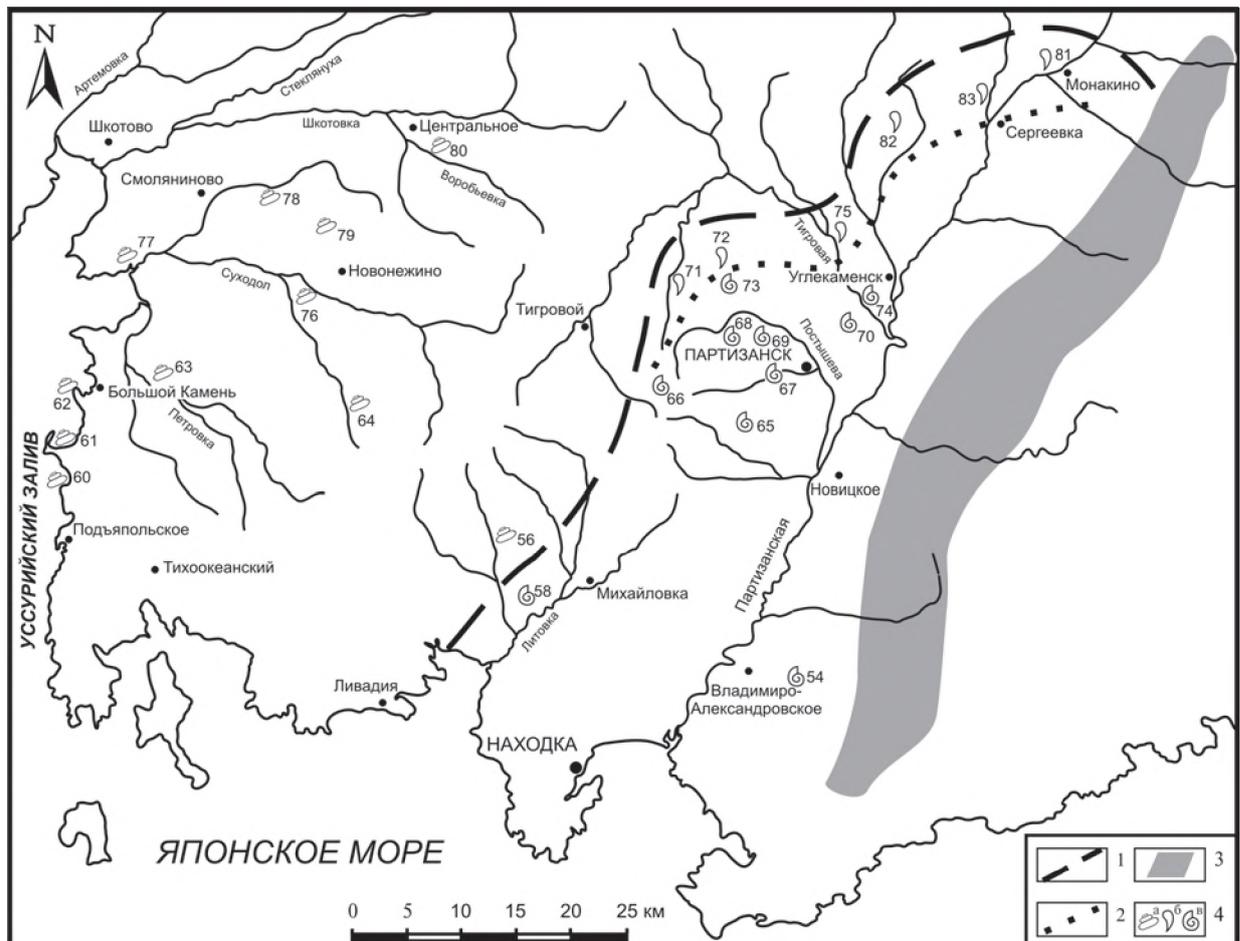


Рис. 22. Схема расположения важнейших разрезов и местонахождений фауны среднеальбских отложений в Партизанской впадине Южного прогиба.

Условные обозначения. 1 – предполагаемая граница суши и моря, 2 – северо-западная граница распространения стеногалинной фауны, 3 – предполагаемая область сноса, 4 – местонахождения фауны: пресноводной (а), солоноватоводной (б), морской (в). Номера возле обозначений фауны соответствуют рис. 19, 22-24 и табл. 1

8. Алевроаргиллиты массивные и горизонтальнослоистые с филлоподами и остракодами 100 м
Общая мощность 217 м

Выше с разрывом залегают гравелиты и песчаники кангаузской свиты коркинской серии.

В описанных разрезах тригонииды встречаются в виде ядер и отпечатков разрозненных створок, и целых раковин (до 25%). Отпечатки и ядра располагаются беспорядочно и более или менее равномерно рассеяны по всему слою, но все же в подошве слоя их больше. Это позволяет предполагать, что они захоронились на месте обитания.

Ракушняки, сложенные представителями родов *Lima*, *Isognomon* и др., представляют собой тесное беспорядочное нагромождение раковин и их обломков, что свидетельствует о захоронении их в прибрежной волновой зоне.

“Каллистовые” слои часто образованы скоплением большого количества остатков раковин, ориентированных, как и тригонииды, но встречаются и ракушняки где “каллисты” ориентированы по слоистости.

В верховьях руч. Мал. Липовый “надвеликановский” горизонт содержит брахиопод, из которых Т.Н. Смирнова [211] определила и описала *Cycolothyris sutchanensis* Smirn. и *Mamethothyris konovalovi* Smirn.

В междуречье Тигровая – Постышева (рис. 19, 22 и 23, разр. 70) последовательность слоев с морской фауной примерно такая же как в разрезе ручьев Бол. и Мал. Липовые, и они содержат те же виды тригониид, острий, изогномонов, “каллист” и др. Здесь по дороге Партизанск – Углекаменск в карьере сразу выше слоев с фауной А.В. Олейников и Е.Б. Вольнец собрали большую коллекцию ископаемой флоры. Е.Б. Вольнец заключила, что эта флора характерна для второй половины среднего альба, а, возможно, “захватывает” самое начало позднего альба. Характерными видами этого комплекса она считает: *Anemia dicksoniana* (Heer) Krassil., *Pelletieria ussurica* (Pryn.) Krassil., *Vargolopteris rossica* Pryn., *Sequoia ambigua* Heer, *Athrotaxopsis expansa* Font. emend Berry, *Sphenolepis kurriana* (Dunk.) Schenk, *Zamiopsis insignis* Font. и *Nilssonina densinervis* (Font.) Berry.

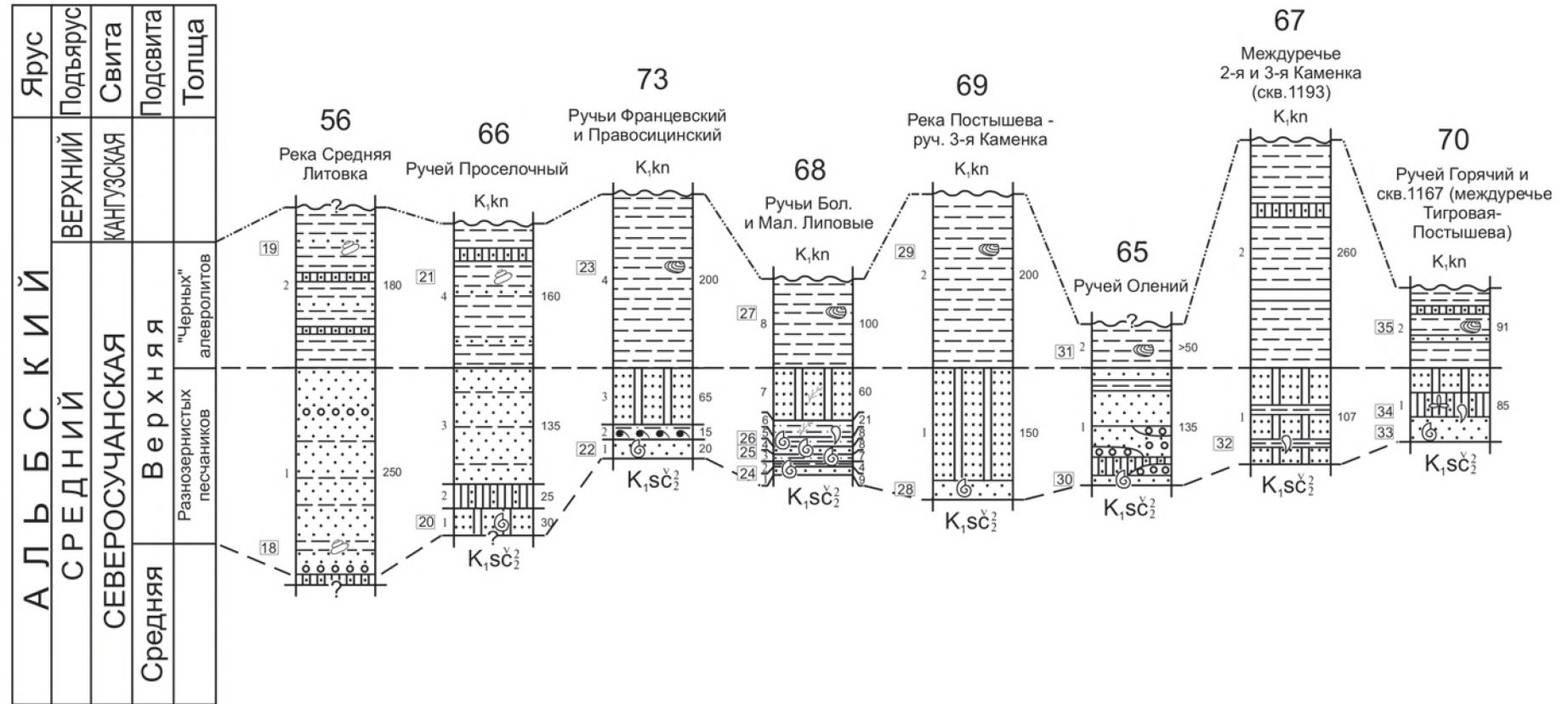


Рис. 23. Корреляция разрезов среднеальбских отложений (верхней подсвиты северосучанской свиты) восточной части Партизанской впадины.

Колонки по В.П. Коновалову. Индексы: K_1, sc – сучанская серия, K_1, kn – кангаузская свита. Номера в прямоугольных рамках см. в табл. 1. Условные обозначения см. на рис. 5

Кроме того, типично морские тригоиины, изогномоны и др. собраны В.П. Коноваловым в устье руч. Лохматый (южнее разреза 70), на левобережье р. Тигровая (рис. 22 разр. 74), в верховьях ручьев Олений (рис. 22 и 23, разр. 65) и Проселочный (рис. 22 и 23, разр. 66), в бассейне р. Литовка (рис. 22 и 23, разр. 56) и в других местах. В разрезах 71, 72, 75, 81, 82, и 83 (рис. 22) представителей типичной стеногалинной морской фауны не обнаружено. Здесь встречены остреиды, митилиды и другие представители морской фауны, которые выдерживают значительные опреснения вод, либо эвригалинные - которые способны жить и в море, и в пресных водоемах (как наши "каллисты").

В западной части Партизанской впадины (рис. 19, разр. 61 и 84) одновозрастные отложения - континентальные с пресноводной фауной и флорой. С их строением и составом фауны можно ознакомиться по рис. 22, 24 и по табл. 1.

Несколько особо стоит местонахождение фауны в районе пос. Владимиро-Александровское (рис. 19 и 22, разр. 54). Здесь в бассейне нижнего течения р. Партизанская, на ее водоразделе с падью Романчукова, Ю.Д. Захаров [69] обнаружил остатки иноцерамов в толще, залегающей на габброидах и перекрытой верхнемеловыми риолитами. Здесь он приводит следующий разрез:

1. Конгломераты брекчиевидные полимиктовые	8 м
2. Песчаники мелко-среднезернистые	21 м
3. Алевроаргиллиты неяснослоистые	19 м
4. Песчаники мелкозернистые с ядрами и отпечатками <i>Inoceramus concentricus</i> Park. и <i>Scalpellum</i> sp. ...	6 м
Общая мощность 54 м	

Мы коррелируем эти образования с тригоиновыми слоями бассейна р. Партизанская, поскольку других альбских трансгрессий в этом районе неизвестно, а указанный иноцерам не противоречит этой корреляции. Между тем, Ф.Р. Лихт [138] считает их возрастным аналогом континентальной коркинской серии.

Среднеальбский возраст тригоиновых слоев достаточно убедительно обоснован [92, 100, 191], поэтому останавливаться здесь на нем вряд ли целесообразно, тем более, что это будет подробно рассмотрено при описании Коппи-Лужкинской зоны. Мы только акцентируем внимание на том, что непосредственно над "надвеликановским" горизонтом известна обильная флора, по заключению Е.Б. Волынец характерная для второй половины среднего альба, что подтверждает предположение [191] о том, что тригоиновые слои заключены внутри среднего альба.

К сожалению, обильные представители родов *Lima*, *Isognomon*, *Liostrea* и "*Callista*" представлены новыми видами и для межрегиональной корреляции пока непригодны, но для внутрорегиональной корреляции они могут играть большую роль.

Верхний альб

На северосучанской свите с региональным размывом [49, 70, 71, 203, 237, 239] залегают коркинская серия, которая разделяется на нижнюю - кангаузскую и верхнюю - романовскую континентальные свиты.

На левобережье р. Тигровой в скважине 841 в гальке базальных конгломератов кангаузской свиты обнаружена *Aucellina caucasica* (Buch.), и обе свиты охарактеризованы флорой.

Кангаузская свита в бассейне р. Партизанской сложена, в основном, зеленовато-серыми песчаниками и алевроаргиллитами. Западнее они постепенно замещаются песчаниками с оригинальным узором и свита часто называлась толщей или свитой "узорчатых" песчаников. Мощность свиты около 600 м, но около г. Партизанск она уменьшается до 281 м. Колебания мощности связаны с тем, что граница между кангаузской и романовской свитой проводится по подошве пестроокрашенных алевроаргиллитов, которая, по-видимому, в разных районах расположена на разных уровнях.

В бассейне р. Третья Каменка, в том же местонахождении, где в 1937 году В.Н. Верещагин обнаружил в кангаузской свите *Cassites prodromus* Krysh. (определения А.Н. Криштофовича), в 1958 году В.П. Коновалов [97] нашел *Aralia lucifera* Krysh., *Cissites* sp., *Onychiopsis psilotoides* (Stokes et Webb.) и *Elatides asiatica* (Yok.) (определение В.А. Красиловой), а Ф.Р. Лихт [131, 138] - *Aralia lucifera* Krysh. и *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Yok. (определение С.И. Неволиной и М.А. Борсук), в последние годы А.В. Олейников и Е.Б. Волынец собрали обширную коллекцию ископаемой флоры, состоящую из более чем 20 представителей. Характерными видами этого комплекса Е.Б. Волынец считает *Coniopteris yukonensis* Bell, *Sequoia ambigua* Heer, *Sassafras ussuriensis* Krassil., *Sapindopsis brevifolia* Font., *Celastrorhynchium ex gr. oppositifolium* Samyl., "*Aralia*" *lucifera* Krysh., *Vitiphyllum parvifolium* Font., а его возраст рассматривает как начало позднего альба.

В самом низу свиты известны остатки пресноводной фауны: двустворки *Limnocyrena anderssoni* Grab., *L. jakovlewi* Jakush., *Unio joh-bohmi* Fresh., *U. paletsensis* Yakush., *U. ogamigoensis* Kob. et Suz., *Nakamuraia chiugshanensis* Grab. и гастроподы *Campeloma yihsiensis* Grab., *C. cf. tani* Grab., *C. clavilathiformis* Grab., *Viviparus matsumotoi* Suz., *Micromelania cf. katoensis* Suz. (определения А.А. Якушиной).

Романовская свита распространена в тех же районах, где и кангаузская, и тесно с нею связана. Залегают они согласно друг с другом, и граница между ними проводится условно по появлению пестроокрашенных ("шоколадных", вишневых, пятнистых и др.) туфоалевролитов и аргиллитов причем только по тому прослою, выше которого пестроцветные породы играют существенную роль.

Фаунистические комплексы среднеальбских отложений Партизанской впадины

Таблица 1

Тип фауны	Название видов	ФАУНИСТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ																																			
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	
Пресноводная	Двустворки	<i>Sphaeridium (?) dowlingi (McLearn)</i>																	*																		
		<i>Sp. (?) sp.</i>		*		*					*		*							*																	
Пресноводная	Гастроподы	<i>Limnocyrena cyclica Yakush.</i>			*				*		*								*		*																
		<i>L. anderssoni Grab.</i>			*				*		*		*	*	*	*	*	*	*	*	*		*														
Пресноводная	Гастроподы	<i>L. jakovlewi Yakush.</i>	*					*	*		*	*	*	*	*	*	cf.			*																	
		<i>L. prinadai Yakush.</i>			*			cf.	*		cf.	*	*	*	*	*	*	cf.			*																
Пресноводная	Гастроподы	<i>Protelliptio hamilli (McLearn)</i>											*							*																	
		<i>P. donglasi Stant.</i>											*	*	*	*	*	*	cf.		*																
Пресноводная	Гастроподы	<i>Unio joh-bühmi Frech.</i>			*						*	*	*	*	*	*	*	*	*	*																	
		<i>U. ogamigoensis Kob. et Suz.</i>			*					*		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*																
Пресноводная	Гастроподы	<i>U. sp.</i>	*		*			*	*		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*																	
		<i>Nakamuraia chungshanensis Grab.</i>			sp.			sp.	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*																
Пресноводная	Гастроподы	<i>Campelama yihsiensis Grab.</i>	*	*	*	*		*	*	*	*	*	*	*	*	*		*	*	*																	
		<i>C. cf. tani Grab.</i>		*	*			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*		*	*	*																
Пресноводная	Гастроподы	<i>C. clavilathiformis Grab.</i>		*	*			cf.	cf.		cf.	*	*	*	*	*		cf.	*	*	*																
		<i>C. conradiformis Suz.</i>		*	*			*	*	*	*	*	*	*	*	*	*		*	*	*																
Пресноводная	Гастроподы	<i>C. sp.</i>	*		*	*		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*																	
		<i>Viviparus matsumotoi Suz.</i>			sp.	*		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*			*	*												
Пресноводная	Гастроподы	<i>Micromelania cf. katoensis Suz.</i>			*	*		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*																	
		<i>Phyllopoda</i>			*	*		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*					*	*			*	*						
Пресноводная	Гастроподы	<i>Ostracoda</i>			*	*		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*					*	*			*	*							*
		<i>Остатки рыб</i>			*	*		*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*					*	*			*	*						
Морская и солоноватоводная	Двустворки	<i>Quadratrigonia (Transitrigonia) fudsinensis Mirol.</i>																				*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
		<i>Pterotrigonia pocilliformis (Yok.)</i>																					cf.	*	*	cf.	*	*	ex gr.	*	*	*	*	*	*	*	*
Морская и солоноватоводная	Двустворки	<i>Pt. hokkaidoana (Yeh.)</i>																				*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
		<i>Ussuritrigonia subpyriformis Konov.</i>																					*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Морская и солоноватоводная	Двустворки	<i>Liostrea sp.</i>																				*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
		<i>Isognomon sp.</i>																					*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Морская и солоноватоводная	Двустворки	<i>Lima sp.</i>																				*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
		<i>Mytilus sp.</i>																					*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Морская и солоноватоводная	Двустворки	<i>Modiolus sp.</i>																				*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
		<i>"Callista" pseudoplana Yabe et Nagao</i>																					*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*

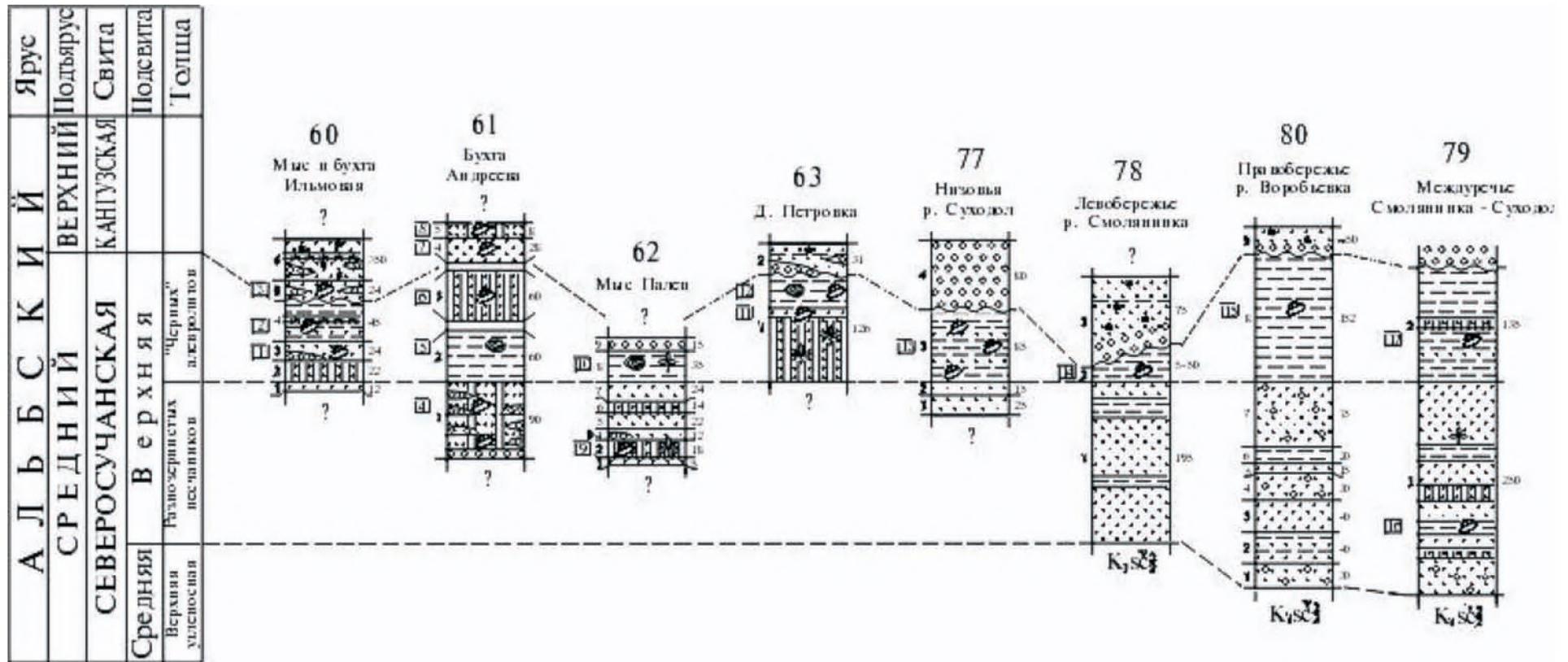


Рис. 24. Корреляция разрезов среднеальбских отложений (верхней подсвиты северосучанской свиты) западной части Партизанской впадины. Колонки по В.П. Коновалову. Номера в прямоугольных рамках см. в табл. 1. Условные обозначения на рис. 5

Литологически свита довольно однообразна: это алевролиты и тонкозернистые песчаники разнообразной – “шоколадной”, буровато-красной, “вишневой”, малиновой, зеленовато-серой, темно-серой окраски; меньше зеленовато-серых мелко-среднезернистых песчаников. Большинство пород туфогенные, встречаются и туффиты. Пестроокрашенные породы составляют в разрезах 30-50%, реже больше.

В верховьях р. Мельники, в скважине 1047 следующий разрез романовской свиты следующий:

1. Песчаники тонкозернистые красно-бурые	20 м
2. Переслаивание песчаников тонкозернистых и мелкозернистых с редким прослоями “шоколадных” и темно-серых алевролитов. В верхах встречены ядра <i>Viviparus ex gr. matsumotoi</i> Suz.	84 м
3. Песчаники от мелко- до среднезернистых	21 м
4. Переслаивание песчаников мелкозернистых и тонкозернистых с прослоями красно-бурых алевролитов	129 м
5. Переслаивание песчаников средне- и мелкозернистых	20 м
6. Алевролиты от темно-серых до красно-бурых	28 м
7. Песчаники мелкозернистые с <i>Gleichenia sp.</i> , <i>Onychiopsis sp.</i> и <i>Filicalis sp.</i>	40 м
8. Переслаивание алевролитов с тонкозернистыми песчаниками - от темно-серых до красно-бурых; прослойки мелкозернистых песчаников	86 м
9. Песчаники от крупно- до среднезернистых	20 м
10. Песчаники тонкозернистые с прослоями мелкозернистых песчаников и “шоколадных” алевролитов	122 м
11. Переслаивание песчаников от мелко- до тонкозернистых и алевролитов с <i>Onychiopsis sp.</i> , <i>Sagenopteris sp.</i> , <i>Otozamites shenki</i> Heer, <i>Carpolites sp.</i> , <i>Phyllites sp.</i>	38 м
12. Песчаники тонкозернистые с прослоями песчаников мелкозернистых и алевролитов с <i>Onychiopsis sp.</i> , <i>Asplenium dicksonianum</i> Heer, <i>Sequoia aff. fastigiata</i> Heer, <i>Elatocladus sp.</i> и <i>Phyllites sp.</i>	248 м
Общая мощность разреза 856 м	

Б.И. Штемпель, определивший эти остатки, считает их сеноманскими, а В.А. Красилов, пересмотревший эти определения, - альбскими. В последние годы [174] примерно в 7 км северо-восточнее скв. 1047, в верховьях руч. Чепуров ключ и р. Бол. Болотная в романовской свите были обнаружены *Gleichenites sp.*, *Dictyozamites sp.*, *Coniferites sp.*, *Pityophyllum sp.*, *Sussafra sp.*, *Cercidiphyllum sp.*, *Menispermites (?) sp.* и *Tetracentron aff. potomacense* (Ward.) *Iljinskaja*. С.И. Неволина и Е.Б. Волынец определили эту флору как позднеальбскую.

За пределами Партизанской впадины, в бассейне р. Арсеньевка у пос. Лукино собрана пресноводная фауна и флора. А.А. Якушина определила фауну *Pseudohyria cf. turistscewi* Martins., *Cyrena sp.*, *Unio sp.*, *Bithynia sp.* и *Planorbis sp.*, а С.И. Неволина установила среди листовых отпечатков *Asplenium dicksonianum* Heer, *Cladophlebis sp.*, *Platanus cuneifolia* (Bronn.) *Vachr.* и *Ficus (?) sp.* Оба палеонтолога заключили, что возраст этих органических остатков сеноманский. В.О. Соловьев отнес их к романовской свите, и это вошло в сводные работы [32, 33 и др.] и в материалы совещаний [194, 195]. Детальное изучение отложений района пос. Лукино показало, что они литологически отличаются от романовской свиты присутствием конгломератов и гравелитов. Романовская свита представлена только песчаниками, алевроаргиллитами, туфами и туффитами и нигде не содержит грубообломочных пород. Последние характерны для вышележащей даданьшанской свиты сеномана. По наличию грубообломочных пород блок у пос. Лукино больше схож с даданьшанской свитой.

Таким образом, из романовской свиты известна только позднеальбская флора и нет никаких оснований распространять ее в сеноман, тем более, что флора даданьшанской свиты раннесеноманская. Мощность романовской свиты в Партизанской впадине более 850 м. На ней несогласно залегает даданьшанская свита сеноманского возраста. Возраст коркинской серии в целом - позднеальбский.

ВОСТОЧНО-СИХОТЭАЛИНСКИЙ ПРОГИБ

Восточно-Сихотэалинский прогиб на западе граничит с Центральным поднятием, на севере - с Тумнинской зоной Западного прогиба, а на юго-востоке - с Прибрежным поднятием.

В строении прогиба принимают участие, в основном, морские терригенные образования от берриаса до верхнего альба включительно, и в нем разрез нижнемеловых отложений наиболее полный. По характеру разрез он разделяется на две зоны: Коппи-Лужкинскую и Кемскую. Последняя представлена отложениями флишевого трога, северная часть которого в апте и начале альба испытывала влияние вулканизма. Ряд исследователей рассматривает этот вулканизм как островодужный [89, 90, 207, 208, 209 и др.]. Для Коппи-Лужкинской зоны типичный флиш не характерен.

В.П. Уткин [219] определяет этот прогиб как Приморский рифто-грабен, важной особенностью которого он, также как и мы, считает зеркальную симметрию строения его крыльев, выраженную в закономерном латеральном нарастании нижнемелового разреза от бортов к осевой линии - от берриас - валанжинских до готерив - альбских и в смене фаций в этом же направлении от грубообломочных отложений до тонкозернистых песчаниково-алевроаргиллитовых и даже кремнистых. Кроме того, от бортов к оси рифто-грабена он отмечает встречную вергентность складок и противоположное (на северо-запад под Восточно-Ханкайскую горст-антиклинальную систему и на юго-восток - под Прибрежную систему) падение чешуйчато-надвиговых сместителей.

Мы принимаем эту зону в объеме, принятом на Третьем МРСС [194], но без территории Анойской зоны, которая тогда не выделялась. На Четвертом МРСС [195] Коппи-Лужкинская зона была без достаточных, на наш взгляд, оснований разделена на Лужкинскую и Бута-Коппинскую зоны. Проанализировав весь материал, мы пришли к выводу, что первая трактовка была более правильной.

Первые сведения о меловых отложениях этой зоны появились в конце 30-х годов [33, 36]. Впоследствии их становилось все больше, но до 1956 г. по ним еще нельзя было составить представление о характере разрезов, их корреляции и соотношениях стратонов. Выделялись валанжин-готеривские и баррем-альбские толщи. С 1956 г., благодаря систематической геологической съемке и тематическим работам, материалы по нижнемеловым отложениям стали быстро пополняться. Ко Второму МРСС [193], состоявшемуся в 1965 г., было уже известно более 150 местонахождений фауны и изучено несколько десятков разрезов. Все это позволило провести грубую корреляцию отложений и выделять валанжинскую толщу (берриас тогда не выделялся как ярус), готерив-среднеальбскую уктурскую свиту и средне-верхнеальбскую лужкинскую свиту.

В первые же годы после этого совещания геологи столкнулись с трудностями расчленения уктурской свиты и корреляции отдельных ее частей в разных районах. Мощность уктурской свиты в Коппи-Лужкинской зоне достигала 6800 м, а по данным некоторых геологов превышала 9 тыс. м, что было во много раз больше, чем в ее стратотипической местности (бассейн р. Уктур, Тумнинская зона). По своей гетерогенности и огромной мощности уктурская свита более соответствовала серии или комплексу и очень отличалась от стратотипа. Попытки ее расчленения на толщи по разным принципам, как это делалось в Хабаровском крае, только запутывали общую картину.

Механическое использование берриас-валанжинских стратонов Западно-Сихотэалинского прогиба, выделенных в Комсомольском районе - горинской, пионерской и пиванской свит, также внесло путаницу в корреляцию разрезов этого возраста. Из них уверенно выделялась только пиванская свита.

Все это потребовало пересмотра стратиграфии нижнемеловых отложений Коппи-Лужкинской зоны. Тем не менее, В.Н. Верещагин в своей обобщающей работе по мелу Дальнего Востока [32] придерживался старой схемы.

К 1978 г., когда состоялось Третье МРСС [194], было уже известно более 500 местонахождений фауны и изучено около сотни частных разрезов, которые требовали анализа и обобщения. В.П. Коновалов разработал к этому совещанию новую стратиграфическую схему для Коппи-Лужкинской зоны. Берриас-валанжинские отложения были разделены на две свиты: журавлевскую (поздний берриас - ранний валанжин) и ключевскую (ранний-поздний валанжин); уктурская свита была разделена на пять свит, которые различались по составу, строению и по содержащимся в них органическим остаткам, что позволяло уверенно коррелировать их на большей части территории зоны: устьколумбинская (готерив), приманкинская (готерив - баррем), каталевская (апт), дивнинская (ранний альб) и светловоднинская (ранний-средний альб); лужкинская свита (средний-поздний альб) осталась в том же объеме. В течение последующих 20 лет эта схема прошла проверку временем и оправдала себя при проведении геолого-съемочных и обобщающих геологических работ.

Хабаровские геологи, хотя и признали на Третьем МРСС [194] прогрессивность этой схемы, не приняли ее для своей территории, ссылаясь на то, что геолого-съемочные работы в Коппи-Лужкинской зоне уже заканчивались, и переход к новым стратонам потребует больших ревизионных работ. Поэтому для южной части Коппи-Лужкинской зоны (Приморский край) была принята вышеприведенная новая стратиграфическая схема, а для северной (Хабаровский край) в берриасе и валанжине по-прежнему выделялись горинская, пионерская и пиванская свиты, а на готерив-среднеальбском уровне - уктурская свита.

Уктурскую свиту разделили сначала на две подсвиты [31], затем на три [194], при этом в среднеуктурскую подсвиту были объединены слои с готерив-барремской и альбской фауной.

В 1987 г. вышла обобщающая работа [35], в которой для берриаса-валанжина Коппи-Лужкинской зоны авторы приняли обе схемы, отдавая все же предпочтение хабаровской, а для готерив-альбского уровня - схему В.П. Коновалова. С нашей точки зрения, большим недостатком этой работы, который может ввести в заблуждение геологов, мало знакомых со стратиграфией меловых отложений Сихотэ-Алиня, является то, что для тригониево-актеонелловых слоев в ней практически выделено два разных стратиграфических уровня. Для Приморского края эти слои рассматриваются как средне-позднеальбские (лужкинская свита), а для Хабаровского края - как турон-раннесенонские (удоминская свита), в то время как намного раньше [92, 191] было доказано, что эти слои имеют один и тот же среднеальбский возраст.

В связи с этим, вызывает недоумение, что некоторые исследователи [187] без всяких на то оснований рассматривают возраст лужкинской свиты как поздний альб-сеноман.

К 1990 г., когда было проведено Четвертое МРСС [195], в Приморском крае стратиграфическая схема, предложенная В.П. Коноваловым "работала" без сбоев, вполне себя оправдала и была вновь предложена на совещании. Хабаровские геологи вновь приняли старую схему, отказавшись от выделения стратонов Комсомольского района на уровне берриаса - валанжина и оставив без изменений уктурскую свиту. Обоснованием этого служило то, что геологические съемки в этом районе закончены, в такой же легенде изданы карты масштаба 1:2 500 000. [48], 1:1 500 000. [21] и подготовлена к изданию карта 1:500 000. [154], а возможностей для ревизионных работ у них не было. Несмотря на то, что В.П. Коновалов представил материалы по северной части Коппи-Лужкинской

зоны и показал, что в ряде мест свиты, выделяемые в Приморском крае, хорошо узнаются и обосновываются на севере, преодолеть ведомственный рубеж не удалось. Было решено разделить Коппи-Лужкинскую зону на две: Бута-Коппинскую на севере и Лужкинскую - на юге, и в каждой из них использовать свою схему стратиграфии. Это не решило основной проблемы - несоответствия состава, строения и возраста уктурской свиты в Бута-Коппинском районе и в стратотипическом районе Тумнинской зоны. Кроме того, в верхнеуктурскую подсвиту под названием аджаламинская толща [16, 195] собраны, с нашей точки зрения, разновозрастные толщи, различающиеся характером разреза и стратиграфическим положением. В стратотипическом районе аджаламинская толща согласно залегает на толще с *Inoceramus colonicus Anders* и по возрасту должна сопоставляться с каталевской свитой одинакового состава и строения. Южнее, в бассейне р. Коппи, эта толща залегает на слоях с альбскими ауцеллинами и по строению соответствует нашей светловоднинской свите. По-видимому, в других районах ее стратиграфическое положение также неоднозначно, но при отсутствии фауны обосновать это сложно. На основании всего изложенного, мы, как и раньше, считаем, что необходимо восстановить Коппи-Лужкинскую зону и за основу принять стратиграфическую схему, разработанную для Приморья, с привлечением фаунистически наиболее обоснованных разрезов по Бута-Коппинскому району, так как разная изученность не может служить основанием для выделения разных зон.

В связи с выделением Анюйской зоны, к ней отошли наиболее полные и лучше изученные разрезы берриасских и валанжинских отложений северной части Сихотэ-Алиня, а в Коппи-Лужжинской зоне остались только их фрагменты, на границе с Анюйской зоной. Южнее разрезы этих отложений достаточно полные и лучше охарактеризованы органическими остатками.

Таким образом, в Коппи-Лужжинской зоне имеется наиболее полный разрез нижнемеловых отложений, среди которых выделяются свиты: журавлевская (поздний берриас – ранний валанжин), ключевская (ранний-поздний валанжин), устьколумбинская (готерив), приманкинская (готерив-баррем), каталевская (апт), дивнинская (ранний альб), светловоднинская (ранний-средний альб) и лужкинская (средний-поздний? альб). Кроме того, здесь развита толща спорного стратиграфического положения, на которой мы остановимся ниже.

Берриас - нижний валанжин

К этому возрасту относится журавлевская свита, широко распространенная в Коппи-Лужжинской зоне. Свита распространена в основном в западной части зоны, хотя на юге и в отдельных районах севернее она известна и в центральной части зоны. Соотношения журавлевской свиты с более древними образованиями не установлены, и не известны нижние части ее разреза.

Свита преимущественно алевроаргиллитовая с резко подчиненными песчаниками и более грубыми породами. Встречаются кремнистые породы, туфы и лавы основного и среднего состава.

Стратотип свиты расположен по р. Журавлевка между р. Чашевитая и руч. Тайменный, где описан следующий ее разрез (рис. 25 и 26, разр. 89).

1. Алевроаргиллиты массивные с редкими прослоями (5-20 см) мелкозернистых песчаников более 170 м
2. Переслаивание песчаников и алевролитов в примерно равных количествах (мощность прослоев 5-10 см) 80 м
3. Песчаники мелкозернистые с редкими прослоями (5-10 см) алевроаргиллитов. В верхней части – спилиты, часто миндалекаменные 175 см
4. Алевроаргиллиты с тонкими прослоями мелкозернистых песчаников. Встречаются пакеты переслаивания этих пород. Редкие тонкие линзы кремнистых пород и известняков. В верхней части *Buchia cf. volgensis (Lah.)*, *B. cf. uncitoides (Pavl.)*, *B. ex gr. inflata (Lah.)*, *B. cf. keyserlingi (Lah.)*, *B. cf. pacifica Jeletzky* и др. 370 м
5. Песчаники мелкозернистые с тонкими (3-5 см) прослойками алевролитов 50-60 м
6. Алевроаргиллиты с прослоями алевроитовых и мелкозернистых песчаников. Встречаются пакеты переслаивания песчаников и алевролитов. Вверху встречены *Buchia cf. volgensis (Lah.)*, *B. uncitoides (Pavl.)*, *B. pacifica Jeletzky* и др. 200-210 м
7. Песчаники мелкозернистые 50-60 м
8. Песчаники алевроитовые массивные с *Buchia keyserlingi (Lah.)*, *Buchia cf. volgensis (Lah.)*, *B. inflata (Lah.)*, *B. cf. sibirica (Sok.)*, *B. uncitoides (Pavl.)*, *B. pacifica Jeletzky* и *Pinna sp.* 120 м
9. Алевроаргиллиты с редкими тонкими прослоями мелкозернистых песчаников. Вверху с *Buchia pacifica Jeletzky*, *B. ex gr. keyserlingi (Lah.)* и *B. sp. indet.* 330 м
10. Переслаивание алевроаргиллитов (10-25 см) и песчаников (5-15 см) с *Buchia cf. inflata (Lah.)*, *B. uncitoides (Pavl.)* и *B. sp. indet.* 60 м
11. Слои, подобный слою 9, с *Buchia cf. volgensis (Lah.)*, *B. cf. keyserlingi (Lah.)*, *B. cf. inflata (Lah.)*, *B. uncitoides (Pavl.)*, *B. cf. bulloides (Lah.)*, *B. pacifica Jeletzky*, *Olcostephanus sp.* и *Neohoplloceras sp.* 180 м

Мощность разреза до 1800 м

Как видно из рис. 26, литологические изменения незначительны. Кремнистые породы свойственны средней подсвите, мощность их наибольшая в верховьях р. Левая Приманка (рис. 25 и 26, разр. 94, слой 4). но их может не быть. Туфы и лавы основного состава встречаются, главным образом, вблизи Центрального поднятия (рис. 25 и 26, разр. 89, 94, 104, 108) внизу средней подсвиты. По химическому составу базальты наиболее близки толеитам и базальтам траппов молодых платформ. Кремнистые и вулканогенные породы обнаружены и

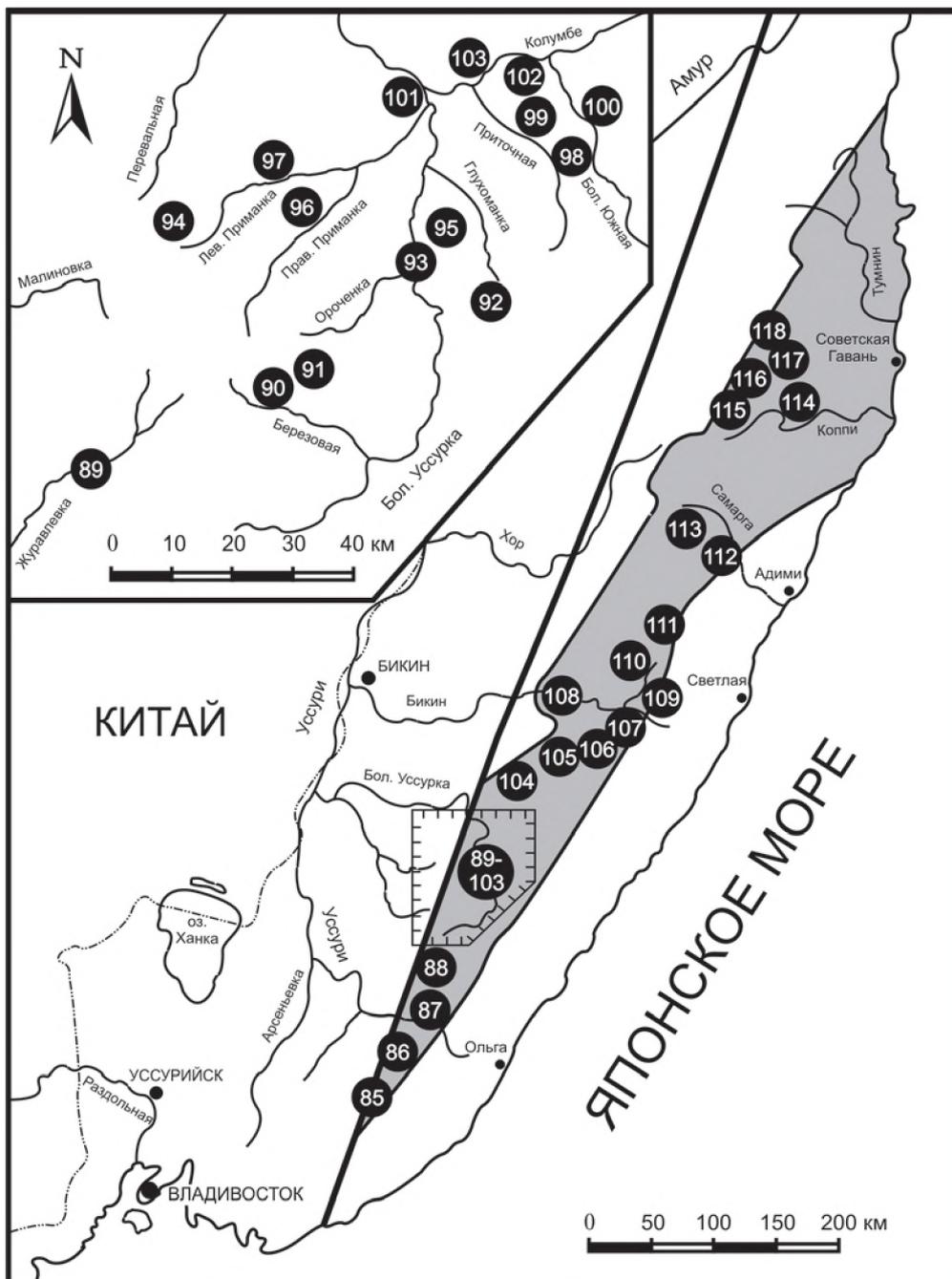


Рис. 25. Схема расположения основных разрезов нижнемеловых отложений Коппи-Лужкинской зоны Восточного прогиба.

Цифры в кружках: 85 - верховье руч. Добрый ключ (бассейн р. Извилинка), 86 - р. Соболиная падь (бассейн р. Аввакумовка), 87 - р. Павловка, 88 - междуречье р. Березовая и руч. Каталевский (бассейн р. Дорожная), 89 - бассейн р. Журавлевка, 90 - междуречье руч. Железный и Процальный (верховья р. Бол. Уссурка), 91 - междуречье Ороченка - Березовая, 92 - верховья р. Серединка, 93 - правобережье р. Бол. Уссурка, западные отроги г. Дивная, 94 - междуречье верховьев рек Малиновка и Лев. Приманка, 95 - междуречье Серединка - Глухоманка, 96 - междуречье Лев. и Прав. Приманка, 97 - р. Лев. Приманка, 98 - междуречье Приточная - Бол. Южная, 99 - бассейн р. Приточная, 100 - р. Бол. Южная, 101 - левобережье р. Колумбе, 102 - левобережье р. Колумбе ниже устья р. Бол. Южная, 103 - правобережье р. Колумбе, 104 - междуречье Арму - Тигринка, 105 - р. Арму, 106 - верховья р. Валинку, 107 - бассейн р. Мал. Светловодная, 108 - бассейн р. Оморочка, 109 - р. Зева, 110 - верховья руч. Новожилова, правого притока р. Бикин (готтерив - баррем) и руч. Плотникова (бассейн р. Бикин) (нижний - средний альб), 111 - бассейн р. Ада, 112 - среднее течение р. Самарга, 113 - верховья р. Самарга (нижний - верхний валанжин) бассейн р. Самарга (берриас - нижний валанжин), 114 - левобережье р. Коппи (р. Яко-Восточная) (нижний - верхний валанжин), водораздел рек Коппи - Первый Заур и р. Яко-Восточная (готтерив - баррем), 115 - бассейн р. Коппи (р. Яко-Восточная) (нижний - верхний валанжин), 116 - верховья рек Буту и Иггу, 117 - правобережье р. Буту, 118 - низовья р. Мопау (берриас - нижний валанжин) и левобережье р. Бута ниже устья р. Муни (апт). Условные на рис. 4

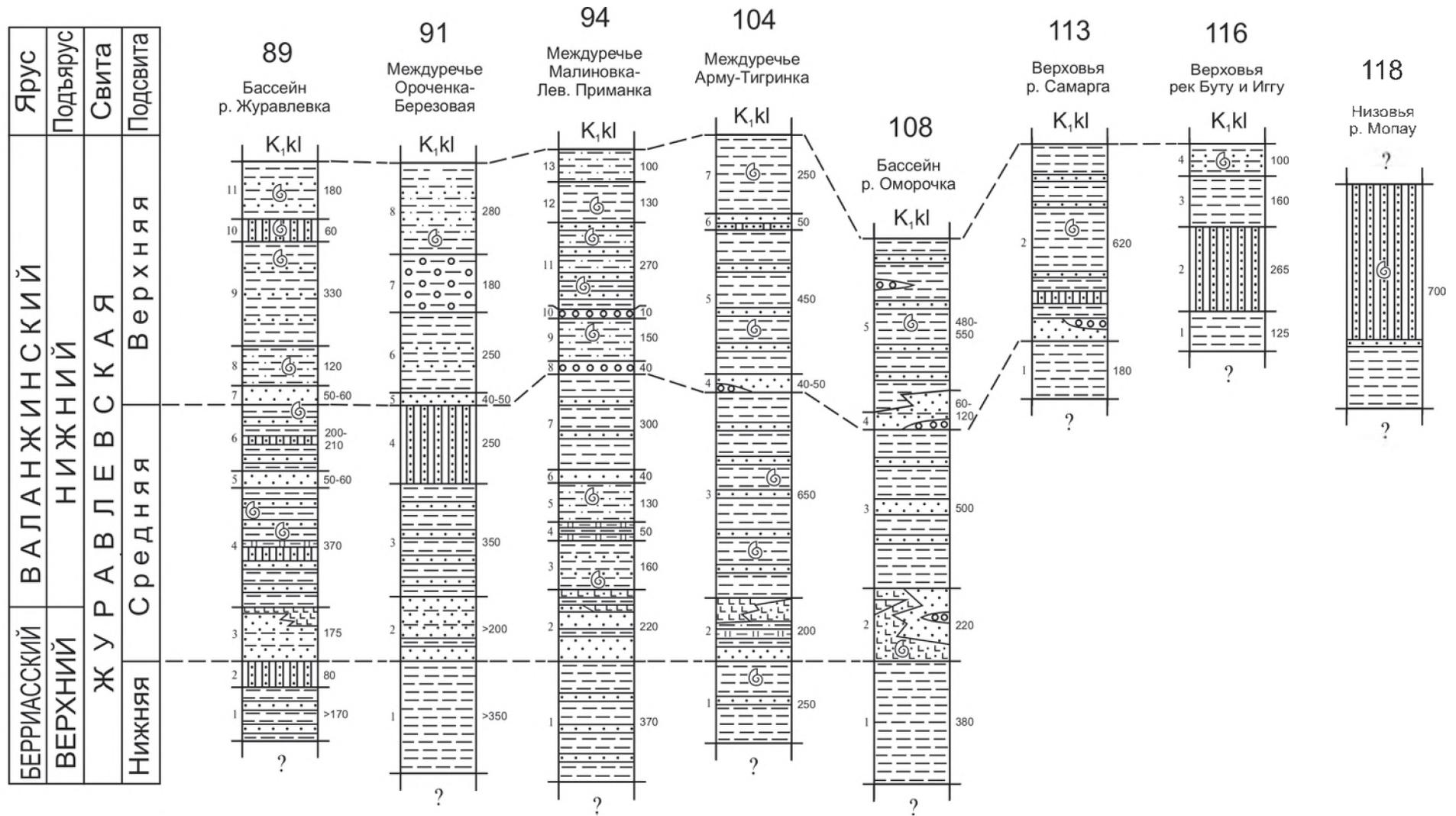


Рис. 26. Корреляция основных разрезов берриас - нижневаланжинских отложений Коппи-Лужкинской зоны. K_1kl - ключевская свита (нижний - верхний валанжин). Номера колонок и авторы: **89** - В.П. Коновалов (1974 г.), **91** - В.П. Коновалов, 1981 г. с использованием материалов А.Г. Дудко (1971 г.) и Н.И. Шлепкина (1981 г.), **94** - В.П. Коновалов по материалам А.Г. Дудко (1971 г.), А.Г. Катаева (1972 г.) и Н.Ф. Васильева (1967 г.), **104** - В.П. Коновалов [199], **108** - В.А. Никогосян (1967 г.) и М.И. Кузнецов (1968 г.), **113** - Ю.В. Барвинок (1970 г.), **116** - В.Б. Троян (1965 г.), **118** - А.В. Демин (1964 г.). Условные обозначения на рис. 5

далеко на севере, но они там не “привязаны” к разрезам. Грубообломочных пород больше всего в верхней подсвите некоторых разрезов (рис. 25 и 26, разр. 94, 104, 108, 113), но иногда они есть и в средней подсвите, где образуют небольшие маломощные линзы (напр., разр. 100). В центральной части зоны алевроаргиллиты иногда содержат “закатыши” песчаников (напр., рис. 25 и 26, разр. 91, слой 7). Закатышами названы округлые включения размером 0,5-3 см, составляющие до 10% объема пород, которые иногда описывались как ненасыщенные гравелиты (конгломераты). В Приморье эти породы называют “кандоминскими алевролитами”, поскольку они широко распространены в бассейне р. Кандома.

В бассейнах рек Коппи и Тумнин разрезы берриаса-валанжина очень фрагментарны и плохо охарактеризованы фауной, но и здесь они существенно алевроаргиллитовые.

Из журавлевской свиты известно несколько десятков местонахождений фауны, но в большинстве из них органические остатки неудовлетворительной сохранности. Остановимся на местонахождениях, “привязанных” к разрезам на рис. 26.

Из нижней подсвиты фауна известна только в междуречье Арму - Тигринка (рис. 25 и 26, разр. 104, слой 1) - *Buchia cf. volgensis* (Lah.) и *B. cf. uncitoides* (Pavl.). Эти виды, в основном, характерны для берриаса, хотя могут встречаться и в валанжине. Эту часть разреза мы склонны рассматривать как позднеберриасскую, поскольку на этом уровне не встречены валанжинские виды.

В средней подсвите, кроме описанного разреза в бассейне р. Журавлевка (рис. 25 и 26, разр. 89), фауна известна в междуречьях Малиновка - Лев. Приманка, Арму - Тигринка и в бассейне р. Оморочка (разр. 108).

Из самых низов подсвиты фауна известна только из бассейна р. Оморочка (рис. 25 и 26, разр. 108). Здесь в слое 2 из туфов базальтоидов В.А. Никогосян собрал *Buchia fischeriana* (Orb.), *B. volgensis* (Lah.) и *B. cf. uncitoides* (Pavl.). Эти виды, хотя и встречаются выше по разрезу, но наиболее характерны для верхнего берриаса. Поскольку здесь нет валанжинских представителей, нижние слои средней подсвиты мы считаем верхнеберриасскими.

Из средней части подсвиты в междуречье Малиновка-Лев. Приманка (рис. 25 и 26, разр. 94) известны: из слоя 3 - *Buchia uncitoides* (Pavl.) и *B. ex gr. keyserlingi* (Lah.); из слоя 5 - *B. cf. volgensis* (Lah.), *B. cf. uncitoides* (Pavl.), *B. ex gr. sibirica* (Sok.), *B. cf. visingensis* (Sok.) и *B. cf. pacifica Jeletzky*. В междуречье Арму - Тигринка (рис. 25 и 26, разр. 104) из слоя 3 - *B. cf. volgensis* (Lah.), *B. uncitoides* (Pavl.), *B. ex gr. keyserlingi* (Lah.) и *B. pacifica Jeletzky*. В бассейне р. Журавлевка (рис. 25 и 26, разр. 89) в слое 4 - такие же виды.

В этих комплексах наряду с видами, перешедшими из берриаса (*B. volgensis* (Lah.), *B. uncitoides* (Pavl.) и др.), появляются типично валанжинские (*B. sibirica* (Sok.), *B. visingensis* (Sok.), *B. keyserlingi* (Lah.), *B. pacifica Jeletzky* и др.). При таком сочетании нам представляется более правильным рассматривать возраст средней и верхней частей средней подсвиты как начало раннего валанжина.

Из верхней подсвиты коллекции фауны более обильны. В междуречье Ороченка - Березовая (рис. 25 и 26, разр. 91) в слое 8 - *B. uncitoides* (Pavl.), *B. volgensis* (Lah.), *B. visingensis* (Sok.), *B. sibirica* (Sok.), *B. keyserlingi* (Lah.), *B. inflata* (Lah.), *B. wollossowitschi* (Sok.), *B. cf. bulloides* (Lah.), *B. pacifica Jeletzky* и аммониты *Phyllopachyceras sp.*, *Thurmanniceras ex gr. jenkinsi* (Anders.), а южнее, в самых верховьях р. Бол. Уссурка (руч. Еловый ключ), Н.К. Цесарский в этой же пачке обнаружил *Phyllopachyceras ex gr. trinitense* (Anders.). В верховьях р. Лев. Приманка (рис. 25 и 26, разр. 94) А.Г. Катаев собрал большую коллекцию двустворок: из слоя 9 - *B. cf. uncitoides* (Pavl.), *B. cf. keyserlingi* (Lah.), *B. cf. inflata* (Lah.), *B. wollossowitschi* (Sok.), *B. cf. sibirica* (Sok.), *B. cf. pacifica Jeletzky*; из слоя 11 - такие же виды; из слоя 12 - *B. cf. keyserlingi* (Lah.) и *B. pacifica Jeletzky*.

В междуречье Арму - Тигринка (рис. 25 и 26, разр. 104) коллекции собраны В.М. Кочкиным, Г.А. Амелеченко и В.П. Коноваловым: из слоя 5 - *B. uncitoides* (Pavl.), *B. cf. volgensis* (Lah.), *B. ex gr. keyserlingi* (Lah.), *B. cf. inflata* (Lah.), *B. cf. wollossowitschi* (Sok.) и *B. pacifica Jeletzky*; из слоя 7 - те же бухии и аммонит *Olcostephanus sp. indet.*

В бассейне р. Оморочка (рис. 25 и 26, разр. 108) В.А. Никогосян собрал из слоя 4 *B. cf. keyserlingi* (Lah.) и *B. pacifica Jeletzky*.

В верховьях р. Самарга (рис. 25 и 26, разр. 113) Ю.В. Барвинок собрал из слоя 2 *B. cf. volgensis* (Lah.), *B. cf. uncitoides* (Pavl.), *B. cf. keyserlingi* (Lah.) и *B. cf. pacifica Jeletzky*. По левобережью р. Иггу (рис. 25 и 26, разр. 116) В.Б. Троян из слоя 4 - *B. ex gr. keyserlingi* (Lah.) (определенную А.А. Капицей как *B. cf. terebratuloides* (Lah.), *B. inflata* (Lah.), *B. sp. indet.* и *Inoceramus sp.* В низовьях р. Мопай (рис. 25 и 26, разр. 118) Е.Б. Бельтнев и А.И. Савченко обнаружили *B. cf. bulloides* (Lah.) и *B. sp. indet.* (определение В.Н. Верещагина).

В верхней подсвите *B. uncitoides* и *B. volgensis* встречаются в виде единичных экземпляров, а резко преобладают *B. keyserlingi*, *B. inflata*, *B. wollossowitschi*, *B. visingensis*, *B. sibirica* и особенно *B. pacifica*. Такое соотношение видов позволяет датировать верхнюю подсвиту ранним валанжином. *B. inflata*, *B. wollossowitschi* и *B. sibirica* представлены сильно уплощенными морфотипами по сравнению с типичными представителями этих видов. Валанжинский возраст подтверждается редкими находками аммонитов *Olcostephanus sp.*, *Neohoplloceras sp.*, *Thurmanniceras ex gr. jenkinsi* (Anders.) и *Phyllopachyceras ex gr. trinitense* (Anders.).

В отдельных местонахождениях фауны верхней подсвиты в бассейне р. Журавлевка, в верховьях р. Малиновка, в бассейне р. Ороченка и др. встречаются редкие растительные остатки *Coniopteris bureyensis* (Zal.) Sew., *Onychiopsis cf. psilotoides* (Stokes et Webb) Ward., *Cladophlebis sp.*, *Nilssonia ex gr. shaumburgensis* (Dunk.) Nath. и другие, ближе неопределимые.

Таким образом, в целом, возраст журавлевской свиты определяется как поздний берриас-ранний валанжин. Общая мощность ее до 2000 м.

Журавлевская свита очень похожа на нижневаланжинскую часть берриас-нижневаланжинских отложений Анойской зоны, особенно ее восточной части (рис. 14). При сравнении наиболее полного разреза по р. Таунга (рис. 14, разр. 44) с журавлевской свитой, хорошо заметно двучленное строение его ранневаланжинской части первого, и возможно, слои 3-8 сопоставляются со среднежуравлевской, а слои 9-12 - с верхнежуравлевской под-свитой. Столь же велико сходство журавлевской свиты с таухинской - западной части Прибрежного поднятия, разрезы которой в бассейне р. Киевка (рис. 27 и 28, разр.140) и в верховьях р. Усури (рис. 29 и 30, разр. 144) хорошо сопоставляются по ритмичности и по фауне бухий. Следовательно, в берриас-валанжинское время Коппи-Лужкинская зона представляла собой центральную часть Восточно-Сихотэалинского моря, а его окраинные части представлены на западе отложениями Анойской зоны, а на востоке - Прибрежного поднятия.

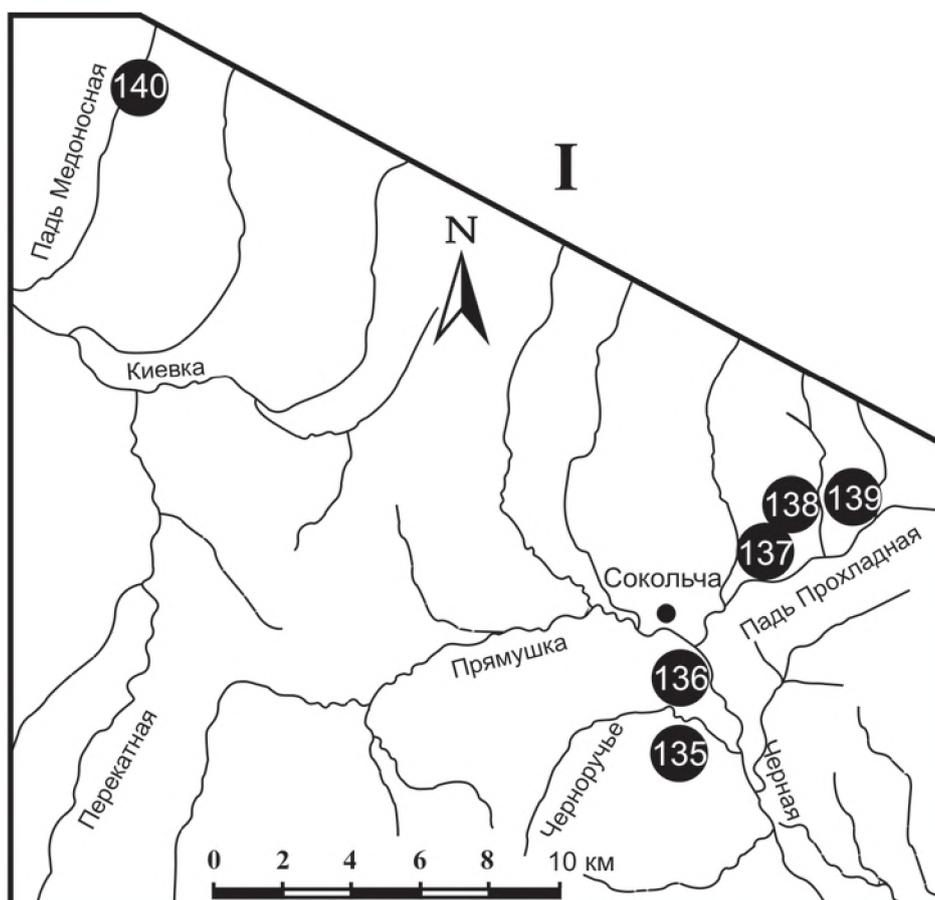


Рис. 27. Схема расположения основных разрезов берриас - валанжинских отложений Прибрежного поднятия в бассейне р. Черная и в верховьях р. Киевка.

I - положение схемы см на рис 41. Цифры в кружках: 135 - правый берег р. Черноручье, 136 - р. Черная выше устья р. Черноручье, 137 - водораздел руч. Холодный и р. Песчанка, 138 - водораздел руч. Холодный и Олений, 139 - водораздел руч. Олений и 1-й правый приток р. Прохладная, 140 - верховья р. Киевка

Нижний - верхний валанжин

Сюда относятся отложения, выделяемые в ключевскую свиту, которая широко распространена и тесно связана внизу с журавлевской свитой берриас-ранневаланжинского возраста, а сверху с устьколумбинской свитой готеривского возраста, соотношения с которыми – согласные.

По сравнению с предыдущим стратоном в ключевской свите намного больше песчаных и грубообломочных пород. Существенно песчаниковые слои чаще всего представлены зеленовато-серыми или бурьми песчаниками, в большинстве случаев с обильными бухиями. Этот уровень для всего Сихотэ-Алиня характерен тем, что в нем нет признаков вулканизма.

Наиболее полный разрез ключевской свиты известен в бассейне р. Журавлевка (рис. 25 и 31, разр. 89), где обнажаются:

1. Песчаники мелкозернистые с тонкими прослоями алевролитов, с пачками переслаивания песчаников и

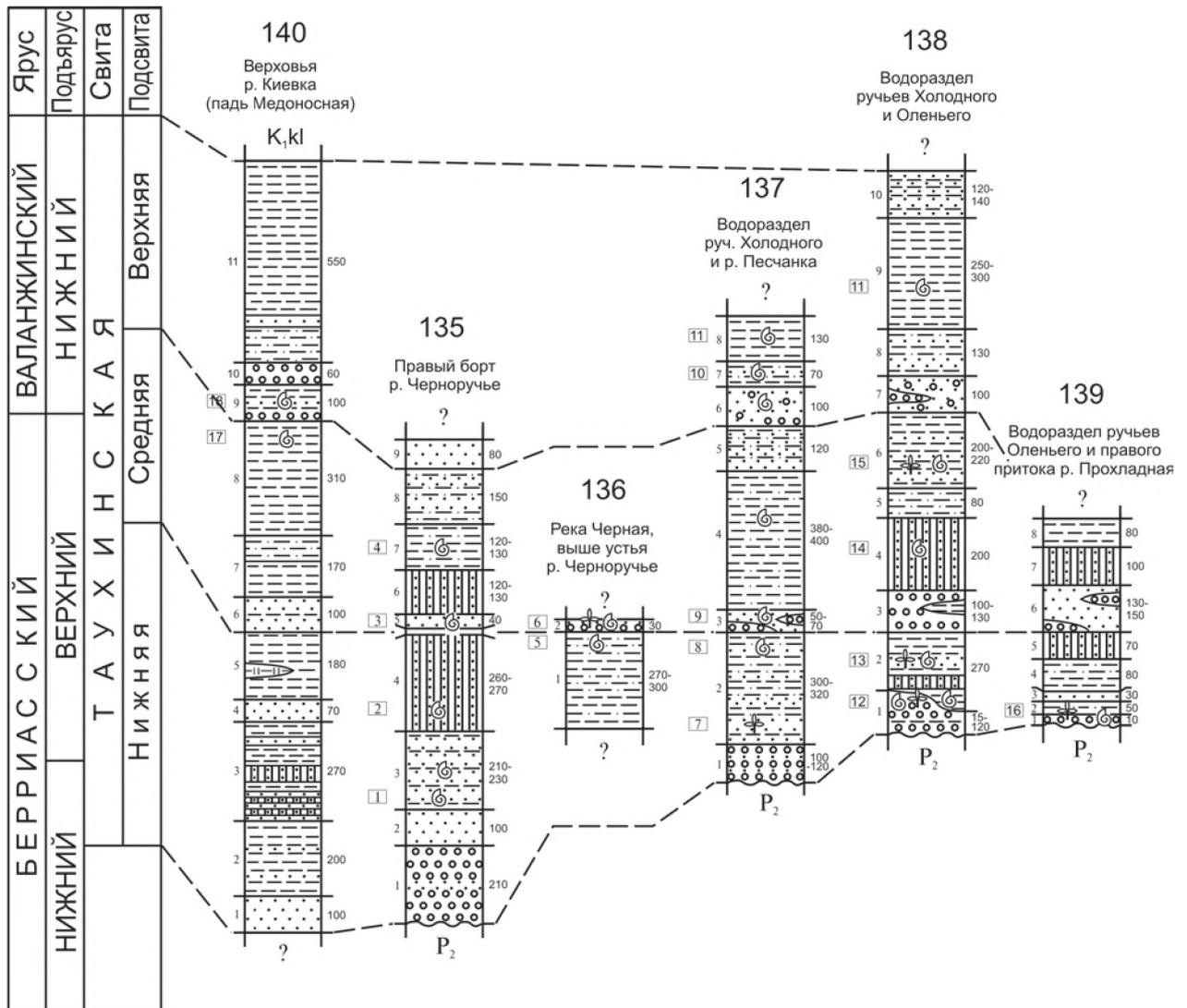


Рис. 28. Корреляция разрезов таухинской свиты бассейна р. Черная и верховьев р. Киевка.

Номера колонок и авторы: 135 - Г.С. Белянский (1970 г.), 136 - В.П. Коновалов, 137 и 138 - В.П. Коновалов, 139 - В.Г. Бабич (1965 г.) и А.И. Сясько (1995 г.), 140 - Ю.П. Бидюк (1965 г.). **В прямоугольниках** - органические остатки: 1 - *Nucula* sp., *Pleuromya* sp., *Myophorella nottica* Konov. 2 - *Nucula* sp., *Chlamys* sp., *Astarte* sp., *Pleuromya* sp. 3 - *Leda* sp. indet., *Nucula* sp., *Grammatodon* sp. indet., *Entolium* sp., *Astarte* sp., *Neocomites* sp. 4 - *Leda* sp., *Nucula* sp. indet., *Variamussium* sp. 5 - *Acila* sp., *Variamussium* sp. 6 - *Acila ussuriensis* Vor. (MS), *Lotrignonia taucheana* Konov., *Myophorella nottica* Konov., "Nautilus" sp. indet., *Neocomites* ex gr. *neocomiensis* (Orb.) Отсюда В.Н. Верещагин и Ю.Г. Миролубов определили *Berriasella* sp. 7 - *Lycopodites* cf. *merilandicus* (Font. in Ward.), *Alsophlites nipponensis* (Oishi) Krassil., *Onychiopsis* ex gr. *psilotoides* (Stokes et Webb) Ward., *Cladophlebis novopokrovskii* Pryn., Cl. sp., *Zamiophyllum buchianum* (Ett) Nath., *Ptilophyllum* sp., *Nilssonia schauburgensis* (Dunk.) Nath., N. sp. 8 - *Leda* sp. indet. 9 - *Lotrignonia taucheana* Konov., *Myophorella nottica* Konov., M. aff. *nottica* Konov., *Lima* sp., *Mytilus* sp., *Grammatodon* sp., ядра гастропод и брахиопод (*Rhynchonellidae*) ближе неопределимых, иглы морских ежей. 10 - *Variamussium* sp., 11 - *Neocomites* ex gr. *neocomiensis* (Orb.), *Olcostephanus* sp. 12 - *Nucula* sp., *Cucullaea* sp., *Pinna* sp., *Chlamys* sp., *Lotrignonia taucheana* Konov., *Protocardia* sp., *Neocomites* aff. *retovskyi* Sar. et Schond., N. ex gr. *neocomiensis* (Orb.), гастроподы, брахиоподы (*Rhynchonellidae*). 13 - *Rhynchonellidae* gen et sp. indet., *Nilssonia* ex gr. *brongniartii* (Mant.) Dunk., *Coniopteris* cf. *burejensis* (Zal.) Sew., *Cladophlebis* cf. *novopokrovskii* Pryn. 14 - *Mytilus* sp., *Lima* sp., *Lotrignonia* sp. indet., *Myophorella* sp. indet., *Neocomites* sp. indet. 15 - *Phylloceratidae* gen. et sp. indet., *Onychiopsis psilotoides* (Stokes et Webb) Ward. 16 - *Liostrea* ex gr. *germaini* Coq., *Chlamys* sp. indet., *Lima* sp., *Neitheia* (?) sp. indet., *Rastellum* ex gr. *rectangularis* (Roem.), отпечатки брахиопод (*Rhynchonellidae*), фрагменты морских ежей. 17 - *Buchia* sp. indet., *Neocomites* (?) sp. indet. 18 - *Buchia keyserlingi* (Lah.), *B. cf. uncitoides* (Pavl.), *B. inflata* (Lah.), *B. pacifica* Jeletzky, *Neocomites* ex gr. *trezanensis* (Lory). **K₁kl** - ключевская свита. **Условные обозначения** см. на рис. 5

алевролитов и с линзами кремнекlastических гравелитов. В песчаниках *Buchia inflata* (Lah.), *B. keyserlingi* (Lah.), *B. solida* (Lah.), *B. bulloides* (Lah.), *B. visingensis* (Sok.), *B. pacifica* Jeletzky, *B. syzranensis* (Pavl.), *B. uncitoides* (Pavl.), *Myophorella* (*Myophorella*) *nottica* Konov. и др. 170 м

2. Переслаивание песчаников мелкозернистых и алевролитов с *Buchia inflata* (Lah.), *B. cf. keyserlingi* (Lah.) и *B. pacifica* Jeletzky 50 м

3. Песчаники мелкозернистые, сильно "замусоренные" глинистым материалом 20 м

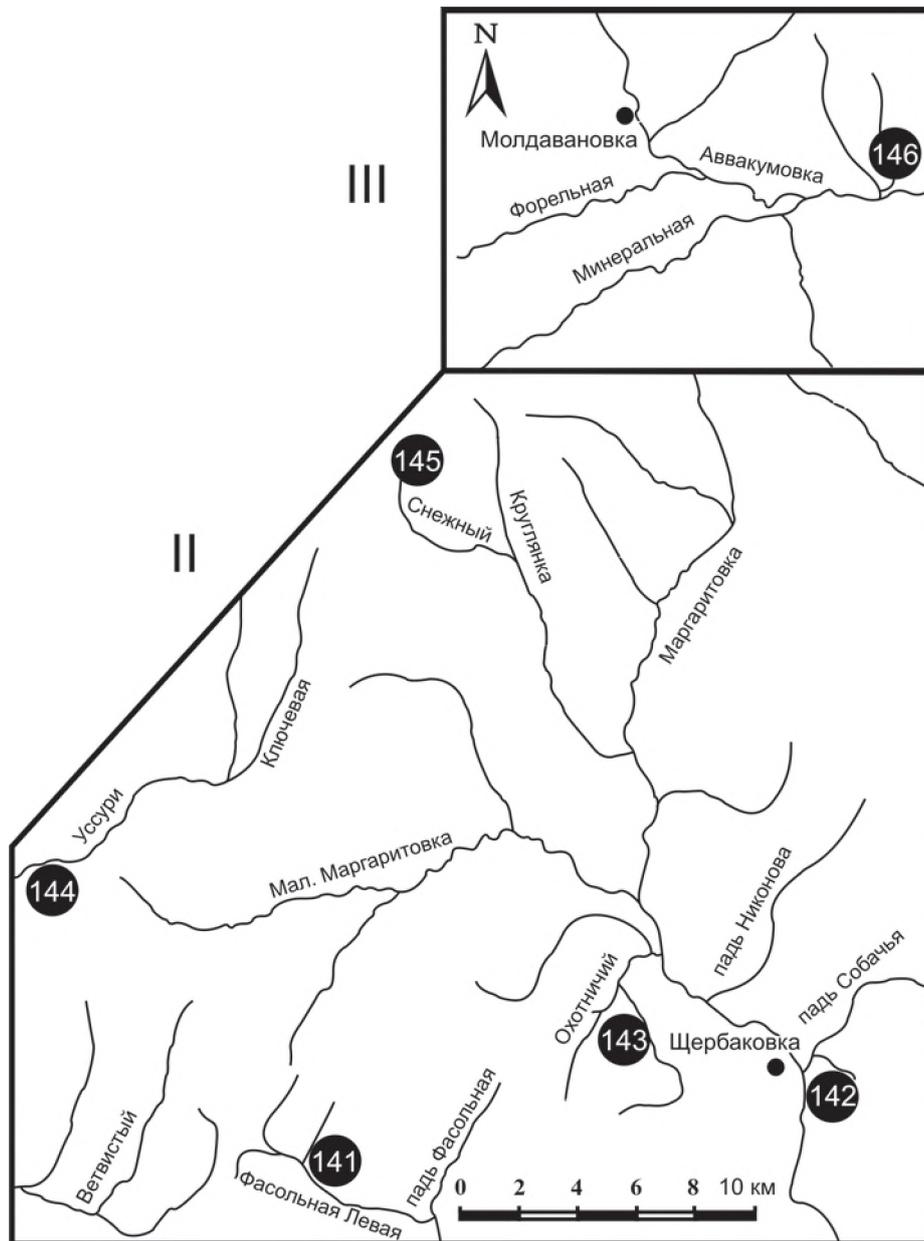


Рис. 29. Схема расположения основных разрезов берриас - валанжинских отложений Прибрежного поднятия в бассейнах рек Маргаритовка и Аввакумовка и в верховьях р. Усури.

II и III - положение схемы на рис. 41. Цифры в кружках: 141 - р. Фасольная Левая, 142 - левобережье р. Маргаритовка, 143 - руч. Левый Охотничий, 144 - верховья р. Усури, 145 - северо-восточные отроги г. Снежная (руч. Снежный), 146 - левобережье р. Аввакумовка

4. Песчаники алевритовые с *Buchia keyserlingi* (Lah.), *B. solida* (Lah.), *B. inflata* (Toula), *B. sibirica* (Sok.), *B. visingensis* (Sok.), *Myophorella (Myophorella) nottica* Konov и др. 50 м
 5. Алевроаргиллиты массивные 40 м
 6. Переслаивание как в слое 2 с *Dyctiozamites aff. cordatus* (Krysht. et Pryn.) Pryn. 50 м
 7. Песчаники мелкозернистые 100 м
 8. Алевроаргиллиты с редкими прослоями мелкозернистых песчаников с *Buchia inflata* (Lah.), *B. keyserlingi* (Lah.), *B. cf. crassicolis* (Keys.) и *B. pacifica* Jeletzky 350-400 м
 9. Песчаники мелкозернистые с редкими тонкими прослоями алевролитов 100 м
 10. Грубое переслаивание песчаников, алевролитов и алевроаргиллитов при преобладании последних 550-600 м
 11. Песчаники мелкозернистые 70 м
 12. Алевроаргиллиты массивные и тонкогоризонтальнослоистые с редкими прослоями мелкозернистых песчаников. В алевроаргиллитах *Buchia crassicolis* (Keys) и *Homolsomites (?) sp. indet.* около 500 м
- Общая мощность 2050 м

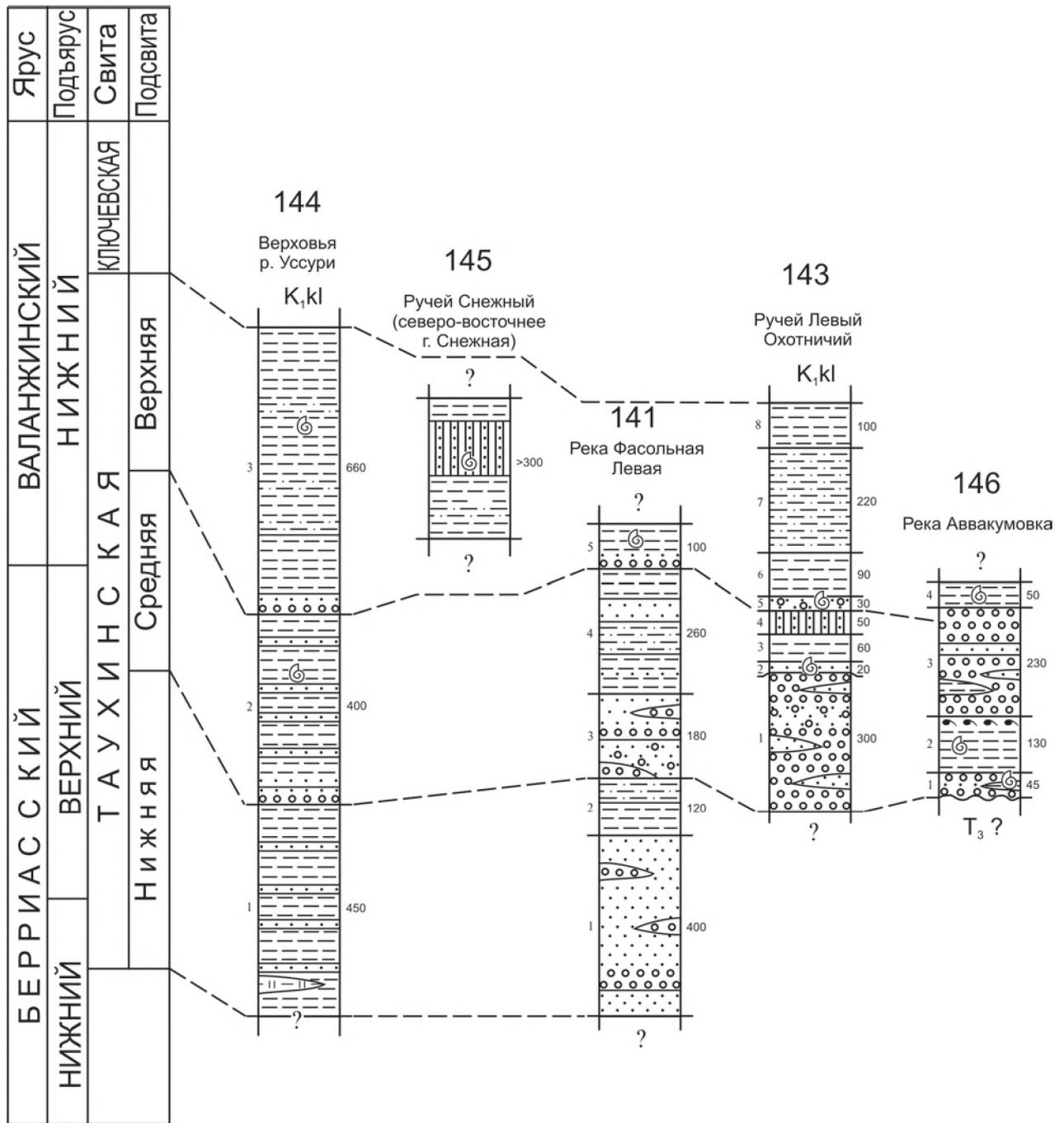


Рис. 30. Корреляция основных разрезов таухинской свиты Прибрежного поднятия в бассейнах рек Маргаритовка, Аввакумовка и в верховьях р Усури.

Номера колонок и авторы: 141 - В.П. Коновалов [94] и Ю.П. Бидюк (1965 г), 143 - В.П. Коновалов [33, 93], 144 - Ю.П. Бидюк (1965 г), 145 - В.П. Коновалов (1969 г), 146 - В.П. Коновалов [97]. К, kl - ключевская свита (нижний - верхний валанжин). Условные обозначения см. на рис. 5

В этом разрезе выделяются **четыре толщи**: слои 1-7 объединены в первую толщу, слой 8 образует вторую, слои 9-10 - третью и 11-12 - четвертую толщу. Каждая из толщ сильно отличается от других строением и ролью песчаников, все они очень изменчивы по простиранию. Мощность их также сильно колеблется, например, для первой толщи от 200 до 650 м. Существенно алевритовые толщи более однообразны и отличаются только большим или меньшим количеством прослоев песчаников, а их мощности более постоянны. Например, мощность второй толщи изменяется от 240 до 350 м, очень редко, на севере, до 600 м, а третьей толщи 540-550 м.

Больше всего грубообломочных пород в ключевской свите бассейна рек Лев. Приманка, Малиновка и их окрестностях. Южнее и севернее этих районов, а также в бассейне верхнего течения р. Бол. Усурка этих пород меньше, вплоть до их исчезновения. В верховьях р. Усури, в бассейне рек Шумная, Смолянка, Журавлевка, Леси-

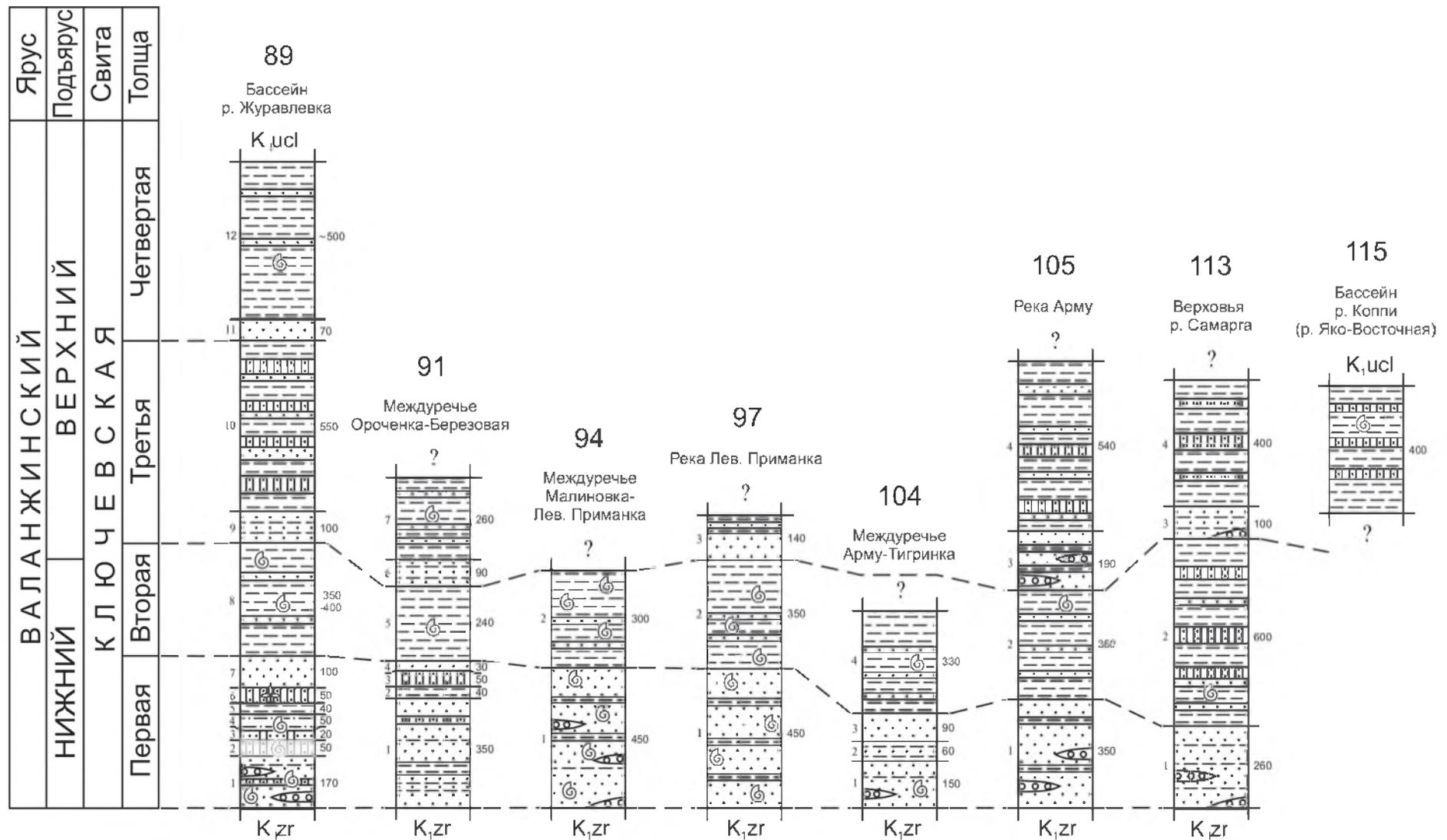


Рис. 31. Корреляция основных разрезов ниже - верхневаланжинских отложений Коппи-Лужкинской зоны. $K_1 zr$ - журавлевская свита (берриас - нижний валанжин), $K_1 uc1$ - устьколумбинская свита (готерив). Номера колонок и авторы: 89, 91 - В.П. Коновалов (1981 г.), 94 - В.П. Коновалов (1977 г.), А.Г. Катаев (1972 г.), 97 - В.П. Коновалов (1977, 1981 гг.), 104 - В.П. Коновалов (1991 г.), 105 - Г.В. Подгорбунский (1964 г.), 113 - Ю.В. Барвинок (1970 г.), 115 - И.П. Бойко (1967 г.)

Условные обозначения см. на рис. 5

стая, Северянка, Еловый ключ, Арму и Самарга в ключевской свите резко преобладают алевроаргиллиты, составляя местами 65-70% ее мощности, чем разрезы этих районов отличаются от тех, в которых ключевскую свиту принято считать “типичной”, т.е., где песчаники либо преобладают, либо находятся в примерно равных количествах с алевроаргиллитами.

Общая мощность ключевской свиты в Коппи-Лужжинской зоне более 2100 м.

В ключевской свите известно много местонахождений фауны, но большая часть их не “привязана” к разрезам. На разрезах рис. 25, 31 фауна располагается следующим образом.

В междуречье Ороченка - Березовая (разр. 91) из слоя 5 известны *Buchia cf. crassicolis* (Keys.) и *B. inflata* (Lah.); из слоя 7 - *B. uncitoides* (Pavl.), *B. bulloides* (Lah.) и *Homolsomites* (?) sp. indet.

В междуречье верховьев р. Малиновка-Лев. Приманка (разр. 94) из слоя 1 многочисленные *Buchia keyserlingi* (Lah.), *B. crassicolis* (Keys.), *B. solida* (Lah.), *B. bulloides* (Lah.), *B. sibirica* (Sok), *B. visingensis* (Sok.), реже *B. ex gr. uncitoides* (Pavl.), *B. volgensis* (Lah.), *B. wollossowitschi* (Sok.), *B. sibirica* (Sok.), *B. pacifica Jeletzkyi*, *Myophorella* (*Myophorella*) *nottica* Konov., *Tancredia* sp., *Pleuromya* sp., *Entolium* sp. и *Solecortus* sp.; из слоя 2 - *B. inflata* (Lah.), *B. keyserlingi* (Lah.), *B. crassicolis* (Keys.), *B. pacifica Jeletzkyi*, *B. cf. uncitoides* (Pavl.), *Leda* sp., *Acila* sp., *Variamussium* sp., *Dentalium* sp. и ядра гастропод плохой сохранности.

Из бассейна р. Лев. Приманка (разр. 97) из слоя 1 те же виды, что в слое 1 предыдущего разреза; из слоя 2 - *Buchia keyserlingi* (Lah.), *B. inflata* (Lah.), *B. ex gr. sibirica* (Sok), *B. volgensis* (Lah.), *B. cf. uncitoides* (Pavl.) и *B. pacifica Jeletzkyi*.

В междуречье Арму - Тигринка (разр. 104) из слоя 1 - *Buchia inflata* (Lah.), *B. solida* (Lah.), *B. keyserlingi* (Lah.), *B. visingensis* (Sok.), *B. wollossowitschi* (Sok.), *B. cf. volgensis* (Lah.) и *B. ex gr. uncitoides* (Pavl.); из слоя 4 - *B. solida* (Lah.), *B. cf. keyserlingi* (Lah.), *B. cf. inflata* (Lah.), *B. sibirica* (Sok) и *B. sp. indet.*

В бассейне р. Арму (р. Валинку) (разр. 105) из слоя 1 - *Buchia cf. keyserlingi* (Lah.), *B. pacifica Jeletzkyi* и *B. uncitoides* (Pavl.); из слоя 2 - *B. cf. keyserlingi* (Lah.), *B. inflata* (Lah.), *B. crassicolis* (Keys.), *B. visingensis* (Sok.), *B. wollossowitschi* (Sok.), *B. bulloides* (Lah.), *B. pacifica Jeletzkyi*, *B. cf. volgensis* (Lah.) и *Entolium* sp.

Из бассейна р. Самарга (разр. 113) из слоя 2 - *Buchia cf. keyserlingi* (Lah.), *B. ex gr. inflata* (Lah.), *B. solida* (Lah.), *B. cf. crassicolis* (Keys.), *B. cf. volgensis* (Lah.), *B. cf. uncitoides* (Pavl.), *Astarte* sp и *Pleuromya* sp.

В бассейне р. Коппи (разр. 115) - *Buchia ex gr. keyserlingi* (Lah.), *B. solida* (Lah.) и *B. sp. indet.*

В первой толще ключевской свиты фауна наиболее обильна. Здесь наряду с типично валанжинскими *Buchia keyserlingi* (Lah.), *B. inflata* (Lah.), *B. wollossowitschi* (Sok.), *B. visingensis* (Sok.) и др. присутствуют *B. uncitoides* (Pavl.) и *B. volgensis* (Lah.), которые более характерны для берриаса. В то же время, вместе с перечисленными видами встречаются *B. solida* (Lah.) и *B. crassicolis* (Keys.) - типичные поздневаланжинские виды. Подобное сочетание видов позволяет заключить, что нижняя толща образовалась в конце раннего - начале позднего валанжина.

Во второй толще резко уменьшается роль *B. volgensis* (Lah.) и *B. uncitoides* (Pavl.), и увеличивается роль *B. solida* (Lah.) и *B. cf. crassicolis* (Keys.), что позволяет рассматривать ее как поздневаланжинскую.

Третья и четвертая толщи бедно охарактеризованы фауной. Находка в четвертой толще *B. crassicolis* (Keys.) и аммонита, сходного с *Homolsomites*, позволяет рассматривать ее как поздневаланжинскую, хотя, как это отмечалось при описании Анюйской зоны, род *Homolsomites* не имеет однозначной возрастной трактовки.

В бассейне рек Журавлевка, Лев. Приманка, Арму, Тигринка и Березовая в отдельных местонахождениях в первой и второй толщах, чаще всего вместе с бухиями, встречены растительные остатки *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sew., *Cladophlebis ex gr. denticulata* (Brongn.) Font., *Dictyozamites kawasaki Tateiwa* и *Nilssonia* sp., но чаще только растительный детрит. Наиболее обычны представители рода *Dictyozamites*.

Таким образом, возраст ключевской свиты в целом предлагается рассматривать как конец раннего - поздний валанжин.

Готерив-баррем

К этому возрасту в Коппи-Лужжинской зоне Восточно-Сихотэалинского прогиба относятся устьколумбинская и приманкинская свита.

Усть-колумбинская свита распространена широко от самого юга зоны до самого севера.

Устьколумбинская свита существенно песчаниковая мощностью более 1100 м, залегает согласно на валанжинских отложениях и согласно перекрывается приманкинкой свитой.

Стратотипом свиты служит разрез на левобережье р. Большая Уссурка против устья р. Колумбе (рис. 25 и 32, разр. 101). Здесь она делится на три толщи: *нижнюю* (475 м) песчаниковую, *среднюю* (250 м) - алевроаргиллитовую, и *верхнюю* (400 м) - песчаниковую. Из средней толщи Ю.Н. Размахнин собрал остатки иноцератов, которые вначале В.Н. Верещагин определил как *Inoceramus tuganinensis* Ver., а затем Т.Д. Зонова - как *I. cf. bellvuensis* Reeside. С последним определением согласиться трудно, т.к. сихотэалинские экземпляры четко отличаются от названного вида прямоугольно-округлыми очертаниями (вместо трапецевидных) и резко смещенной к переднему краю наиболее выпуклой частью раковины. Собранный нами материал из этого разреза в сочетании с коллекцией Ю.Н. Размахнина позволяет сблизить сихотэалинские формы с *Inoceramus peltiformis* Poch. из готерива Северо-Востока России [186], но наши формы крупнее.

Северо-восточнее, на правобережье р. Колумбе (правобережье р. Пионерка) примерно на том же уровне в алевроаргиллитах с прослоями песчаников А.Т. Кандауров обнаружил *Inoceramus colonicus* And. и

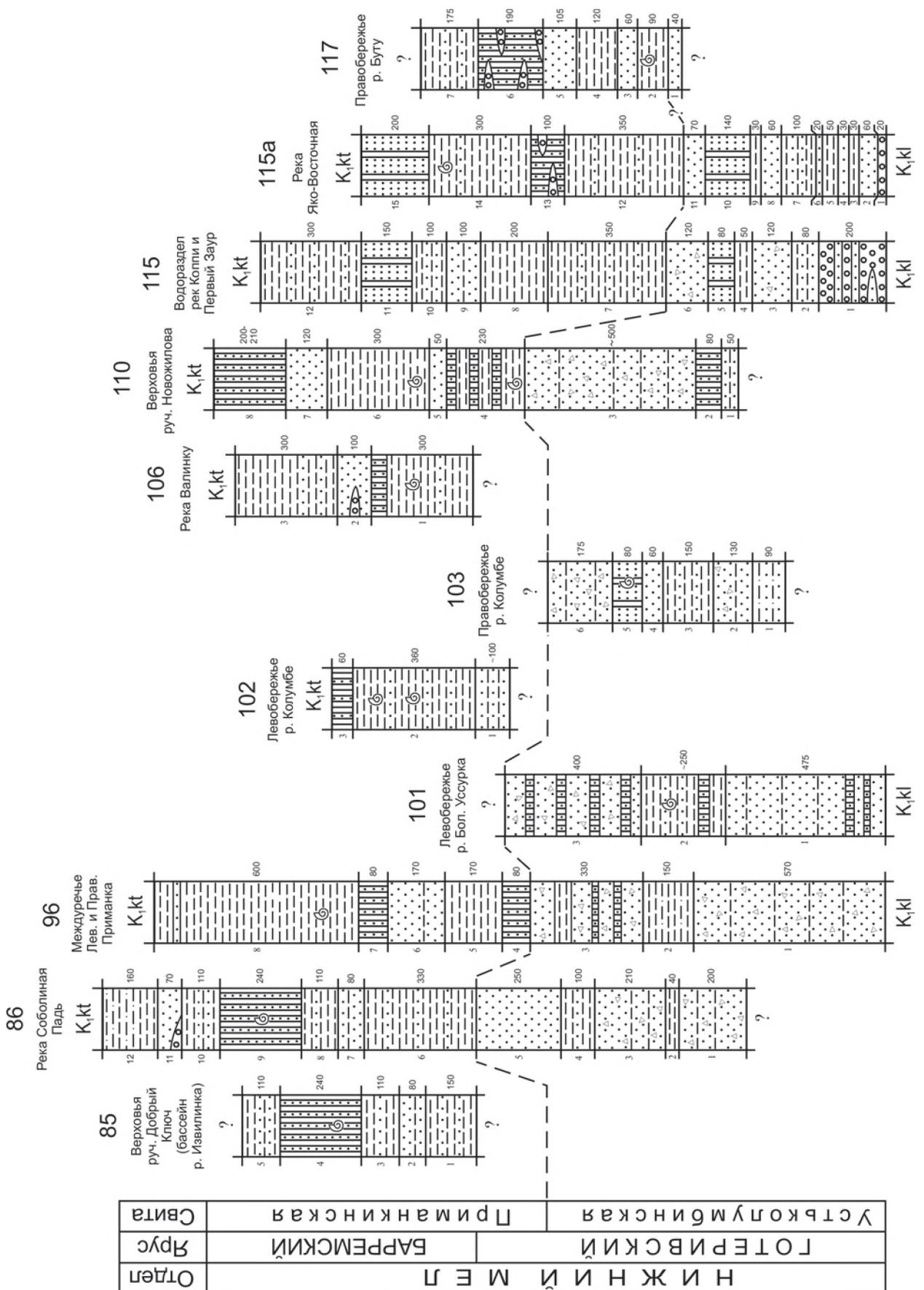


Рис. 32. Корреляция основных разрезов средне - верхнеальбских отложений Коппи-Лужкинской зоны.
K₁sv - светловодническая свита (нижний - средний альб), **K_{1,2}pt** - петрозоевская свита (альб - сеноман). **Номера колонок и авторы:** 87 - В.П. Коновалов и В.П. Никифоров (1984 г.), 98 - В.Н. Овечкин (1971 г.), 107 - В.П. Коновалов (1974 г.), 110 - В.П. Коновалов (1974 г.), 111 - В.С. Киричек (1969 г.), 112 - В.П. Коновалов (1974). **Условные обозначения** на рис. 5

I. ex gr. aucella Traut.

В бассейне р. Джауса во многих местах в средней толще встречаются иноцерамы плохой сохранности, по мнению А.А. Капицы больше всего напоминающие *I. colonicus And.*

В целом строение и состав устьколумбинской свиты очень однообразны. В песчаниках часты обломки (включения) алевроаргиллитов до 5 мм. Вблизи Центрального поднятия в свите встречаются линзы грубообломочных пород, мощность свиты здесь достигает только 630 м (рис. 25 и 32, разр. 115 и 115 а) а с удалением от него она увеличивается до 1200 м.

Из органических остатков в устьколумбинской свите известны *Inoceramus ex gr. peltiformis Poch.*, *I. ex gr. aucella Traut.*, и *I. colonicus And.* Первые две формы характерны для готерива [181, 186], а третья встречается как в готериве, так и в барреме. В.П. Похиалайнен [186, 188] считает этот вид характерным для готерива.

Эта фауна, согласные контакты устьколумбинской свиты с валанжинскими отложениями и с приманкинской свитой, содержащей готерив-барремскую фауну, позволяет рассматривать ее возраст как готерив.

Приманкинская свита распространена столь же широко, всегда встречается вместе с устьколумбинской свитой, имеет существенно алевроаргиллитовый состав и мощность до 1200 м.

Стратотип свиты расположен в **междуречье Левая и Правая Приманка** (рис. 25 и 32, разр. 96), где по наблюдениям А.Г. Катаева (1972 г.), который рассматривал ее как третью подсвиту уктурской свиты, она имеет следующее строение:

4. Переслаивание песчаников и алевролитов при некотором преобладании последних	80 м
5. Алевроаргиллиты, в основном массивные	170 м
6. Песчаники мелкозернистые массивные с прослоем алевролитов	170 м
7. Переслаивание песчаников и алевролитов	80 м
8. Алевроаргиллиты темно-серые, иногда зеленовато-серые, сверху с прослоем мелкозернистого песчаника.	
Внизу <i>Inoceramus ex gr. paraketzovi Efim.</i>	600 м

Мощность разреза 1100 м

Южнее, в **бассейне р. Извилка** (рис. 25 и 28, разр. 85) и в бассейне р. Аввакумовка (рис. 25 и 28, разр. 86), в разрезах, строение которых близко предыдущему, обнаружены *Crioceratites cf. emericii (Lev.)*.

На левобережье р. Колумбе (рис. 25 и 32, разр. 102) обнаружены крупные остатки *Inoceramus colonicus And.* до 0,5 м в длину. Извлечь их целиком не удалось из-за сильной трещиноватости алевроаргиллитов.

Подобные же иноцерамы, но значительно меньших размеров (до 15 см) найдены В.И. Надежкиным (1978 г.) в **бассейне р. Валинку** (рис. 25 и 32, разр. 106).

В верховьях руч. Новожилова (правого притока р. Бикин) (рис. 25 и 32, разр. 110) приманкинская свита представлена полно, залегает согласно на устьколумбинской свите и согласно перекрывается каталевской свитой. Обобщенный ее разрез по данным А.А. Сясько (1969 г.) следующий.

4. Чередование алевролитов с пакетами переслаивания песчаников и алевролитов, содержащее <i>Mytilus sp. indet.</i> и <i>Thracia sp. indet.</i>	230 м
5. Песчаники мелкозернистые с мелкими обломками алевролитов	50 м
6. Алевролиты слоистые слабо песчаные с остатками аммонитов <i>Barremites (?) sp. indet.</i>	300 м
7. Песчаники среднезернистые с включениями алевролитов	120 м
8. Переслаивание алевролитов и песчаников	200-210 м

Мощность разреза 910 м

На правобережье р. Буту (рис. 25 и 32, разр. 117) слой 6 напоминает трехкомпонентный флиш, основание ритмов которого часто сложено гравелитами. В слое 2 Е.Б. Бельтнев и М.В. Мартынюк собрали коллекцию двустворок, из которой А.А. Капица определил *Inoceramus sp.*, *Anisomyon sp.*, *Thyasira sp.* и *Solemya sp.* В 1965 г. из этой же коллекции М.А. Пергамент определил *Inoceramus sp. nov.*, *I. sp. (ex gr. aucella Traut.)*, *I. cf. aucella Traut.*, *I. cf. colonicus And.* и *I. sp. (ex gr. colonicus And.)*. В 1977 г. В.П. Коновалов из сохранившейся части коллекции определил примакушечные части *I. colonicus And.* **Из бассейна р. Мули** А.А. Капица определил остатки иноцерамов плохой сохранности, похожих по его мнению на *I. ex gr. colonicus And.*

Общая мощность приманкинской свиты 1100-1200 м.

Из свиты известны остатки двустворок *Inoceramus ex gr. paraketzovi Efim.*, *I. colonicus And.*, *I. cf. aucella Traut.* и аммониты *Barremites (?) sp. indet.*, *Crioceratites cf. emericii (Lev.)*. Аммониты характерны для барремских отложений многих районов области Тетис [60, 312 и др.], а двустворки - как для верхнеготеривских, так и для барремских отложений [166, 181, 188, 249 и др.]. В.П. Похиалайнен [186, 274] рассматривает *I. colonicus* как руководящий вид позднего готерива. Более того, он считает [166, 188], что эти иноцерамы приурочены только к флишевым фациям, в то время как в Коппи-Лужкинской зоне они содержатся в алевроаргиллитах с редкими маломощными прослоями песчаников.

На основании вышеизложенного возраст приманкинской свиты в целом рассматривается как барремский, но из осторожности нижнюю границу мы условно проводим внутри верхнего готерива, не исключая более широкого возрастного диапазона.

К этому возрасту в Коппи-Лужкинской зоне относится *каталевская свита*. Она распространена столь же широко, как и предыдущие отложения. Она преимущественно песчаниковая, залегает согласно на барремской приманкинской свите и согласно перекрывается раннеальбской дивнинской свитой.

Можно выделить три типа разрезов каталевской свиты.

Первый тип разреза представлен стратотипом этой свиты, который находится в бассейне р. Дорожная, в междуречье Березовая - руч. Каталевский, и представлен следующей последовательностью (рис. 25 и 33, разр. 88).

1. Песчаники от мелко- до среднезернистых с округлыми и остроугольными включениями аргиллитов размером 1-3 мм, реже до 5 мм и с единичными маломощными (5-15 см) прослоями алевроаргиллитов. Часто встречается обугленный растительный детрит	150 м
2. Алевроаргиллиты массивные	40 м
3. Песчаники как в слое 1	30 м
4. Алевроаргиллиты как в слое 2	30 м
5. Песчаники как в слое 1	150 м
6. Алевроаргиллиты массивные с редкими прослоями мелкозернистых песчаников толщиной первые сантиметры. В алевролитах аммониты <i>Acanthohoplites aschiltaensis</i> (Anthula), <i>A. sp. indet.</i> , <i>Phyllopachyceras sp. indet.</i> , двустворки <i>Aucellina caucasica</i> (Buch.), <i>Entolium sp.</i> , <i>Plicatula sp. (ex gr. carteroniana (Orb.))</i> и др.	120 м
7. Песчаники как в слое 1 иногда с линзами гравелитов и с <i>Parahoplites sp. indet.</i> и <i>Acanthohoplites sp. indet.</i>	150 м
8. Грубое переслаивание песчаников и алевроаргиллитов (первые м) при явном преобладании песчаников	125 м
9. Песчаники массивные от мелко- до среднезернистых с единичными маломощными (до 30 см) линзами гравелитов	120 м

Общая мощность разреза без самых нижних слоев 915 м.

Выше согласно залегает дивнинская свита.

Примерно такой характер каталевской свиты сохраняется по всей зоне. Количество грубообломочных пород может увеличиваться (рис. 25 и 33, разр. 93, 100 и 106), и тогда толщи приобретают грубообломочный облик, но может и уменьшаться до полного их исчезновения (рис. 25 и 33, разр. 92, 109 и 118).

Второй тип разреза несколько отличен от предыдущего и развит в верховьях р. Бол. Уссурка в междуречье руч. Железный и Прощальный (рис. 25 и 33, разр. 90), где по данным Н.К. Цесарского он сложен следующими породами.

1. Песчаники мелкозернистые с маломощными пакетами переслаивания песчаников и алевролитов ...	140 м
2. Алевролиты и туфогравелиты	12 м
3. Спилиты с линзами известняков и с линзой кремнистых аргиллитов, содержащих радиолярии; в известняках мезозойские фораминиферы и мшанки. По простирацию слой замещается переслаиванием песчаников и алевроаргиллитов при преобладании песчаников	75 м
4. Алевролиты и туфогравелиты	8 м
5. Песчаники мелкозернистые массивные с пакетами переслаивания песчаников и алевролитов. Внизу линза ненасыщенных гравелитов с алевролитовым наполнителем и с фауной <i>Aucellina aptiensis</i> (Orb.), <i>A. cf. caucasica</i> (Buch) и др.	360 м
6. Линза кремнисто-глинистых пород с мезозойскими радиоляриями, по простирацию постепенно переходящая в алевроаргиллиты	70 м
7. Ритмично переслаивающиеся песчаники и алевролиты с преобладанием песчаников	100 м

Общая мощность 765 м

Выше согласно залегает дивнинская свита.

Третий тип разрезов развит у границы с Кемской зоной. Они несколько отличаются от описанных, больше похожи на кемскую свиту и условно отнесены к каталевской свите. В ряде мест условна и граница Коппи-Лужкинской и Кемской зон Восточного прогиба. Для примера приведем разрез в верховьях р. Серединка (рис. 25 и 33, разр. 92).

1. Равномерный (через 0,4-0,6 м) песчано-алевролитовый флиш с равным соотношением компонентов	130-150 м
2. Переслаивание песчаников и алевроаргиллитов при преобладании песчаников	150 м
3. Песчаники с редкими маломощными (0,3 м) прослоями алевролитов	70 м
4. Алевроаргиллиты с прослоями песчаников	130 м
5. Неравномерный (через 5-30 м) алевро-песчаный флиш с <i>Acanthoplites cf. spathi</i> Anders. и <i>A. sp. indet.</i>	180 м
6. Алевроаргиллиты массивные и горизонтально слоистые с <i>Acanthohoplites ex gr. abichi</i> Anth., <i>Phyllopachyceras sp.</i> и <i>Solemya sp.</i>	200 м
7. Крупно-неравномерно-ритмичный алевро-песчаный флиш. Алевролиты часто песчанистые	200 м
8. Песчано-алевролитовый флиш с равным соотношением компонентов и с мощностью ритмов 0,25-0,4 м	120 м

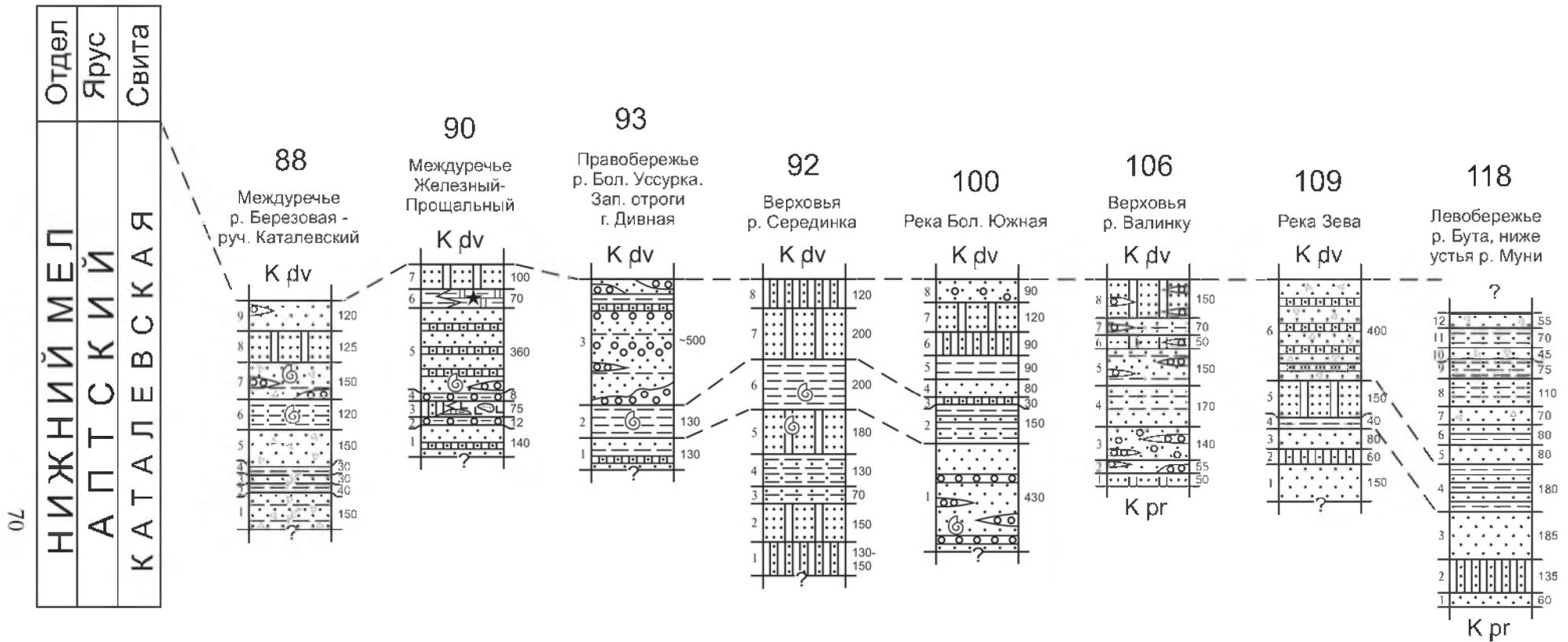


Рис. 33. Корреляция основных разрезов аптских отложений Коппи-Лужинской зоны. **K₁dv** - дивнинская свита (нижний альб), **K₁pr** - приманкинская свита (готерив-баррем). **Номера колонок и авторы:** **88** - В.П. Коновалов (1977 г.), **90** - Н.К. Цесарский (1979 г.), **92, 93** - В.П. Коновалов (1977 г.), **100** - В.М. Кочкин (1971 г.), **106** - В.В. Голозубов (1972 г.), **109** - В.П. Коновалов (1974 г.), **118** - А.В. Демин (1966 г.). **Условные обозначения** см. на рис. 5

Мощность разреза свиты 1190 м, но здесь нет самых низов, и полная ее мощность может достигать 1200 м. Перекрывается она дивнинской свитой. Приведенный разрез похож на каталевскую свиту, но флиш очень сближает его с нижнекемской подсвитой. Мы отнесли его условно к каталевской свите.

В бассейне р. Коппи, Бута и др. разрезы каталевской свиты относят или к верхнеуктурской свите, или к какой-то части ларгасинской свиты. **На левобережье р. Коппи, ниже устья р. Джауса** (рис. 25, разр. 114) развиты мелко-среднезернистые песчаники до 1000 м мощности с редкими маломощными прослоями алевроаргиллитов и с пакетами переслаивания песчаников и алевроаргиллитов. Л.Н. Серебряков обнаружил в песчаниках *Aucellina caucasica* (Buch.) и *A. aptiensis* (Orb.). По составу эта толща больше всего похожа на каталевскую свиту.

Мы привели три типа разрезов каталевской свиты, из которых типичен и наиболее распространен первый. Преимущественно песчаниковый состав - характерный признак свиты. Песчаники часто содержат полуокатанные и неокатанные включения (обломки) алевроаргиллитов величиной 1-3 мм, реже до 5-6 мм. Иногда включения лепешковидные до 10-12 мм в диаметре.

Примерно в средней части большинства разрезов свиты выделяется существенно алевроаргиллитовая пачка, к которой приурочена фауна. Внизу свиты фауна встречается редко, и это, в основном *Aucellina aptiensis* (Orb.) и *A. caucasica* (Buch.) - формы, характерные для апта и альба многих регионов Земли. Представители этого рода, характерные для баррема Северо-Востока России [188], вообще не известны на Сихотэ-Алине. В средней части каталевской свиты, кроме вышеназванных ауцеллин, известны аммониты *Acanthohoplites aschiltaensis* (Anthula), *A. cf. spathi* Anders., *A. ex gr. abichi* (Anthula) и *Parahoplites* sp, которые позволяют уверенно говорить о позднеаптском возрасте вмещающих слоев [9, 60, 249, 276, 297 и др.]. Согласно залегание каталевской свиты на барремских отложениях и согласно перекрытие ее дивнинской свитой с раннеальбской фауной позволяет ограничить возраст каталевской свиты аптом.

Нижний - средний альб

К этому возрастному интервалу в Коппи-Лужкинской зоне относятся дивнинская свита и согласно залегающая на ней светловодненская свита.

Дивнинская свита распространена широко от бассейна р. Павловка на юге до бассейна р. Тумнин на севере. В бассейне рек Коппи и Тумнин она входит в состав среднеуктурской подсвиты, в которую объединены готерив-барремские и нижнеальбские отложения [196], и выделить ее очень сложно. На севере она достаточно четко распознается до бассейна р. Единка.

Дивнинская свита залегает согласно на каталевской и согласно перекрывается светловодненской свитой. Она существенно алевроаргиллитовая и, несмотря на то, что содержит песчаники и грубообломочные породы, именно алевроаргиллиты создают ее "лицо". В ней могут встречаться линзы кремнистых пород, может быть меньше грубообломочных пород, чем в стратотипе, или их нет.

Максимальная мощность до 1000 м.

Стратотип свиты расположен **на правобережье р. Бол. Уссурка в западных отрогах г. Дивная** (рис. 25 и 34, разр. 93).

1. Алевроаргиллиты, залегающие согласно на гравийных песчаниках каталевской свиты 60 м
2. Переслаивание песчаников и алевролитов 50 м
3. Алевролиты массивные и горизонтальнослоистые с редкими прослоями песчаников и пакетами переслаивания песчаников и алевролитов с единичными маломощными линзами гравелитов. В низовье р. Ороченка Н.К. Цесарский собрал из этого слоя аммонитов *Leconteites* sp. и *Puzosia ex gr. alaskana* Imlay. 240 м
4. Песчаники разномощные с линзами и маломощными прослоями гравелитов и конгломератов, а также с прослоями алевролитов 100 м
5. Алевролиты, в основном массивные, с рассеянными кремнистыми гальками и "закатышами" песчаников. Встречаются небольшие линзы глинистых известняков с *Aucellina caucasica* (Buch), *A. anthulai* Pavl., *Protocardia* sp. и др. 220 м
6. Песчаники среднезернистые с линзами гравелитов и прослоями алевролитов с *Aucellina caucasica* (Buch) 30 м
7. Алевролиты, как в слое 5 с редкими прослоями песчаников. В верхней части *Aucellina caucasica* (Buch), *A. cf. aptiensis* (Orb.) и др. 220 м

Общая мощность свиты 920 м, а в бассейне р. Валинку, Тавасикчи и Бол. Светловодная - до 1000 м.

В районе стратотипа, **в бассейнах рек Середишка, Глухоманка** (рис. 25 и 34, разр. 95) грубообломочных пород довольно много, к югу и к северу их намного меньше, и **в бассейнах рек Валинку, Тавасикчи, Бол. Светловодная** (рис. 25 и 34, разр. 107), **Зева** (рис. 25 и 30, разр. 109) они встречаются только их единичные небольшие линзы; **в бассейне р. Павловка и южнее, в верховьях рек Бикин и Единка** их вообще нет. В **верховьях р. Единка** есть небольшие линзы кремнистых пород с радиоляриями. В 1967 г. Л.М. Олейник под руководством А.И. Жамойды определила отсюда альбский комплекс радиолярий: *Spirema* (?) sp., *Eusyngium* (?) sp., *Conosphaera* sp., *C. sphaeroconus* Rust., *Saturnalis* sp., *Stichocapsa* sp., *S. sp. indet.*, *S. pyramidalis* Chedia, *S. ovata* Hinde, *S. boengai* Hinde, *S. plicatoderma* (?), *Cenosphaera* sp., *C. asturana* Rust., *C. kinzuchensis* Zhamoida, *C. helianthoidea* Zhamoida, *C. triassica* Zhamoida, *Dictyocephallus* sp., *D. ochoticus* Zhamoida, *Tricolocapsa elongata*

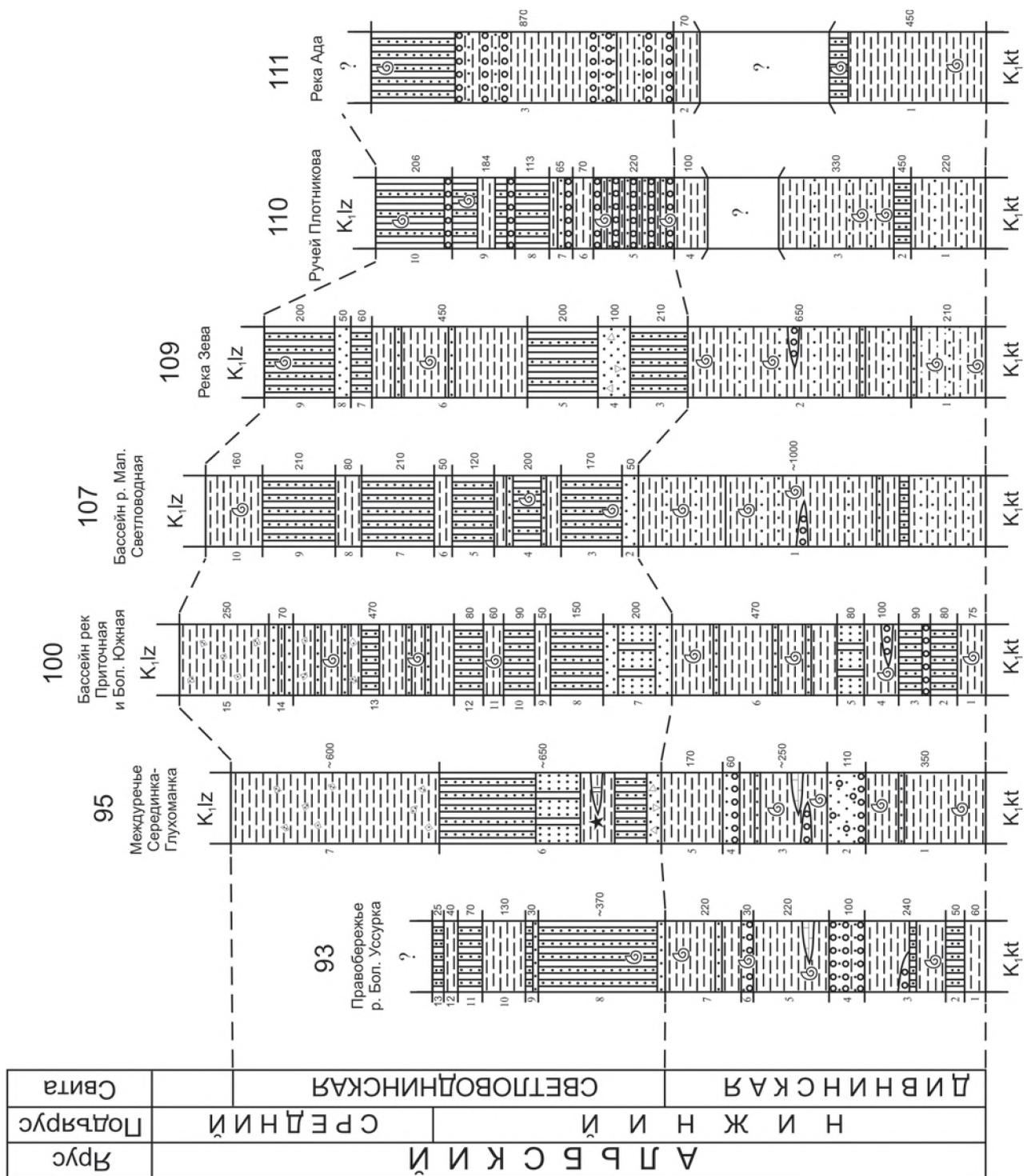


Рис. 34. Корреляция основных разрезов ниже-среднеальбских отложений Коппи-Лужинской зоны.

$K_1 kt$ - каталевская свита (апт), $K_1 Iz$ - лужинская свита (средний - верхний альб). Номера колонок и авторы: **93 и 95** - В.П. Коновалов (1977 г.), **100** - В.М. Кочкин (1971 г.), **107** - В.П. Коновалов (1974 г.) с использованием материалов В.И. Надежкина (1973 г.) и В.К. Матушкина (1972 г.), **109** - В.П. Коновалов (1974 г.) с использованием материалов А.А. Сясько (1973 г.), **110 и 111** - В.П. Коновалов (1970 г.). Условные обозначения на рис. 5

Pantanelli, T. pitula Hinde, *T. sp. indet.*, *T. sp.*, *Dictyomitra sp. indet.*, *D. disparlita* Kh. Aliev, *D. proxima* Hinde, *D. tamis* Hinde, *D. crassa* Hinde, *Dictyastrum (?) sp.*, *Dorysphaera favosa* Zhamoïda, *Dicolocapsa inclusa* Hinde, *Lithocampe doliiformis* Zhamoïda, *L. schicotica* Zhamoïda < *L. lipmanae* Kh. Aliev, *L. aff. impervia* Rust, *Teracapsa sp. indet.*, *T. zinckoni* Rust, *Phormocampe (?) sp. indet.*, *Stichomitra sp. indet.*, *Cenellipsis compressa* Hinde, *Theocampe sitiforme* Chedia, *Lithomitra (?) sp.*, *Carosphaera (?) sp.*, *Stylosphaera sp.*, *Porodiscus bicinetus* Rust., *Cenellipsis cypridina* Zittel, *Trisphaera sp. indet.*, *Stilatractus ovatus (?)* Hinde и *Histiatrium timenensis* Lipman.

В бассейне р. Зева и по руч. Плотникова (бассейн р. Бикин) (рис. 25 и 34, разр. 109) разрезы однотипны.

В первом случае он более полный, и по данным В.П. Коновалова (1974 г.) и А.А. Сясько (1976 г.) выглядит следующим образом.

1. Алевролиты песчанистые, 20 м в основании более “чистые” слоистые с *Nucula sp.*, *Solemya sp. indet.*, *Entolium sp. nov.*, *Oxytoma ex gr. camselli McLearn* и *Mactromya sp.* 210 м
2. Алевролиты тонкогоризонтальнослоистые с редкими маломощными прослоями песчаников и единичными линзами гравелитов с алевритовым наполнителем. В верхней части *Inoceramus cf. anglicus Woods*, *Thracia sp.*, *Solemya sp.*, *Aucellina caucasica (Buch)*, *A. aptiensis (Orb.)*, *A. anthulai Pavl.*, *Puzosia alaskana Imlay* и *Eogaudryceras shimizui menneri Avd.* 650 м

Общая мощность 860 м

В бассейне р. Бикин в дивнинской свите есть круглые и овальные конкреции мергелей размером 10-50 см, которые часто содержат фауну ауцеллин и аммонитов. На левобережье р. Коппи, ниже устья р. Джауса в существенно алевроаргиллитовой толще с редкими прослоями песчаников и с пакетами переслаивания песчаников и алевроаргиллитов известны *Aucellina caucasica (Buch)*, *A. aptiensis (Orb.)* и *A. anthulai (Pavl.)*. По строению и по фауне эта толща хорошо сопоставляется с дивнинской свитой. В целом, в дивнинской свите Коппи-Лужжинской зоны известно около 80 местонахождений ископаемой фауны, большая часть которых представлена ауцеллинами и другими двустворками и меньше - аммонитами. Приведем обзор разрезов, в которых обнаружена фауна (рис. 25 и 34).

В междуречье Серединка - Глухоманка (разр. 95) фауна известна из нижней и верхней части слоя 1, а также из слоя 3. Внизу слоя 1 известна *Puzosia sp.*, а сверху - *Leda sp. indet.*, *Thracia sp. indet.* и *Variamussium sp.* В слое 3 - *Acila sp.*, *Tancredia sp. indet.*, *Pleuromya sp. indet.*, *Variamussium sp.*, *Aucellina caucasica (Buch)*, *A. cf. aptiensis (Orb.)*, *A. anthulai Pavl.*, *Solemya sp.*, *Protocardia sp.*, *Puzosia alaskana Imlay*, *Grantzicerias glabrum (Whit.)*, и *Anagaudryceras sp.*

В бассейне рек Приточная и Бол. Южная (разр. 100) фауна известна на четырех уровнях. В слое 1 - *Puzosia alaskana Imlay*, *Aucellina cf. caucasica (Buch.)*, *A. anthulai Pavl.*, *A. sp. indet.*, *Entolium sp.*, ядра брахиопод и колпачковидных гастропод. В слое 4 - *Leda sp.*, *Aucellina caucasica (Buch.)*, *A. aptiensis (Orb.)*, *A. cf. anthulai Pavl.* и *A. sp. indet.* В слое 6 внизу - *Aucellina caucasica (Buch)*, *A. sp. indet.* и *Puzosia sp. indet.*, а сверху - *Leda sp. indet.*, *Astarte sp. indet.* и *Puzosia sp. indet.*

В бассейне р. Мал. Светловодная (разр. 107) из верхней части свиты известны: *Nucula sp.*, *Entolium sp.*, *Astarte sp. indet.*, *Inoceramus ex gr. anglicus Woods*, *I. sp. indet.*, *Colvillia sp. indet.*, *Grantzicerias sp. indet.* и *Hemiaster ex gr. judinkensis Schmidt.*

В разрезе по руч. Плотников (разр. 110) из нижней части слоя 3 известны *Leda sp.*, *Variamussium sp.*, *Inoceramus cf. anglicus Woods*, *I. sp. indet.*, *Phylloceras sp. indet.* и *Cleonicerias (?) sp.*

На р. Ада (разр. 111) из нижней части свиты - *Thracia sp.*, *Thetironia sp.*, *Aucellina aptiensis (Orb.)*, *A. caucasica (Buch)*, *A. anthulai Pavl.*, *Grantzicerias glabrum (Whit.)* и *Puzosia alaskana Imlay.*

Если из этих списков выбрать фауну, важную для установления возраста, то вырисовывается следующая картина. По всему разрезу дивнинской свиты прослеживается три вида ауцеллин: *Aucellina caucasica*, *A. aptiensis* и *A. anthulai*. Первые два вида характерны для апта и альба, а последний только для раннего альба [9, 216]. Альбский возраст подтверждает и *Oxytoma camselli* [270]. Из нижней части свиты, кроме названных двустворок известны аммониты *Leconteites sp.* и *Puzosia alaskana Imlay*. Первый характерен для нижних частей нижнего альба, а второй “проходит” через весь нижний альб [269, 270, 275, 278, 279 и др.].

В верхней части дивнинской свиты, кроме перечисленных ауцеллин есть иноцерамы, сходные с *Inoceramus anglicus Woods*. В типичном проявлении этот вид характерен для среднего и верхнего альба, но в Северо-Тихоокеанском регионе формы, похожие на него, известны и из нижнего альба [182, 190, 270 и др.].

Помимо двустворок здесь известны аммониты *Eogaudryceras schinizui menneri*, *Puzosia alaskana*, *Grantzicerias glabrum* и *Cleonicerias (?) sp.* В таком сочетании эти формы характерны для нижнего альба [4, 269, 270, 275, 278 и др.].

В целом, раннеальбский возраст дивнинской свиты устанавливается вполне уверенно.

Светловоднинская свита распространена в тех же районах вместе с дивнинской свитой, залегает на ней согласно, и ей свойственно ритмичное переслаивание песчаников и алевроаргиллитов с пластинами алевроаргиллитов, а в некоторых местах - с гравелитами в начале ритмов. Мощность свиты более 1400 м.

На левобережье р. Мал. Светловодная (рис. 25 и 34, разр. 107) находится стратотип свиты, строение которого следующее.

2. Песчаники мелкозернистые с тонкими прослоями алевролитов 50 м
3. Ритмичное переслаивание песчаников и алевролитов в примерно равных количествах. Внизу слоя *Lytoceras sp.*, *Inoceramus sp.* и *Hemiaster sp.* 170 м
4. Алевроаргиллиты внизу и сверху мощностью 40-50 м; в средней части флишоидное чередование песчаников и алевроаргиллитов с преобладанием последних (рис. 35). В алевроаргиллитах *Colvillia (?) sp.*, *Grantzicerias cf. affine (Whit.)*, *Puzosia sp.*, *Inoceramus ex gr. anglicus Woods* и *Hemiaster sp.* 200 м
5. Ритмичное переслаивание песчаников и алевролитов в примерно равном соотношении 120 м
6. Алевроаргиллиты 50 м
7. Ритмичное переслаивание (рис 35) 210 м

СЛОЙ 4

СЛОЙ 7

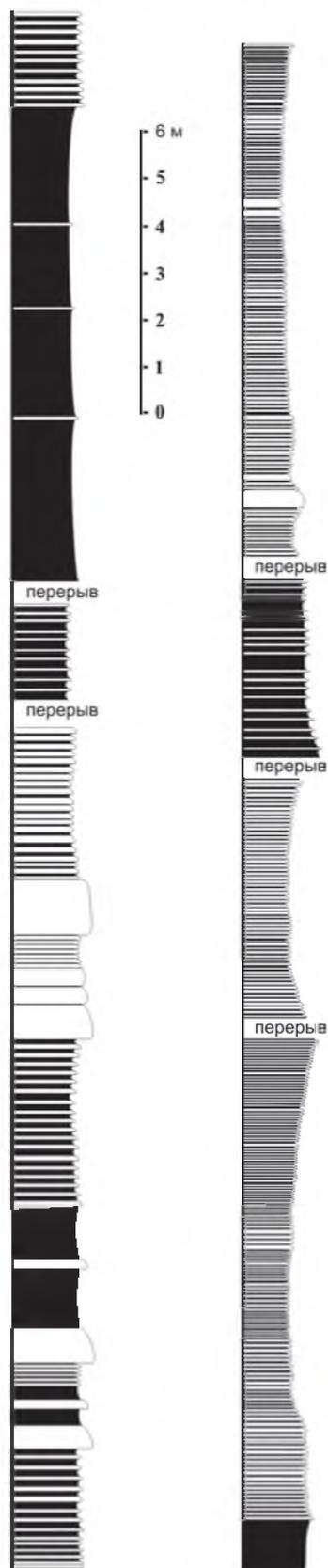


Рис. 35. Характер переслаивания песчаников и алевроаргиллитов в светловоднинской свите (рис. 25 и 34, разр. 107). Белое - песчаники, черное - алевроаргиллиты

- 8. Алевроаргиллиты с очень редкими маломощными прослоями песчаников 80 м
 - 9. Ритмичное переслаивание песчаников и алевролитов 170-270 м
 - 10. Алевролиты массивные с *Aucellina caucasica* (Buch), *Inoceramus* sp., *Puzosia* sp., *Subarcthoplites* (?) sp. indet. и *Gastroplites* sp. 100-200 м
- Общая мощность около 1250 м

По простираанию разрезы фациально несколько меняются - то больше мощность алевроаргиллитов, то песчаников, местами появляются линзы гравелитов и кремнистых пород. В бассейне верхнего течения р. Бикин основание ритмов иногда сложено гравелитами, но в целом свита состоит из ритмичного переслаивания песчаников и алевроаргиллитов. Картина появления и исчезновения грубообломочных пород в светловоднинской свите несколько иная, чем в дивнинской. Грубообломочные породы характерны в верховьях р. Бикин (руч. Плотников, реки Ада и частично Зева), к югу и к северу их нет, а в междуречье Серединка - Глухоманка (бассейн р. Бол. Уссурка) появляются кремнистые породы.

В некоторых местах (рис. 25 и 34, разр. 95 и 100) в алевроаргиллитах верхней части свиты есть неокатанные обломки песчаников, внизу размером 1-5 см, вверху - 6-20 см, а некоторые обломки достигают 50 см. Возможно, это олистодрома или интенсивный будинаж в мощной тектонической зоне.

По руч. Плотникова (рис. 25 и 34, разр. 110) светловоднинская свита представлена следующим разрезом.

- 5. Переслаивание гравелитов (мощностью 2-10 м), песчаников (0,1-1 м) и алевроаргиллитов (0,3-25 м). Внизу *Thetironia* cf. *minor* (Sow.), *Modiolus* sp. и *Entolium* sp.; вверху - *Inoceramus* cf. *anglicus* Woods, *Hypophylloceras* (?) sp. indet., *Grantziceras* sp., *Callizoniceras* (?) sp. indet. и *Cleoniceras* sp. 220 м
 - 6. Алевроаргиллиты горизонтальнослоистые 70 м
 - 7. Переслаивание как в слое 5 65 м
 - 8. Переслаивание песчаников и алевроаргиллитов с преобладанием последних 113 м
 - 9. Переслаивание как в слое 8, в основании гравелиты, есть также алевроаргиллиты мощностью до 30 м. Вверху *Leda* sp., *Thracia* sp. и др. 184 м
 - 10. Флишоидное чередование песчаников (3-15 см) и алевроаргиллитов (10-50 см). В основании 6 м гравелитов. Вверху *Leda* sp., *Thracia* sp., *Hemiaster* ex gr. *judinkensis* Schmidt и *Ditrupa* sp. 206 м
- Общая мощность 858 м

На правом берегу р. Серединка (рис. 25 и 34, разр. 95) в кремнистой линзе слоя 6 А.А. Сясько (1971 г) обнаружил радиолярий, из которых Л.М. Олейник определила *Genellipsis gigantea* Rust., *Amphibrachium* sp. indet., *Porodiscus kavilknensis* Kh., *Spongoprimum* sp. indet., *Conosphaera sphaeroconus* Rust., *Theocosphaera conosphaerica* Zham., *Sethocapsa* sp., *Trilocapsa* ex gr. *nodosa* Tan Sin Hok, *Dictyomitra* ex gr. *multicostata* Zham., *Lithocampe magnifica* Rust., *L. sp. indet.*, и *Stichocapsa* ex gr. *rotunda* Hinde. Возраст радиолярий раннемеловой.

В верховьях рек Бо - Джауса (бассейн р. Коппи) Б.Г. Матвеев (1966 г.) в толще переслаивания песчаников и алевроаргиллитов мощностью более 1000 м, отнесенной к среднеларгасинской подсвите собрал *Acila* sp. indet., *Nucula* sp. и *Inoceramus anglicus* Woods (определения А.А. Капицы и М.А. Пергамент). Толща очень похожа на светловоднинскую свиту.

В светловоднинской свите местонахождений фауны мало. Помимо перечисленных выше остановимся на разрезах рис. 25 и 34.

На правом берегу р. Бол. Уссурка (разр. 93) из низов слоя 8 известны *Phacoides* sp., *Entolium* sp., *Aucellina* cf. *caucasica* (Buch), *A. cf. aptiensis* (Orb.), *A. sp. indet.*, *Tetragonites* ex gr. *timotheanus* (Pictet) и *Cleoniceras* (?) sp.

indet. В бассейне р. Бол. Южная (разр. 100) из слоя 11 - *Aucellina ex gr. caucasica* (Buch); из нижней части слоя 13 *Aucellina sp. indet.*, *Thracia sp.* и *Astarte sp.*, а из его верхней части - *Leda sp.*, *Barbatia sp. indet.*, *Thracia sp.*, *Anagaudryceras (?) ex gr. aurarium Anders.* и *Puzosia sp. indet.* В бассейне р. Зева (разр. 109) из верхней части слоя 6 фрагменты аммонитов; из слоя 9 *Leda sp.*, *Inoceramus sp. indet.*, *Thracia sp.* и *Ditrupea sp.* В бассейне р. Ада (разр. 111) из верхних горизонтов разреза *Puzosia sp. indet.* и *Grandzicerus sp. indet.*

Из этих списков фауны для стратиграфии важны следующие формы. Из нижней части светловоднинской свиты *Aucellina cf. caucasica* (Buch), *A. cf. aptiensis* (Orb.), *Inoceramus cf. anglicus* Woods, *I. ex gr. anglicus* Woods, *Tetragonites ex gr. timotheanus* (Pictet) и *Grandzicerus cf. affine* (Whit.). В этом сочетании фауна позволяет датировать нижнюю часть светловоднинской свиты как ранний альб. Из верхней части свиты известны *Anagaudryceras (?) ex gr. aurarium Anders.*, *Puzosia sp.*, *Subarcthoplites (?) sp. indet.* и *Gastropylites sp.* Этот комплекс позволяет датировать верхнюю часть светловоднинской свиты средним альбом [4, 188, 269, 270, 275], вероятнее всего, началом среднего альба, так как выше согласно залегает среднеальбская лужкинская свита.

Средний - верхний альб

К этому возрасту относится лужкинская свита, выделенная Б.А. Ивановым [75]. Она слагает ядра наиболее глубоких синклиналей или блоки среди других меловых отложений и залегает согласно, а иногда с размывом на светловоднинской свите.

Стратотип свиты расположен на правом берегу р. Мал. Сотникова (бассейн р. Павловка), на водоразделе ручьев Орлиный и Кривой (рис. 25 и 36, разр. 87), где он имеет следующее строение:

1. Песчаники от мелко- до среднезернистых зеленовато-серые с линзами гравелитов и с рассеянным гравием кремней. В песчаниках обильные *Pterotrigonia pocilliformis* (Yok.), *P. ex gr. hokkaidoana* (Yeh.), *Quadratortrigonia (Transitrigonia) cf. fudsinensis* Mirol. и др. 150 м
2. Алевритовые песчаники с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. Обильная фауна *Pterotrigonia pocilliformis* (Yok.), *Pleuromya cf. kelleri* Imlay, *Pseudomaura (?) sp. indet.* и др. 600 м
3. Песчаники мелкозернистые зеленоватые с *Grammatodon (Nanonavis) ex gr. yokayamai* (Yabe et Nagao) 50 м
4. Алевролиты темно- и зеленовато-серые часто песчаные с растительным детритом, с редкими тонкими прослоями мелкозернистых песчаников, с фауной *Grammatodon (Nanonavis) ex gr. yokayamai* (Yabe et Nagao), *Inoceramus cf. concentricus* Park., *Thracia kissoumi* (McLearn), *Helicaulax (?) sp. indet.*, *Parasilesites ex gr. orientalis* I. Mich. et Terech. и др. 190 м
5. Песчаники мелкозернистые зеленовато-серые 50 м

Мощность разреза около 1000 м

Более высоких горизонтов лужкинской свиты в стратотипической местности не известно.

В многочисленных местонахождениях в этом районе, кроме перечисленных видов, из слоя 1 известны *Ussuritrigonia ussurica* Konov., *U. subpiriformis* Konov., *Panope gurgitis* (Brongn.), *P. inflata* Goldf., "*Callista*" *pseudoplana* (Yabe et Nagao) и др.; из слоя 2 - *Thracia sanctae-crucis* Pictet et Camp., *Panope gurgitis* (Brongn.), "*Beudanticeras*" *ex gr. haydeni* (Gabb.) и др.

В большинстве районов северо-восточнее свита представлена только слоем 1 и иногда нижней частью слоя 2 (рис. 25 и 36, разр. 98 и 107). Она легко узнается, благодаря обилию тригониид. Слой 1 фациально изменчив - он может содержать мощные алевроаргиллиты или пакеты переслаивания песчаников и алевроаргиллитов; далеко не везде в нем есть гравелиты и конгломераты. Мощность слоя 50-500 м и более. Слой 2 может содержать много алевроаргиллитов (рис. 25 и 36, разр. 110).

Начиная с правобережья р. Бикин (от пос. Охотничий) в лужкинской свите появляются актеонеллиды которые еще севернее часто преобладают над тригонидами. Гастроподы изучались З.Н. Поярковой, а двустворчатые моллюски и аммониты В.П. Коноваловым [191]. Фациально свита меняется также как описано выше.

В бассейне среднего течения р. Самарга (рис. 25 и 36, разр. 112) известен наиболее полный разрез лужкинской свиты. В 1969-71 гг. его изучали А.В. Олейников [177] и В.П. Коновалов [92]. Здесь на светловоднинской свите согласно залегают следующие слои:

1. Грубое чередование песчаников мелко-среднезернистых (2-25 м), алевролитов (2-7 м) и тонкопереслаивающихся песчаников и алевролитов (3-35 м). Песчаники резко преобладают. В основании песчаники с раковинами амфидонт, *Ovactaeonella dolium* (Roem.), *Nerineoptyxis sp.*, *Craginia konovalovi* Pojar., *Purpurina sp.* и др. (5 м), а на них - алевролиты (4-5 м) с остатками морских ежей, траций и растений *Cladophlebis exiliformis* Oishi, *Elatides ex gr. curvifolia* (Dunk.) Nath., *Athrotaxites sutschanicus* Krassil. и *Athrotaxopsis cf. expansa* Font. emend. Berry. (Здесь и ниже растительные остатки определены В.А. Красиловым и С.А. Шороховой). Выше в многочисленных местонахождениях обнаружены ацилы, амфидонты, *Oxytoma camselli* McLearn, *Plicatula ex gr. gurgitis* Pictet et Roux., *Brachidontes pedernelis* (Roem.), *Panope gurgitis* (Brongn.), редкие *Quadratortrigonia (Transitrigonia) fudsinensis* Mirol., *Ovactaeonella dolium* (Roem.), *Craginia konovalovi* Pojar. и остатки растений *Pelletieria ussuriensis* (Pryn.) Krassil., *Onychiopsis psilotoides* (Stokes et Webb.) Ward., *Cladophlebis frigida* (Heer.) Sew., *C. exiliformis* Oishi и *Sagenopteris cf. tyrmensis* Sew. до 400 м
2. Песчаники от мелко- до среднезернистых с тонкими прослоями алевролитов. В нижней части *Cladophlebis exiliformis* Oishi и *Onychiopsis psilotoides* (Stokes et Webb.) Ward. 400 м

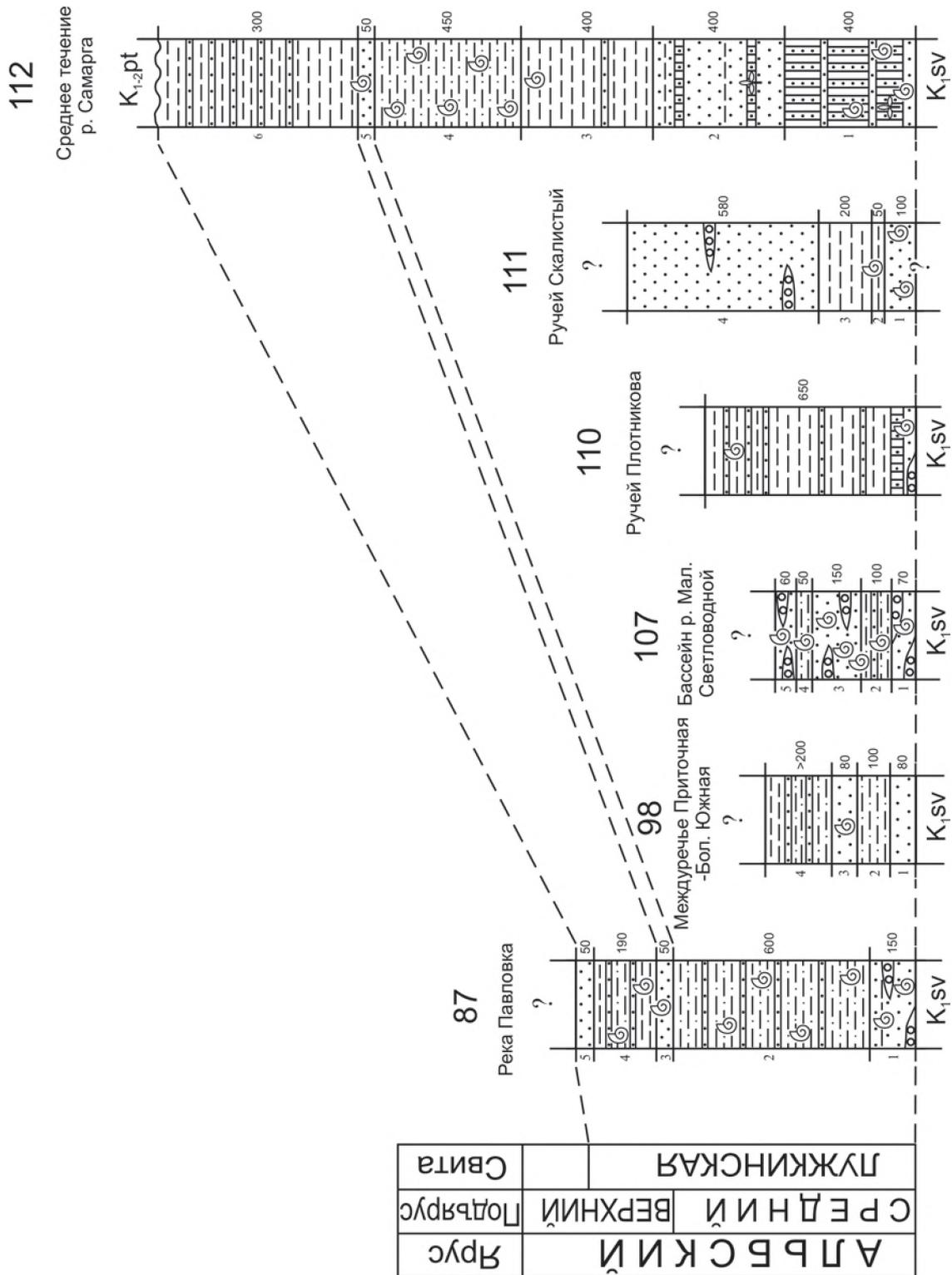


Рис. 36. Корреляция основных разрезов средне - верхнеальбских отложений Коппи-Лужкинской зоны. $K_1 sv$ - светловоднинская свита (нижний - средний альб), $K_{1-2} pt$ - петрозоевская свита (альб - сенман). **Номера колонок и авторы:** **87** - В.П. Коновалов и В.П. Никифоров (1984 г), **98** - В.Н. Овечкин (1971 г.), **107** - В.П. Коновалов (1974 г.), **110** - В.П. Коновалов (1974 г.), **111** - В.С. Киричек (1969 г.), **112** - В.П. Коновалов (1974). **Условные обозначения** на рис. 5

3. Алевролиты с редкими прослоями песчаников и с остатками морских ежей, ацид, <i>Inoceramus ex gr. anglicus Woods</i> , <i>Entolium utukokense Imlay</i> , <i>Panope cf. inflata Goldf.</i> , <i>Thracia cf. kissoumi McLearn</i> , <i>Pleuromya cf. sikkani McLearn</i> и др.	400 м
4. Алевропесчаники с редкими тонкими прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов. Остатки ацид, <i>Inoceramus salomoni Orb.</i> , <i>Entolium utukokense Imlay</i> , <i>Ussuritrigonia ussurica Konov.</i> , <i>U. dedalea Konov.</i> , " <i>Callista</i> " <i>pseudoplana (Yabe et Nagao)</i> , <i>Panope gurgitis (Brongn.)</i> , <i>P. cf. inflata Goldf.</i> , <i>Thracia sanctae-crucis Pictet et Camp.</i> , <i>Th. kissoumi McLearn</i> , <i>Anagaudryceras sp.</i> , <i>Gastrolites (?) sp.</i> , <i>Paragastrolites cf. flexicostatus Imlay</i> и др.	450 м
5. Песчаники зеленовато-серые мелкозернистые с остатками <i>Quadratrigonia (Transitrigonia) fudsinensis Mirol.</i> , <i>Pterotrigonia pocilliformis (Yok.)</i> , <i>Ussuritrigonia ussurica Konov.</i> , <i>U. dedalea Konov.</i> , <i>Panope gurgites (Brongn.)</i> , <i>Nerineoptyxis sp.</i> и др.	50 м
6. Алевроаргиллиты зеленовато-серые с прослоями мелкозернистых песчаников	300 м
Общая мощность 2000 м	

А.В. Олейников [176] ошибочно утверждает, что вышеприведенный разрез составлен В.П. Коноваловым [92, 193] по правому борту долины р. Самарга. В действительности, на правом берегу р. Самарга разрез целиком не обнажается, и там нет такого обилия фауны, поэтому он составлен от правобережья р. Самарга, где обнажен контакт лужкинской и светловоднинской свит, первая и вторая толщи лужкинской свиты, и наращивался по левобережью р. Кукси (правому притоку р. Самарга), как это сделал и А.В. Олейников. Разночтение разреза у нас объясняется разным подходом к корреляции частных разрезов по левобережью р. Кукси и правобережью р. Самарга.

Слой I на правом берегу р. Самарга мы рассматриваем как самый нижний потому, что он залегает на песчано-алевроаргиллитовой толще, в которой А.С. Тишина обнаружила в 1959 г. *Aucellina caucasica (Buch)* - форму, характерную для долужкинского уровня нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня. А.В. Олейников рассматривает наш слой I как свою третью толщу и коррелирует ее со своими третьими толщами по левобережью р. Кукси, хотя по составу, строению и по фауне эти толщи совершенно не похожи. На правом берегу р. Самарга это существенно песчаниковая толща с большим количеством овалитов и других гастропод, а на левобережье р. Кукси эта толща сложена алевритовыми песчаниками (наш слой 4) и не содержит гастропод. Все это свидетельствует, что эти толщи не могут быть одним стратоуровнем. Остальные толщи скоррелированы А.В. Олейниковым также произвольно. В целом же разрез по левобережью р. Кукси у нас и у А.В. Олейникова совпадает, только здесь нет самой нижней толщи.

Из лужкинской свиты известно более 150 местонахождений фауны, в которых преобладают тригонииды и актеонеллиды, значительно реже встречаются аммониты и иноцерамиды. Органический мир лужкинского времени очень разнообразен: из двустворок это представители родов *Nucula*, *Acila*, *Grammatodon*, *Pharus*, *Oxytoma*, *Liostrea*, *Amphydonta*, *Entolium*, *Chlamys*, *Camptoneetes*, *Homomya*, *Pleuromia*, *Panope*, *Isognomon*, *Inoceramus*, *Thracia*, "*Callista*", *Pterotrigonia*, *Quadratrigonia*, *Ussuritrigonia* и др.; из гастропод - *Ovactaeonella Nerineoptyxis*, *Craginia*, *Purpurina* и др.; из аммонитов - *Beudanticeras*, *Parasilesites*, *Paragastrolites* и др. Из них для лужкинской свиты характерны *Panope gurgitis (Brongn.)*, *P. elongatissima (McLearn)*, *Pleuromya sikkani McLearn*, *Brachidontes pedernalis Roem.*, "*Callista*" *pseudoplana Yabe et Nagao*, *Pterotrigonia hokkaidoana (Yeh.)*, *P. pocilliformis (Yok.)*, *Quadratrigonia (Transitrigonia) fudsinensis Mirol.*, *Ussuritrigonia ussurica Konov.*, *U. subpyriformis Konov.*, *U. dedalea Konov.*, *Inoceramus salomoni Orb.*, *I. cf. concentricus Park.*, *Ovactaeonella dolium (Roem.)*, *Nerineoptyxis sp.*, *Paragastrolites cf. flexicostatus Imlay*, *P. ex gr. spieckeri (McLearn)* и "*Beudanticeras*" *ex gr. haydeni (Gabb.)*.

Среднеальбский возраст лужкинской свиты обосновывается аммонитами и актеонеллидами [92, 191], хотя и двустворки - *Panope elongatissima*, *Pleuromia sikkani*, *Brachidontes pedernalis* и некоторые другие пока известны только из среднеальбских отложений [270], а все вышеперечисленные виды - из среднеальбских отложений Приморья.

Поскольку верхняя часть лужкинской свиты не охарактеризована органическими остатками, мы допускаем, что ее накопление закончилось в начале позднего альба.

Толщи спорного стратиграфического положения

В бассейне р. Бикин развиты толщи, не похожие по характеру разреза на лужкинскую свиту, но отнесенные к ней некоторыми геологами (Пущин, 1968 г., Киричек, 1969 г. и др.). Мы же считаем их более молодыми.

В среднем течении р. Зева, в верховьях рек Ада, Килоу и в прилегающих районах развиты вулканогенно-осадочные образования, залегающие резко несогласно на светловоднинской свите. Это соотношение хорошо видно на р. Зева, где с угловым несогласием на светловоднинской свите залегает толща конгломератов и песчаников с редкими прослоями алевроаргиллитов. Ее разрез следующий.

1. Конгломераты среднегалечные с алевритовым наполнителем, составляющим 35-40% объема конгломератов. Гальки хорошо и полуокатанные, с преобладающими размерами 3-5 см, изредка - 12-15 см. Гальки состоят из разнозернистых песчаников серого, зеленовато- и буровато-серого цвета, алевролитов, кремнистых пород, кварца, эффузивов среднего и кислого состава. В наполнителе отпечатки обрывков стеблей растений	1,6 м
2. Песчаники мелко-среднезернистые горизонтально-слоистые с прослоями алевролитов (8-12 см)	2,6 м
3. Конгломераты мелкогалечные, сверху переходящие в гравелиты. Состав галек и гравия тот же, наполнитель - разнозернистый песчаник	0,7 м

4. Песчаники мелкозернистые горизонтальнослоистые с линзами гравелитов мощностью до 20 см	3 м
5. Переслаивание массивных мелкозернистых песчаников и алевролитов в примерно равном соотношении	1 м
6. Конгломераты средне-крупногалечные с песчаным наполнителем. Гальки размером 3-7 см хорошо и полуокатаны состоят, в основном, из песчаников, алевролитов, реже кремнистых пород и кварца	1,6 м
7. Переслаивание алевролитов (5-20 см) и мелкозернистых песчаников (5-15 см)	5,2 м
8. Конгломераты мелковалунные (размер галек и валунов 5-25 см, редко 30-70 см). Наполнитель внизу песчаный, сверху песчано-алевритовый. Гальки и валуны хорошо или полуокатаны и представлены песчаниками серыми, зеленовато-серыми, буровато-серыми мелко- и среднезернистыми массивными и горизонтальнослоистыми, алевролитами, в том числе известковистыми, известняками, кварцитами (?), кремнистыми породами, андезитами, фельзитами и гранитоидами. Крупные валуны сложены, в основном, различными песчаниками, реже известковистыми алевролитами. В некоторых известняковых валунах обнаружена верхнепалеозойская микрофауна и мшанки. В известковистых алевролитах найдена раннеальбская фауна: <i>Phyllopacchyceras chitinanum</i> Imlay, <i>Puzosia alaskana</i> Imlay, <i>Desmoceras</i> (?) sp., <i>Kennicotia</i> sp., <i>Panope</i> sp., <i>Thetironia</i> sp., <i>Aucellina caucasica</i> (Buch), <i>A. aptiensis</i> (Orb.), <i>A. anthulai</i> Pavl. и др.	24 м
9. Конгломераты слоя 8 постепенно переходят в гравелиты. Гравий сложен, в основном, песчаниками, алевролитами, кремнистыми породами и кварцем. Наполнитель песчано-алевритовый с линзами угля мощностью 3-5 см	2,5 м
10. Песчаники среднезернистые с включениями алевролитов до 6 мм	2,6 м
11. Алевролиты массивные	0,5 м
12. Песчаники как в слое 10	4,4 м
13. Алевролиты как в слое 11	0,5 м
14. Песчаники как в слое 10	1 м
15. Конгломераты мелкогалечные. В гальках песчаники, алевролиты, кремнистые породы и эффузивы	0,7 м
16. Песчаники средне-крупнозернистые массивные с включениями алевролитов	1,6 м
17. Алевролиты массивные	0,4 м
18. Песчаники как в слое 16	1,1 м
19. Переслаивание алевролитов (12-25 см) и мелкозернистых песчаников (3-6 см)	7 м
20. Песчаники средне-крупнозернистые, иногда гравийные массивные, реже горизонтальнослоистые с прослоями алевролитов (10-20 см)	4 м
21. Переслаивание песчаников (10-20 см) и алевролитов (2-10 см)	7,6 м
22. Гравелиты песчаные	1 м
23. Алевролиты массивные	0,3 м
24. Переслаивание гравийных песчаников и гравелитов (6-25 см) и алевролитов (5-10 см)	23 м

Мощность разреза около 100 м

На левом берегу против описанного обнажения в алевроаргиллитах верхнего слоя И.К. Пушин (1968 г.) обнаружил *Pleuromya* sp. и *Tellina* sp. В.И. Надежкин, И.К. Пушин, А.А. Сясько и В.П. Коновалов собрали из галек конгломератов меловую фауну, а В.П. Коновалов, кроме того, и палеозойскую.

В верховьях р. Ада и Килоу эта толща имеет примерно то же строение, но мощность ее более 150 м. На правобережье р. Ада В.К. Мостовой и В.П. Коновалов собрали из галек, сложенных известковыми алевролитами: *Tetragonites* sp., *Eogaudriceras ex gr. shimizui* Breist., *Anagaudryceras cf. aurarium* Anders., *Puzosia alaskana* Imlay, *Aucellina caucasica* (Buch), *A. aptiensis* (Orb.), *A. anthulai* Pavl., *Camptonectes dattermani* Imlay, *Lima cf. gaultina* Woods и др. Вся эта фауна явно раннеальбская.

В верховьях р. Бол. Килоу сверху толщи обнаружена *Linotrigonia* (*Oistotrigonia*) sp.

Выше и согласно на нижней толще залегает вторая - туфоалевроаргиллитов и алевроитовых песчаников мощностью 200-250 м с линзами и прослоями (0,5-12 м) гравелитов и конгломератов. Тонкозернистые породы зеленовато-серые, коричневые и иногда сургучно-красные. В некоторых местах в этой толще есть прослои туфов андезитов. В верховьях р. Килоу в одном из таких прослоев обнаружена *Lima* sp.

Выше без видимого несогласия, но часто с мелкогалечными конгломератами 3-6 м мощности в основании залегает толща переслаивающихся андезитов (2,5-40 м) и туфов андезитов (30-50 м) с редкими прослоями туфо-песчаников. Мощность толщи более 300 м.

Фауна, содержащаяся в двух нижних толщах (не из галек), если она не переотложена, явно морская, но судить о возрасте по ней не представляется возможным. Представители родов *Pleuromya*, *Tellina* и *Lima* широко распространены в мезозойских отложениях. *Linotrigonia* (*Oistotrigonia*) широко распространена в меловых отложениях, но наиболее характерна для верхнего альба и нижнего сеномана. В лужкинской свите подобные тригониды до сих пор неизвестны, и этот факт говорит в пользу того, что эта фауна, вероятнее всего не переотложена.

И.К. Пушин (1968 г.) относил верхнюю толщу к верхнему мелу, а две нижние - к лужкинской свите.

Описанные образования отличаются от лужкинской свиты наличием в них туфогенных пород и тем, что они залегают резко несогласно на светловоднинской свите. Мы склонны параллелизовать их с петрозоевским горизонтом [96, 97], причем первые две толщи - с петрозоевской свитой, а третью - с синанчинской свитой Приморского края. Первые две толщи предлагается объединить под названием **адинская толща**, поскольку петрозоев-

ская свита представлена континентальными образованиями.

В Хабаровском крае им соответствуют ситогинская и силасинская свиты [96]. Правда их мощности намного больше, чем приморских толщ. При такой корреляции возраст адинской толщи может рассматриваться как конец позднего альба - начало сеномана.

КЕМСКАЯ ЗОНА

Кемская зона принята в том же объеме, как на Третьем и Четвертом МРСС [194, 195]. С Прибрежной зоной она граничит по Дальнегорскому надвику; с Лужкинской зоной граница менее четкая - на большом протяжении она проводится по разломам, но в ряде районов в междуречье Бол. Уссурка - Джигитовка, Бикин - Кабанья и в верховьях р. Зева она проведена условно, поскольку переход от типичного флиша Кемской зоны к флишоидным отложениям Лужкинской зоны очень постепенный, и у этой границы разрезы часто отнесены к той или иной зоне условно.

Первые сведения о меловых отложениях зоны известны с 1938 г., когда Л.И. Красный обнаружил в бассейне р. Кема остатки меловых аммонитов [10, 32, 33 и др.]. С 60-х годов знания об этих отложениях стали быстро пополняться. Наибольшее внимание их изучению уделили А.И. Бурдэ и В.К. Мостовой [18, 19], В.П. Коновалов (1967, 1977 гг.), П.В. Маркевич [143, 146, 149, 152], Н.К. Цесарский (1978 г.), Н.И. Шлепкин (1981 г.) и др.

Особенностью этой зоны является развитие в ней терригенного и вулканотерригенного флиша. В центральной и северной частях зоны установлены проявления мощного андезитового и базальтового вулканизма. Здесь же широко распространены тефрогенные породы. На разных уровнях встречаются подводнооползневые брекчии.

Доготеривские образования в Кемской зоне не известны. Здесь выделяются свиты: усть-колумбинская (готерив), меандровская (готерив - баррем), кемская (апт - средний альб) и лужкинская (средний - поздний альб), которые резко несогласно перекрываются позднеальб-сантонскими осадочно-вулканогенными образованиями петрозувевского и приморского горизонтов. В этой зоне, как и в Коппи-Лужкинской, выделяется толща спорного стратиграфического положения и того же возраста.

В 1997 г. в районе пос. Краснореченск, в Кемской зоне вблизи разлома Дождевой, В.А. Михайлов выделил таухинскую свиту на том основании, что здесь развиты олистостромы, которые этот автор считает образованиями, характерными для таухинской свиты Дальнегорского района. Однако, как будет показано ниже при описании Прибрежной зоны, отнесение там олистостром к таухинской свите не доказано и, следовательно, выделение таухинской свиты в Кемской зоне только на основании этого признака не правомочно. В настоящее время возраст олистостром не доказан, и мы их не будем рассматривать.

Готерив и баррем

К этому возрастному интервалу в Кемской зоне относятся два стратона: нижний, по аналогии с Коппи-Лужкинской зоной - усть-колумбинская свита и согласно залегающая на ней - меандровская [194, 195].

Усть-колумбинская свита распространена на юге зоны. Соотношение ее с более древними образованиями не установлены, так как она является самым нижним членом разреза. Отличие ее от одноименной свиты Коппи-Лужкинской зоны заключается в том, что это типичный песчаный двух-, реже трехкомпонентный флиш. П.В. Маркевич [146] изучил на р. Рудная его строение, минералогию и геохимию; Н.К. Цесарский, В.П. Коновалов и Н.И. Шлепкин описали его разрезы в ряде мест юга Кемской зоны.

По р. Рудная (рис. 37 и 38, разр. 119) разрез выглядит следующим образом.

1. Песчаный флиш с нечеткой ритмичностью и с пакетами переслаивания песчаников и алевролитов. Песчаники от средне- до мелкозернистых, массивные и горизонтальнослоистые. В подошве ритмов встречается растительный детрит более 200 м

2. Алевроаргиллитовый флиш. Мощность ритмов 0,1-0,4 м при преобладании алевроаргиллитов над песчаниками в 3-4 раза 170 м

3. Песчаники от средне- до мелкозернистых 100 м

4. Песчаный флиш. Мощность ритмов 1-9 м; песчаники преобладают над алевроаргиллитами в 3-5 раз. В основании ритмов часто встречается растительный детрит, а иногда обломки неопределимых раковин 450 м

Мощность разреза 920 м

Выше согласно залегают толща с готерив-барремской фауной, благодаря которой устанавливается возраст описанного стратотипа.

В междуречье Красная Речка - Зменный клоч (рис. 37 и 38, разр. 124) известен близкий по составу и строению разрез мощностью 1000 м, но низы стратотипа также не известны.

На севере, в бассейне р. Кабанья (рис. 37 и 38, разр. 133) известна только верхняя часть толщи, которая условно сопоставляется с усть-колумбинской свитой.

Благодаря флишевому строению, рассматриваемый стратон заслуживает выделения в отдельную свиту, но его полный разрез не известен, а это противоречит требованиям, предъявляемым к выделению самостоятельной стратиграфической единицы [213]. Органических остатков в нем не обнаружено, и возраст определен только по

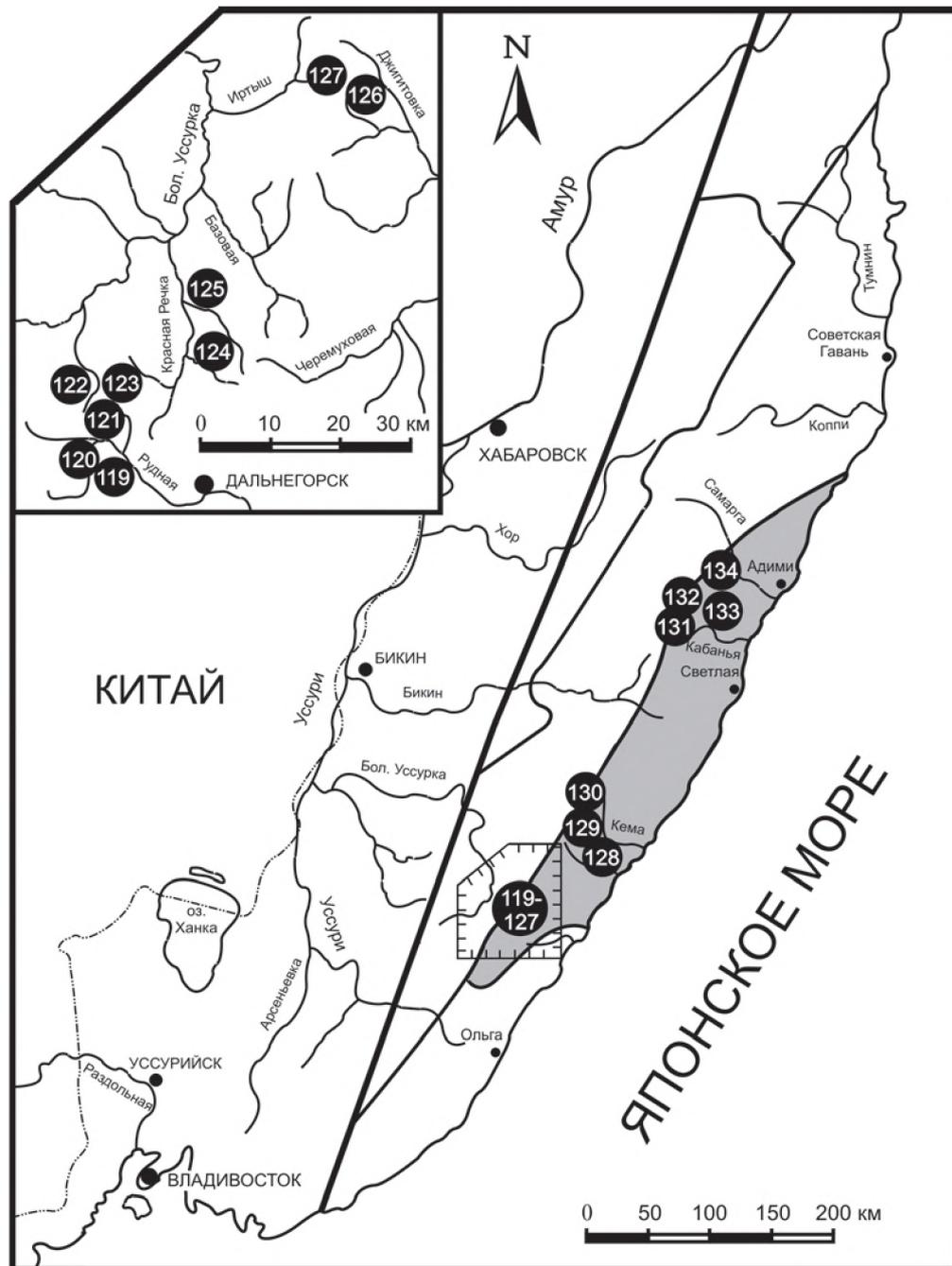


Рис. 37. Схема расположения основных разрезов нижнего мела Кемской зоны Восточно-Сихотэ-Алинского прогиба. Цифры в темных кружках: 119 - р. Рудная, 120 - руч. Меандровый, 121 - руч. Сухой, 122 - руч. Лев. Путеводный, 123 - руч. Южный, 124 - междуречье Красная Речка - руч. Змеиный Ключ, 125 - Руч. Змеиный Ключ, 126 - междуречье руч. Небесный - руч. Козлиный, 127 - верховья р. Иртыш, 128 - междуречье Зап. Кема - Таежная, 129 - р. Холмогорка, 130 - р. Кема между реками Порожистая и Смеховка, 131 - верховья р. Кабанья, 132 - верховья р. Бол. Килоу, 133 - руч. Скалистый, 134 - р. Самарга. Условные обозначения на рис. 4

его положению в меловом разрезе.

Меандровская свита распространена шире предыдущей, но для исследования также доступны только фрагменты разрезов. В тех местах, где удастся наблюдать нижние части свиты, она залегает согласно на устько-лумбинской свите.

В бассейне р. Рудная (рис. 37 и 38, разр. 119 и 120). стратотип свиты состоит из двух фрагментов. В целом это песчано-глинистый флиш с пластами песчаников и алевроаргиллитов. В бассейне р. Рудная (низовья руч. Березовый) нижняя часть свиты представлена следующим разрезом (рис. 37 и 38, разр. 119).

1. Песчано-глинистый флиш с резким преобладанием алевроаргиллитов в ритмах мощностью 0,3-0,8 м 60 м

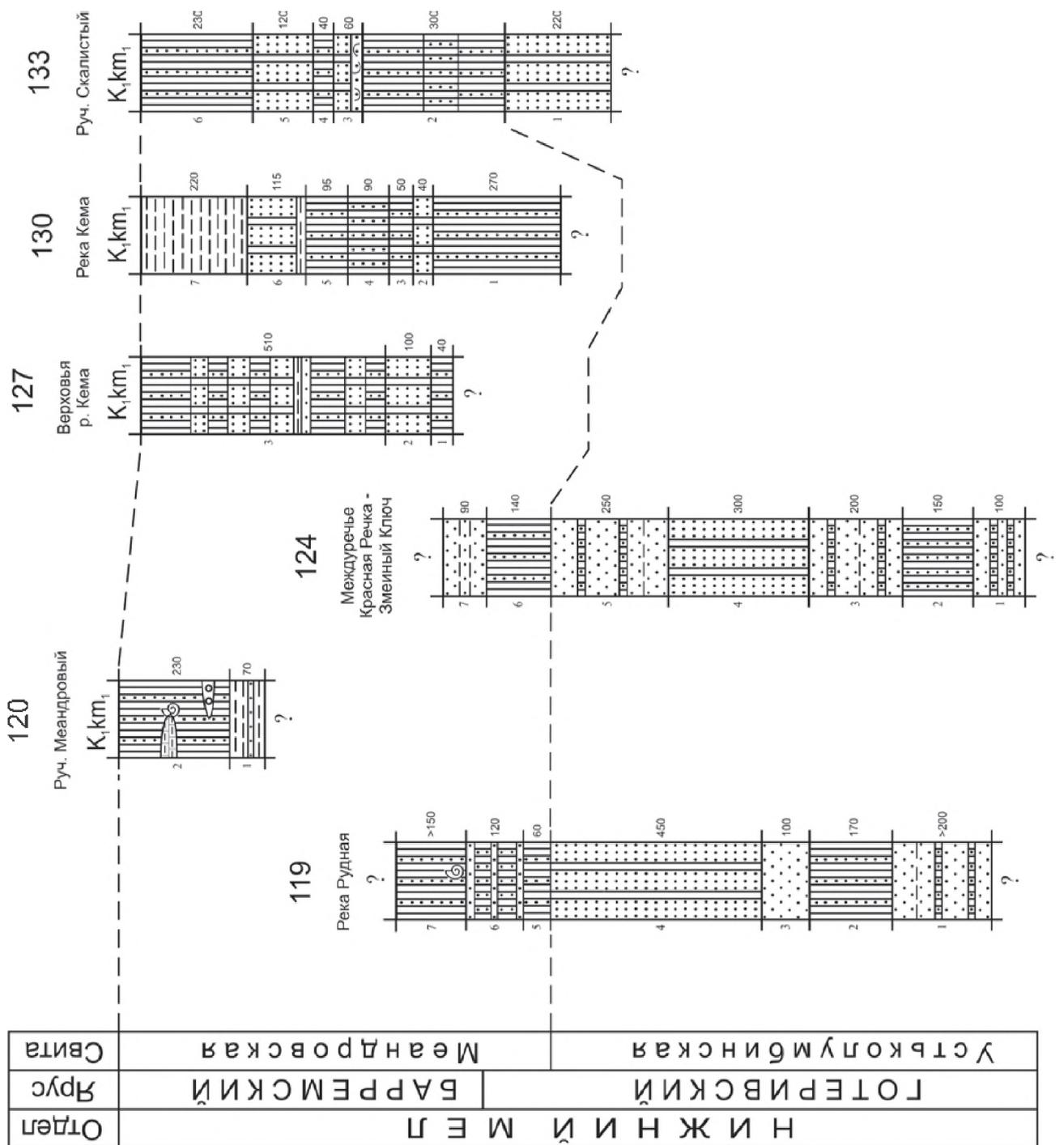


Рис. 38. Корреляция основных разрезов готеривских и барремских отложений Кемской зоны. $K_1 km_1$ - нижнекемская под-свита. Номера колонок и авторы: 119 - В.П. Коновалов (1967, 1977 гг.), 120 - В.П. Коновалов (1967 г.), 124 - В.П. Коновалов (1977 г.), 127 - Н.И. Шлепкин (1981 г.), 130 - В.П. Коновалов (1981 г.), 133 - А.В. Олейников, (1979 г.) Условные обозначения на рис. 5

2. Флиш как в слое 1, но с прослоями песчаников до 1 м 120 м
 3. Песчано-глинистый флиш с преобладанием алевроаргиллитов. Ритмы 0,5-1,2 м. В алевроаргиллитах обнаружены крупные (до 55 см) остатки иноцерамов - *Inoceramus colonicus Anders.* более 150 м
- Верхняя часть разреза изучена южнее пос. Краснореченск по руч. Меандровому, где можно наблюдать:
1. Алевроаргиллиты массивные с прослоями мелкозернистых песчаников мощностью 5-10 см 70 м
 2. Песчано-аргиллитовый флиш. В основании некоторых ритмов 2-5 см гравелитов, а в верхней части - конкреции известковых аргиллитов с остатками аммонитов *Haplocrioceras ex gr. remondi (Gabb)*, *Crioceratites sp. indet.*, *Barremites sp. indet.* и брахиопод 230 м

Мощность свиты в бассейне р. Рудная около 900 м

К средней части свиты условно относятся блоки похожего флиша с линзами зеленовато-серых кремнисто-

глинистых пород мощностью 0,2-0,3 м.

В верховьях р. Ирғыш (рис. 37 и 38, разр. 127), **в бассейнах р. Кема** (рис. 33 и 34, разр. 130) и **Кабанья** (рис. 37 и 38, разр. 133) строение свиты примерно такое же. Приведем разрез **выше устья руч. Кабаний** (рис. 37 и 38, разр. 130).

1. Песчано-алевроаргиллитовый флиш с резким преобладанием алевроаргиллитов	270 м
2. Алевро-песчаный флиш с некоторым преобладанием песчаников	40 м
3. Флиш как в слое 1	50 м
4. Флиш как в слое 2	90 м
5. Флиш как в слое 1	95 м
6. Алевро-песчаный флиш. Песчаники часто туфогенные или тефрогенные	115 м
7. Алевроаргиллиты, местами туфогенные	220 м
Общая мощность низов свиты 880 м	

Выше согласно залегает нижнекемская подсвита.

Перечисленная в разрезах меандровской свиты фауна почти такая же как в приманкинской свите Коппи-Лужкинской зоны. Иноцерамы позволяют говорить о готерив-барремском возрасте [81, 141, 149, 200 и др.], аммониты характерны для барремских отложений [60, 312].

Апт - средний альб

К этому возрасту относится мощный терригенный флиш, который в средней и северной частях зоны содержит мощные пачки кластолав андезитобазальтов с прослоями лав и туфов среднего и основного состава, которым посвящено много публикаций [33, 34, 36, 63, 149 и др.]. Эти отложения объединены в *кемскую свиту*, которая делится на подсвиты: нижнюю, существенно песчаниковую, и верхнюю, в которой преобладают алевроаргиллиты.

Нижнекемская подсвита распространена от р. Рудная на юге до бассейна р. Самарга на севере. Она согласно залегает на меандровской свите и согласно перекрывается верхнекемской подсвитой.

В бассейне р. Кема между реками Мрачная и Смеховка. (рис. 37 и 39, разр. 130) расположен ее стратотип. Здесь нет самой нижней части разреза мощностью примерно 150-200 м, которая представлена песчаным флишем.

В районе р. Смеховка (рис. 37 и 39, разр. 130) нижнекемская подсвита имеет следующее строение.

1. Песчаный флиш с мощностью ритмов 0,3-0,6 м. Песчаники преобладают, они среднезернистые, внизу массивные, выше горизонтальнослоистые, часто с растительным детритом. Алевроаргиллиты массивные	70 м
2. Кластолавы андезитобазальтов. Размеры кластики до 0,5 м, наполнитель - андезитовый туф	110 м
3. Песчаный двухкомпонентный флиш, в верхней части пачка (55 м) плохо сортированных гравийных песчаников	340 м
4. Алевроаргиллитовый флиш с мощностью ритмов 0,5-1 м при мощности алевроаргиллитовой части 0,4-0,8 м, в основании ритмов - песчаники. В алевроаргиллитах <i>Dosiniopsis sp. indet.</i> , <i>Aucellina caucasica (Buch)</i> и <i>A. aptiensis (Orb.)</i>	130 м
5. Равномерный песчано-алевроаргиллитовый флиш. В основании некоторых ритмов тефрогенные грубозернистые песчаники	170 м
6. Кластолавы, андезиты и базальты с линзовидными пакетами алевроаргиллитов, песчаного и алевроитового флиша, подводнооползневых брекчий, гравелитов и тефрогенных песчаников	780 м
Мощность разреза 1600 м	

Эта подсвита фациально сильно изменчива, особенно ее верхний слой, но ее существенно песчаниковый состав и в той или иной мере проявления андезитобазальтового вулканизма позволяют выделять ее повсеместно.

В Дальнегорском районе (р. Рудная и руч. Сухой (рис. 37 и 39, разр. 119, 121), **руч. Зменный Ключ** (рис. 37 и 39, разр. 125) **и р. Джигитовка**) установлены туфопесчаники, а лав и кластолав нет. Это песчаный флиш, вверху часто содержащий гравелиты.

В бассейне р. Джигитовка, в междуречье ручьев Лев. Козлиный и Небесный (рис. 37 и 39, разр. 126) вулканогенных пород нет, но хорошо представлен флиш. Разрез здесь следующий.

1. Песчаники мелко-среднезернистые массивные с редкими тонкими прослоями алевролитов	480 м
2. Песчаный терригенный флиш - трехкомпонентный, состоящий из гравелитов, песчаников и алевроаргиллитов, или двухкомпонентный песчано-алевроаргиллитовый	300 м
3. Груборитмичный песчаный флиш, в котором песчаники составляют 80-90%, а алевроаргиллиты 10-20%	90 м
4. Песчано-алевроитовый флиш. Ритмы 0,1-0,2 м. Алевролиты составляют 70-80%, песчаники 20-30%	145 м
5. Песчаный флиш как в слое 3	130 м
6. Алевроаргиллиты массивные	45 м
7. Песчаный флиш как в слое 3	80 м
8. Алевролиты массивные и горизонтальнослоистые с <i>Acanthohoplites spathi Anders.</i> , <i>A. ex gr. bigoti Seunes.</i>	50 м
9. Песчаники средне-крупнозернистые с растительным детритом и "плавающими" гальками	80 м
Мощность разреза 1400 м	

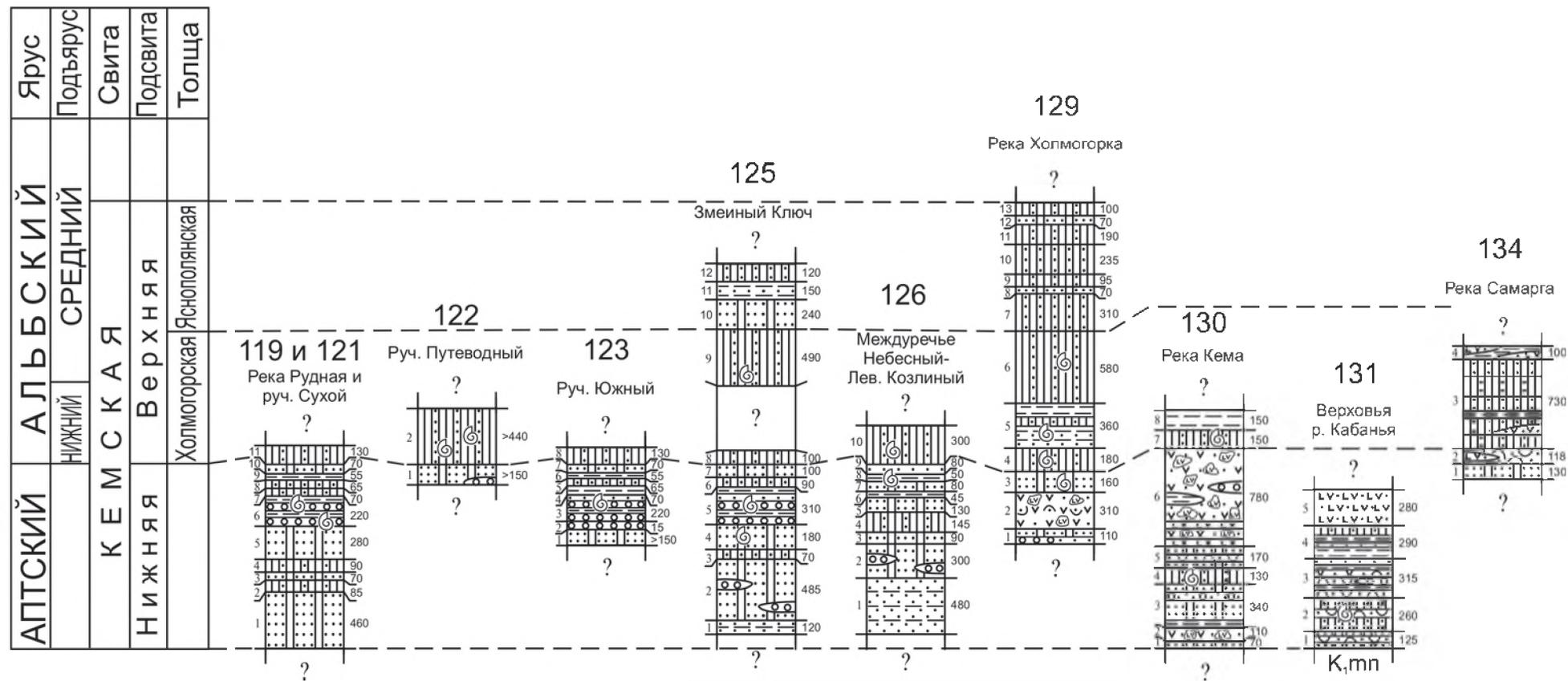


Рис. 39. Корреляция основных разрезов апт - среднеальбских отложений Кемской зоны. K_1, mn - меандровская свита. **Номера колонок и авторы:** 119 и 121 В.П. Коновалов (1981 г.), 122 - Н.К. Цесарский (1978 г.), 123 - В.П. Коновалов (1977 г.), 125 - Н.К. Цесарский (1978 г.), 126 - Н.И. Шлепкин (1981 г.), 129, 130- В.П. Коновалов (1981 г.), 131 - А.Н. Шапотин (1975 г.), 134 - В.П. Коновалов (1981 г.). **Условные обозначения** на рис. 5

В бассейне р. Красная Речка и в междуречье Красная Речка - Рудная (рис. 37 и 39, разр. 119 и 121, 123 и 125) гравелитов в верхней половине разреза больше. **В более северных районах, в бассейнах рек Самарга и Кабанья** (разр. 131, 133) в разрезе развиты тефрогенные песчаники или гравелиты и андезибазальты.

Остатки фауны, помимо приведенных разрезов, известны и в других местах. Так, **в бассейне р. Рудная и руч. Сухой** (рис. 37 и 39, разр. 119 и 121) из слоя 6 собраны двустворки *Nucula sp.*, *Lima sp. indet.*, *Aucellina caucasica* (Buch) и аммониты *Hypophylloceras (?) sp. indet.*, *Tropaeum sp.*, *Hamiticeras sp. indet.*, фрагменты аммонитов из семейства *Desmoceratidae*; **в бассейне руч. Южный** (рис. 37 и 39, разр. 123) из слоя 3 - *Aucellina caucasica* (Buch), *A. aptiensis* (Orb.), *Tetragonites ex gr. duvalianus* Orb., *Hamiticeras sp.*, *Hamites sp. indet.*, фрагменты аммонитов из семейства *Desmoceratidae* и развернутых аммонитов. **В бассейне руч. Змеиный клоч** (рис. 37 и 39, разр. 125) из слоя 4 собраны *Aucellina aptiensis* (Orb.), *A. sp. indet.*; из слоя 5 - *Nucula sp. indet.*, *Lima sp.* и *Hamites (?) sp. indet.* **В бассейне р. Кема (р. Холмогорка)** (рис. 37 и 39, разр. 129) из слоя 3 - *Aucellina caucasica* (Buch), *A. aptiensis* (Orb.) и *Hulenites (?) sp. indet.* **В бассейне р. Кабанья** (рис. 37 и 39, разр. 131) из слоя 3 собраны остатки аммонитов *Hamiticeras (?) sp. indet.* и *Hulenites (?) sp. indet.*

Из нижней и средней частей подсвиты известны *Aucellina caucasica* (Buch), *A. aptiensis* Pomp. и *Hulenites (?) sp.*; из верхней части - те же ауцеллины и *Acanthohoplites spathi* Anders., *A. ex gr. bigoti* Seunes, *Tetragonites ex gr. duvalianus* Orb., *Hamites sp.*, *Hamiticeras sp.* и др. Здесь, как и в каталевской свите, ауцеллины ограничивают нижний возрастной предел аптом. Акантохоплиты и другие аммониты из верхней части (рис. 37 и 39, разр. 126) позволяют говорить о позднеаптском возрасте.

Мощность нижнекемской подсвиты до 2320 м.

Верхнекемская подсвита тесно связана с предыдущей и сложена терригенным флишем с пластами алевроаргиллитов и песчаников.

В низовьях р. Холмогорка (бассейн р. Кема) (рис. 37 и 39, разр. 129) обнажается стратотип подсвиты. Здесь наблюдается следующая последовательность.

4. Алевроаргиллитовый флиш с мощностью ритмов 0,3-0,6 м, в которых алевроаргиллитов 70-80%. В алевроаргиллитах обнаружены *Aucellina caucasica* (Buch), *A. cf. anthulai* Pavl. и *Puzosia sp. indet.* 180 м
5. Алевроаргиллитовый флиш. Массивные алевроаргиллиты с тонкими (1-2,5 см) слойками песчаников. В алевроаргиллитах *Cuspidaria sp. indet.*, *Aucellina caucasica* (Buch), *Tetragonites cf. timotheanus* (Pictet) 360 м
6. Тонкое флишоидное переслаивание песчаников и алевроаргиллитов. Мощность ритмов 10-12 см. Остатки фауны: *Variatium sp.*, *Aucellina caucasica* (Buch) и *Puzosia sp.* 580 м
7. Песчано-глинистый флиш с примерно равным соотношением песчаников и алевроаргиллитов 310 м
8. Песчаный флиш с мощностью ритмов 0,5-0,6 м 70 м
9. Алевроаргиллитовый флиш 95 м
10. Песчаный флиш 235 м
11. Флиш как в слое 9 190 м
12. Песчаный флиш с мощностью ритмов 0,3-0,6 м 70 м
13. Флиш как в слое 9 100 м

Мощность разреза 2190 м

В этом разрезе нет самой верхней части подсвиты, которая известна в междуречье Геологическая - Зап. Кема, где она представлена алевроаргиллитами мощностью более 120 м, на которых согласно, возможно с небольшим размывом залегает лужкинская свита.

В наиболее полных разрезах Кемской зоны в нижней части верхнекемской подсвиты больше алевроаргиллитов, чем в ее верхней части.

Мы предлагаем называть эту часть разреза верхнекемской подсвиты **холмогорской толщцей**, по названию реки, где она наиболее полная. Строение толщи очень близко дивнинской свите Коппи-Лужкинской зоны, что позволяет уверенно коррелировать их. Мощность холмогорской толщи 1120 м.

Верхняя часть верхнекемской подсвиты содержит много песчаников, и она больше похожа на светловоднинскую свиту Коппи-Лужкинской зоны. Мы предлагаем назвать ее **яснополянской толщцей**, т. к. в районе Ясной Поляны она наиболее ярко выражена. Ее мощность около 1200 м.

Это намного облегчает корреляцию разрезов с Коппи-Лужкинской зоной. То, что верхнекемская подсвита подстилается, как и дивнинская свита, верхнеаптскими образованиями и согласно перекрывается лужкинской свитой, подтверждает правильность такой корреляции и соответственно ранне-среднеальбский возраст рассматриваемой подсвиты.

В некоторых разрезах верхнекемской подсвиты, например, **в бассейне рек Кабанья** (рис. 37, 39, разр. 131), **Самарга** (рис. 37 и 39, разр. 133) и др. есть туфы и маломощные туфоловы андезитов, тефрогенные песчаники и алевролиты. Тефрогенные породы входят в состав флишевых ритмов, а туфы образуют небольшие тела в алевролитах, но иногда слагают нижние части ритмов. В целом, эти породы не нарушают общего флишевого характера подсвиты.

Мощность верхнекемской подсвиты около 2300 м.

Кроме фауны, приведенной при описании разрезов, она известна и в ряде других мест развития верхнекемской подсвиты. **В бассейне руч. Лев. Путеводный** (рис. 37 и 39, разр. 122) из слоя 2 в 1976 г. И.В. Коновалова собрала и определила крупных *Inoceramus ex gr. anglicus* Woods. Подобные иноцерамы известны из ранне-

альбских отложений многих районов Тихоокеанского региона [181, 189, 190, 270 и др.]. Н.К. Цесарский (1978 г.) считает, что это то же самое местонахождение, где в 1954 г. Г.П. Вергунов обнаружил “*Ammonites*” *germani* Orb. и “*Trigonia*” *costatula* Lycett. (определение В.И. Бодылевского) [10], на основании чего до 1976 г. возраст этой толщи считался юрским.

В бассейне руч. Зменный ключ (рис. 37 и 39, разр. 125) в слое 8 обнаружена *Puzosia ex gr. dilleri* Anders.; **в междуречье Лев. Козлиный и Небесный** (рис. 37 и 39, разр. 126) Н.И. Шлепкин собрал из слоя 10 *Phylloceras sp. indet.* и *Puzosia sp.*; **в бассейне р. Кема** (рис. 37 и 39, разр. 130) в слое 7 обнаружены *Aucellina caucasica* (Buch), *A. cf. aptiensis* (Orb.) и *Puzosia sp. indet.*

Фаунистически верхнекемская подсвета охарактеризована слабо. В нижней части (холмогорской толще) известны *Aucellina caucasica* (Buch), *A. anthulai* Pavl., *A. aptiensis* (Orb.), *Inoceramus ex gr. anglicus* Woods, *Puzosia ex gr. dilleri* Anders. и *Tetragonites cf. timotheanus* (Pictet), что свидетельствует о раннеальбском возрасте толщи.

В яснополянкой толще органические остатки не обнаружены, и ее раннеальбский возраст определяется по положению в разрезе и по аналогии со светловоднинской свитой Коппи-Лужкинской зоны.

Средний - верхний альб

К этому возрасту в Кемской зоне относится **лужкинская свита**, которая по составу, строению и фауне почти не отличается от одноименной свиты Коппи-Лужкинской зоны. Она распространена от бассейна р. Геологическая (бассейн р. Кема) на юге до бассейна р. Самарга на севере. В большинстве районов она представлена только нижней толщей песчаников с линзами гравелитов и конгломератов. В бассейне р. Кема и до бассейна р. Светловодная в ней много тригониид, панопе, плевромий и др., таких как в Коппи-Лужкинской зоне. Севернее бассейна р. Светловодная появляются актеонеллиды, и меньше тригониид, а сопутствующая фауна та же.

Наиболее полный разрез лужкинской свиты Кемской зоны известен в верховьях р. Бол. Килоу (рис. 37 и 40, разр. 132), где он изучался А.В. Олейниковым (1979 г.). Здесь на флишоидной пачке верхнекемской подсветы согласно залегают:

1. Песчаники среднезернистые гравийные зеленовато-серые	40 м
2. Песчаники алевритовые зеленовато-серые	80 м
3. Песчаники от среднезернистых до гравийных с пропластками ракушняка (в основном устричников)	110 м
4. Песчаники алевритовые с линзами гравелитов и с неопределимыми двустворками	190 м
5. Песчаники крупнозернистые гравийные с линзами мелкогалечных конгломератов и с двустворками плохой сохранности, с пакетом алевритовых песчаников и прослоями мелкозернистых, содержащих <i>Modiolus sp. indet.</i> , <i>Ciprimeria sp.</i> , <i>Ovactaeonella dolium</i> (Roem.), <i>Throchus sp.</i> , <i>Tilostoma sp. indet.</i> , турителлиты и неринеиды	270 м
6. Алевролиты зеленовато-серые плотные	200 м
7. Песчаники мелкозернистые	70 м
8. Алевролиты с неопределимыми гастроподами	100 м
9. Песчаники как в слое 7	95 м
10. Алевролиты зеленовато-серые	70 м
11. Песчаники как в слое 7	50 м
12. Алевролиты зеленовато-серые с прослоями мелкозернистых песчаников	80 м

Мощность разреза 1355 м

Несколько севернее, в верховьях р. Кабанья, из нижней песчаниковой толщи, кроме указанной фауны, известны представители *Quadratortrigonia* (*Transitrigonia*) *fudsinensis* Mirol. - вида, характерного для лужкинской свиты. В остальных районах Кемской зоны лужкинская свита представлена небольшими фрагментами нижней части мощностью 240-420 м с характерной лужкинской фауной, благодаря которой они хорошо распознаются.

В бассейне рек Зап. Кема, Таежная и Геологическая (рис. 37 и 40, разр. 128) собраны обильные *Pterotrigonia pocilliformis* (Yok.), *Quadratortrigonia* (*Transitrigonia*) *fudsinensis* Mirol., *Ussuritrigonia belembeae* Konov., *Inoceramus anglicus* Woods, *I. concentricus* Park, *I. salomoni* Orb., *Liostrea sp.*, *Pleuromya cf. sikkani* McLearn, *Entolium utukokense* Imlay, *Thracia kissoumi* McLearn и др.

В целом, возраст лужкинской свиты принимается тот же, что и в Коппи-Лужкинской зоне - средний альб - начало позднего. Перекрывается свита несогласно верхнемеловыми вулканогенными образованиями.

Толщи спорного стратиграфического положения

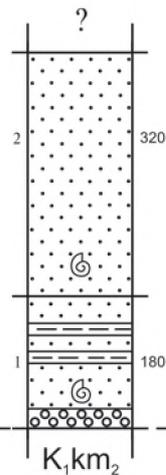
В бассейне рек Венюковка, Кабанья и Елисейевка развита вулканогенно-терригенная толща, которую А.В. Олейников [175] предложил назвать бурматовской толщей. Она залегают резко несогласно на кемской свите и в общих чертах состоит из переслаивания песчаников (туфопесчаников), алевролитов (туфоалевролитов), конгломератов, конгломератобрекчий (часто туфогенных), туфов андезитов и риодацитов, лав андезитов и дацитов. Разрезы очень изменчивы по составу и строению. Приведем некоторые из них по материалам А.В. Олейникова (1979 г.).

В бассейне руч. Бурматов Ключ толща сложена следующими породами:

1. Переслаивание туфов среднего и умеренно кислого состава, туффитов и туфоалевролитов	130 м
2. Туфы андезитов, туфоконгломераты и андезиты	180 м

А Л Ь Б С К И Й	Ярус
	Подъярус
	Свита
С Р Е Д Н И Й	В Е Р Х Н И Й

128
Междуречье
Западная Кема-Таежная



132

Верховья
р. Бол. Килоу

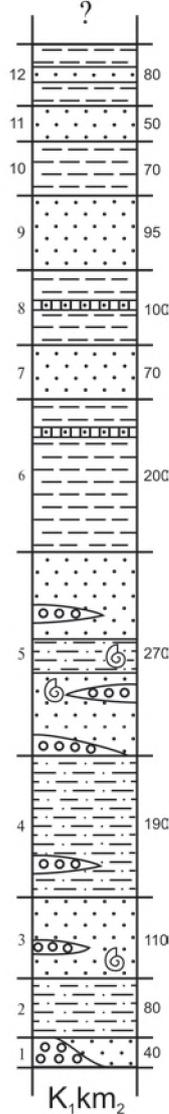


Рис. 40. Корреляция основных разрезов средне - верхнеальбских отложений Кемской зоны $K_1 km_2$ - верхнекемская подсвита. Номера колонок и авторы: 128 - В.П. Коновалов (1981 г.), 132 - А.В. Олейников, (1979 г.). Условные обозначения на рис. 5

3. Переслаивание лав и туфолав андезитов с туфоконгломератами 100-220 м
4. Туфы андезитов, туфоконгломераты, андезиты 300 м

На левом борту долины р. Елисеевка описан следующий разрез толщи.

1. Переслаивание алевролитов, песчаников и их брекчий 30 м
 2. Валунники сверху постепенно переходящие в конгломераты. Кластика представлена песчаниками, андезитами, туфами дацитов и др. 30 м
 3. Туфобрекчий кислого состава 20 м
 4. Агломератовые глыбовые туфы. Глыбы до 0,5 м в поперечнике представлены песчаниками и алевролитами с лужкинскими *Pterotrigonia sp. indet.*, *Ovacteonella dolium (Roem.)* и гастроподами из семейства *Nerineidae* 10 м
 5. Переслаивание песчаников и алевролитов 10 м
 6. Конгломератобрекчий с валунами кислых вулканитов 30 м
 7. Брекции с крупными глыбами песчаников, алевролитов, средних и кислых эффузивов. В отдельных глыбах песчаников, которые А.В. Олейников считает прослоями, содержатся лужкинские *Pterotrigonia hokkaidoana (Yeh.)*, *Quadratrigonia (Transitrigonia) fudsinensis Mirol.*, *Ovacteonella dolium (Roem.)* и др. 110 м
 8. Туфы, туффиты, тефроиды и туфогенно-осадочные породы с прослоями и линзами туфоконгломератов, брекчий и конгломератобрекчий ... 160 м
 9. Спекшиеся литокристаллокластические туфы псефитовые кислого состава, пакеты тонкого переслаивания алевролитов и песчаников, брекчий 150 м
- Мощность разреза 550 м

На левобережье р. Веноковка разрез бурма-товской толщи более полный:

1. Чередование туфов среднего состава, андезитов, андезитобазальтов. В середине 7 м переслаивания алевролитов и песчаников 110 м
 2. Алевролиты с прослоями песчаников. Внизу 5 м туффитов 80 м
 3. Игнимбриты риолитового состава (внизу - 25 м), далее туффиты и туфопесчаники (10 м), туфы умеренно-кислого состава (20 м), переслаивание туффитов, туфопесчаников, тефроидов, туфов и андезитов (30 м) ... 85 м
 4. Туфы андезитов перемытые, псефитовые и агломератовые, содержащие пласты миндалекаменных флюидальных андезитов более 465 м
- Мощность разреза 740 м

Из описанных разрезов бурма-товской толщи видно, что а ничем не отличается от петрозувеской свиты. Кроме глыб с лужкинской фауной из бурма-товской толщи, В.С. Маркевич [139] удалось выделить споры и пыльцу, по которым она устанавливает позднеальбский возраст вмещающих отложений. А.В. Олейников, принимая глыбы с лужкинской фауной за слои, считает, что бурма-товская толща является фаціальным аналогом лужкинской свиты. Мы же, учитывая, что бурма-товская толща содержит переотложенную лужкинскую фауну и залегает резко несогласно на кемской свите, считаем ее моложе лужкинской свиты и параллелизуем ее с петрозувеской свитой позднеальбского - сеноманского возраста.

ПРИБРЕЖНОЕ ПОДНЯТИЕ

Первые сведения о нижнемеловых отложениях поднятия появились в 1935 г., когда В.П. Михнович [33] собрал в бассейне р. Черная фауну, которую Н.С. Воронеж определила как берриасскую, но тем не менее, В.П. Михнович отнес вмещающие ее отложения к юре. В 1946-49 гг. здесь проводил исследования С.А. Салун, предложивший для этих отложений название таухинская свита [33], но по-прежнему считал их юрскими.

Н.А. Беляевский [10] на основании заключений Н.С. Воронеж, отнес таухинскую свиту к берриасу, а в 1956 г. В.Н.Верещагин и Ю.Г. Миролубов [157] подтвердили этот возраст.

С 1959 г. в Прибрежном поднятии, кроме таухинской свиты, стала выделяться и ключевская [33]. С развитием геолого-съемочных и тематических исследований обе свиты не только были установлены во многих районах этого поднятия, но и интенсивно изучались. Обе свиты терригенные, но различаются по возрасту, строению и составу. Таухинская свита берриас-валанжинская и разделена на три подсвиты. Возраст ключевской свиты ранний - поздний валанжин, и она разделяется на толщи.

В 1989 г. И.И. Сей и Е.Д. Калачева [203] попытались пересмотреть возраст таухинской свиты в сторону омоложения в пределах верхов нижнего - низов позднего валанжина, исходя из того, что во Франции *Neocomites neocomiensis* и близкие к нему виды характерны именно для этого уровня. При этом они не учли работ по Болгарии [60, 172,] Северной [269], Южной [289] Америке и по другим регионам, но главным образом, игнорировали тот факт, что на таухинской свите залегает ключевская, содержащая ранне-поздневаланжинскую фауну.

В последние годы изучение радиолярий позволило выделить в Прибрежном поднятии валанжин - барремские отложения в образованиях, явно подстилающих берриас-валанжинскую таухинскую свиту [84]. В 80-х - 90-х гг. ряд исследователей, увлеченных олистостромовой идеологией [45, 56, 57, 82, 159, 160], отнесли к берриас - валанжинскому возрасту явно более древние олистостромовые образования. Поскольку эти вопросы в разных местах решаются по-разному, мы вернемся к ним при рассмотрении каждого района.

Если обобщить все материалы по нижнему мелу Прибрежного поднятия, можно сделать следующие выводы:

1. Объемы таухинской и ключевской свит остаются такими же, как было установлено ранее [33, 93, 110, 194, 195].

2. В большей части Прибрежного поднятия с юго-востока на северо-запад в этих свитах (особенно таухинской) уменьшается грубообломочность стратонов и несколько меняются фаунистические комплексы, что позволяет нам разделить Прибрежное поднятие на юго-восточную (центральную) и северо-западную части.

Мы рассмотрим нижнемеловые отложения по районам, поскольку с юга на север они несколько отличаются, а внутри районов покажем изменения с востока на запад. Таких районов выделяется четыре, соответствующие бассейнам рек: 1) р. Черная и верховья р. Киевка, 2) Маргаритовка и Аввакумовка, 3) Устиновка и верховья р. Павловка и 4) Рудная и Высокогорская (рис. 41).

Моллюски, найденные в Прибрежном поднятии, изучались Н.С. Воронеж, В.Н. Верещагиным, Ю.Г. Миролубовым [157], В.П. Коноваловым [10], И.И. Сей и Е.Д. Калачевой [202]; брахиоподы - Т.Н. Смирновой [210]; ископаемая флора - В.А. Красиловым [110] и Е.Б. Вольнец.

БАССЕЙН РЕКИ ЧЕРНАЯ И ВЕРХОВЬЯ РЕКИ КИЕВКА

В бассейне р. Черная выделяется только таухинская свита, а в верховьях р. Киевка (в бассейне руч. Егеревка и по пади Медоносная) - таухинская и ключевская свиты.

В последние годы при изучении радиолярий из этого района [83] появились данные о валанжин-барремских отложениях в образованиях, подстилающих таухинскую свиту (чернорученской толще). Это привело к выделению тектонических покровов (пластин), берриас-валанжинских отложений, надвинутых на более молодые - валанжин-барремские. [56, 57, 82]. Впоследствии Е.С. Панасенко (А.А. Сясько, 1996 г.), исследовавший радиолярии из тех же разрезов чернорученской толщи, не обнаружил ни валанжин-барремских, ни даже мезозойских форм. Во всех пробах из кремнистых пород и аргиллитов, им были выделены хорошей сохранности и довольно разнообразные позднепермские радиолярии мидийского уровня. Если к этому добавить, что предыдущие работы установили примерно в 10 местах несогласное залегание таухинской свиты на чернорученской толще, и ни в одном из этих мест нет разрывных нарушений, то валанжин-барремский возраст чернорученской толщи и тектонические покровы здесь сомнительны.

Таким образом, по нашему мнению в этом районе таухинская свита залегает резко несогласно на позднепермской чернорученской толще, имея в основании конгломераты, гравелиты или гравийные песчаники. Конгломераты обычно полимиктовые, и гальки в них сложены породами, подстилающими таухинскую свиту.

Берриас - нижний валанжин

Отложения этого возраста представлены терригенной таухинской свитой, сложенной преимущественно алевроаргиллитами. В полных разрезах она разделяется на три ритма, в основании которых залегают гравелиты, гравийные песчаники или относительно мощные слои песчаников, которые прослеживаются в большинстве наиболее полных разрезов.

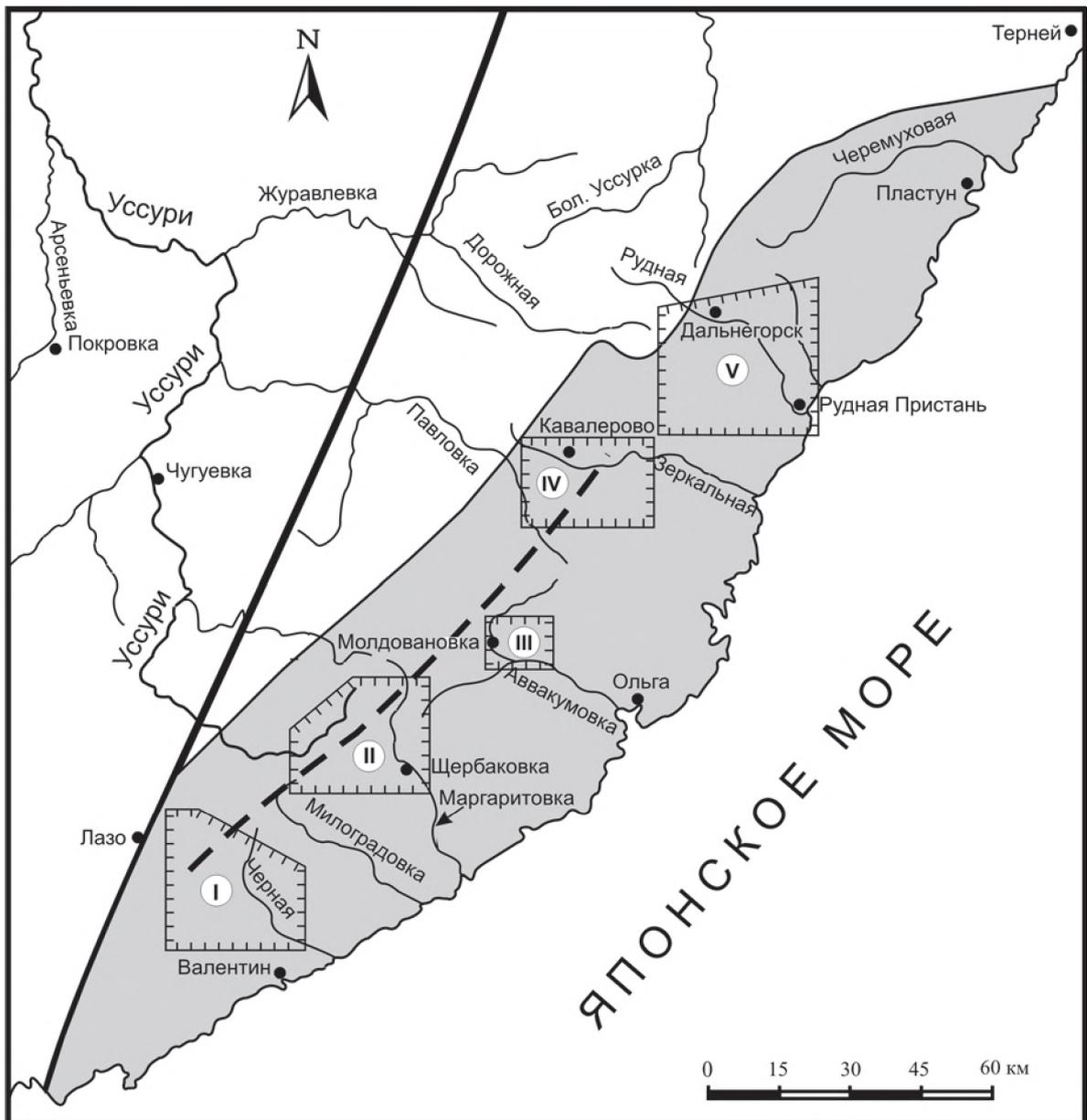


Рис. 41 Схема расположения изученных районов развития берриас - валанжинских отложений Прибрежного поднятия. **Жирный пунктир** - примерная граница западной и восточной частей Прибрежного поднятия, **4** - изученные районы: **I** - бассейн р. Черная и верховья р. Киевка (см. рис. 27), **II** - бассейн р. Маргаритовка, Аввакумовка и верховья р. Уссури (см. рис. 29), **III** - бассейн верховьев р. Аввакумовка (см. рис. 29), **IV** - бассейн рек Павловка и Зеркальная (см. рис. 43), **V** - бассейн р. Рудная (см. рис. 45). **Условные обозначения** на рис. 4

В бассейне р. Черная такие разрезы известны в районе ручьев **Холодный** и **Олений**, правых притоков **р. Прохладной** (рис. 41, 27, 28, разр. 137 и 138). **На водоразделе руч. Холодный и р. Песчанка** (разр. 137) на позднепермских песчаниках с размывом залегают:

1. Конгломераты мелкогалечные и гравелиты. Хорошо окатанные гальки размером 2-8 см сложены карбонатизированными песчаниками (до 40%), алевролитами (до 20%), кремнистыми породами (до 10%), роговиками и эффузивными породами. Гравий преимущественно кремнистый, наполнитель гравийно-галечных пород песчаник, реже алевролит. Слой содержит прослои и линзы граувакковых песчаников, часто плохо сортированных, и алевролитов 100-120 м

2. Переслаивание массивных и слоистых алевролитов и алевролитовых песчаников с редкими прослоями (2-5 см) мелкозернистых песчаников. Мощность слоев от 2-5 до 50-80 см. Внизу слоя остатки флоры: *Lecopodites cf. merylandicus* (Font. in Ward.), *Alsophyllites nipponensis* (Oishi) Krassil., *Onychiopsis ex gr. psilotoides* (Stokes et Webb) Ward., *Cladophlebis novopokrovskii* Pryn., *Cl. sp.*, *Zamiophyllum buchianum* (Ett.) Nath., *Ptilophyllum sp.* и *Nilssonia shaumburgensis* (Dunk.) Nath. и *N. sp.*, (определение В.А. Красиловой). Вверху - *Leda sp. indet.* В разрезе 138 в средней части этого слоя - *Iotrigonia taucheana* Konov. до 320 м

3. Песчаники разнозернистые с линзами конгломератов и гравелитов, аналогичные описанным в слое 1, содержащие *Iotrigonia taucheana* Konov., *Myophorella (Myophorella) nottica* Konov., *M (M.) aff. nottica* Konov., *Lima sp.*, *Mytilus sp.*, *Grammatodon sp.*, ядра гастропод и брахиопод (*Rhynchonellidae*) ближе неопределимых, а также иглы морских ежей 50-70 м
 4. Переслаивание алевролитов и алевритовых песчаников, от тонкого до грубого с неопределимыми двустворками и их фрагментами. В разрезе 138 в верхах этого слоя - филлоцератида и *Onychiopsis psilotoides* (Stok. et Webb) Ward. 380-400 м
 5. Переслаивание преобладающих мелкозернистых песчаников и алевритовых песчаников, соответствующих верхней части слоя 6 в разрезе 138 120 м
Далее по разрезу 138.
 7. Песчаники от крупно- до среднезернистых аркозовые с включениями кремнистых галек и небольшими линзами гравелитов. Встречается растительный детрит и неопределимые двустворки 100 м
 8. Переслаивание песчаников мелкозернистых алевритовых и преобладающих алевролитов. В алевролитах разреза 137 - *Variamussium sp.* 70 м
 - 9 Алевролиты массивные и слоистые с *Neocomites ex gr. neocomiensis* (Orb.) и *Olcostephanus sp.* 50-300 м
 10. Песчаники мелкозернистые с прослоями алевролитов 120-140 м
- Мощность свиты 1510-1700 м

Слои 1 и 2 - нижняя подсвита таухинской свиты, 3-5 - средняя и 7-10 - верхняя подсвита.

Нижняя подсвита (250-800 м) распространена наиболее широко и известна повсеместно. Она начинается с базальных слоев, мощность которых от 10 (реже от 5) до 210 м, причем это может происходить на коротких расстояниях. В самом низу чаще залегают конгломераты и гравелиты, но могут быть и разнозернистые песчаники, выше - переслаивание разных пород - от конгломератов до песчаников.

Конгломераты от преобладающих мелкогалечных до крупногалечных на правом берегу р. Черная ниже устья р. Черноручье. Состав галек по латерали меняется, но 60-80% всегда составляют карбонатизированные песчаники, затем 10-30% кремнистых пород, эффузивы, в основном андезиты, и алевролиты. На правобережье р. Черная ниже устья р. Черноручье в составе галек встречаются габброиды, граниты и метаморфические породы. В гравии резко преобладают кремнистые породы. Наполнитель конгломератов и гравелитов - песчаник и алевролит. Песчаники от мелко- до крупнозернистых, часто разнозернистые с плохо сортированной кластикой, с рассеянными гальками и гравием, граувакки или граувакковые аркозы.

Выше базальных слоев подсвита сложена алевритовыми песчаниками, немного меньше алевроаргиллитами и еще меньше песчаниками от мелко- до среднезернистых. Эти породы переслаиваются - то ритмично и часто, то алевроаргиллиты или алевритовые песчаники преобладают. Мощность подсвиты меняется от 250 до 500 м, а в бассейне р. Черноручье - до 800 м. Не исключено, что в последнем случае мощность завышена из-за неучтенных опрокинутых залегающих слоев и многочисленных разломов, а в целом, она уменьшается с юго-запада на северо-восток.

Песчаники, в основном, образуют маломощные прослои, но в бассейне р. Черноручье (рис. 41, 27, 28, разр. 135) слои 2 и 3 сложены ими почти нацело. Это серые и зеленовато-серые граувакковые аркозы, редко аркозы, а в частом переслаивании - чаще граувакки.

В этой подсвите больше всего местонахождений органических остатков.

Средняя подсвита (570-590 м) распространена несколько меньше нижней. Внизу она представлена песчаниками с линзами гравелитов и очень напоминает базальные слои нижней подсвиты. Редко встречаются мелкогалечные конгломераты, гальки которых сложены кремнями, реже песчаниками, алевролитами и эффузивами. Наполнитель конгломератов песчаниковый или алевролитовый. Песчаники от мелко- до крупнозернистых, аркозы или граувакковые аркозы.

Выше преобладают алевритовые песчаники и алевроаргиллиты с маломощными прослоями мелкозернистых песчаников, обычно граувакковых аркозов. В целом, средняя подсвита такая же, как нижняя, и в частных разрезах они не отличимы.

Верхняя подсвита (до 650 м) развита только в бассейне правых притоков р. Прохладная. Внизу она сложена очень характерными светло-серыми песчаниками от мелко- до среднезернистых полевошпатово-кварцевыми и кварц-полевошпатовыми. Песчаники содержат рассеянные гальки и гравий кремнистых пород и иногда линзы гравелитов. В бассейне р. Песчанка (рис. 41, 27, 28, разр. 137) гравелиты и конгломераты составляют половину мощности слоя 6. Они очень характерны в таухинской свите бассейна р. Черная, легко узнаются и поэтому они выделены нами в бассейне р. Черноручье (см выше) (рис. 41, 27, 28, разр. 135).

Вышележащие образования верхней подсвиты наиболее полно представлены на водоразделе руч. Холодный и Олений (рис. 41, 27, 28, разр. 138). Кроме слоев 8 и 10 - переслаивания песчаников и алевроаргиллитов, подсвита представлена массивными и слоистыми алевроаргиллитами с фрагментами аммонитов. В переслаивании песчаники обычно аркозовые.

В западной части Прибрежного поднятия, в верховьях р. Киевка (падь Медоносная) (рис. рис. 41, 27, 28, разр. 140) таухинская свита также существенно алевроаргиллитовая, но в ней есть кремнистые породы, и бухии преобладают над представителями типично тетической фауны (неокомитами, тригониидами и др.). Здесь также намечается деление на три подсвиты, но, в целом, разрез ближе к журавлевской свите Коппи-Лужкинской зоны.

В верхней подсвите здесь обнаружены двустворки *Buchia keyserlingi* (Lah.), *B. inflata* (Lah.), *B. pacifica* Jeletzky, *B. cf. uncitoides* (Pavl.), и аммонит *Neocomites ex gr. trezanensis* (Lory.)

Неполная мощность таухинской свиты в верховьях р. Киевка 2110 м.

Несмотря на кажущееся изобилие местонахождений органических остатков (свыше 20) в большинстве случаев они плохой сохранности или ничего не дают для точного определения возраста, мало форм можно определить до вида, а подчас даже родовые определения затруднительны. Это, в основном, ядра и отпечатки, часто фрагментарные.

Рассмотрим органические остатки по подсвитам.

Из нижней подсвиты известны *Leda sp. indet.*, *Nucula sp.*, *Acila sp.*, *Grammatodon sp. indet.*, *Cuculaea sp.*, *Entolium sp.*, *Chlamys sp.*, *Variamussium sp.*, *Pinna sp.*, *Buchia sp.*, *Liostrea ex gr. germani* Coq. *Neitrea (?) sp. indet.*, *Rastellum ex gr. rectangularis* (Roem.), *Myophorella (Myophorella) nottica* Konov., *M. (M.) ex gr. nottica* Konov., *Iotrigonia taucheana* Konov., *Astarte sp.*, *Protocardia sp.*, *Pleuromya sp.*, *Neocomites aff. retowskyi* Sar. et Schond., *N. ex gr. neocomiensis* (Orb.) и *N. sp.*, ядра гастропод и брахиопод (*Rhynchonellidae*), ближе неопределимые, иглы и фрагменты морских ежей.

Из этих остатков для обоснования возраста можно опереться только на *Neocomites aff. retowskyi*, который известен из берриаса Крыма и Кавказа. Тригонииды представлены новыми видами и характерны для таухинской свиты Приморского края. Представители остальных родов имеют более широкий возрастной диапазон.

Из этой же подсвиты известны и растительные остатки: *Lycopodites cf. merylandicus* (Font. in Ward.), *Alsophyllites nipponensis* (Oishi) Krassil., *Coniopteris cf. burejensis* (Zal.) Sew., *Onychiopsis psilotoides* (Stokes et Webb) Ward., *Cladophlebis novopokrovskii* Pryn., *Cl. sp.*, *Zamiophyllum buchianum* (Ett) Nath., *Ptilophyllum sp.*, *Nilssonia shaumburgensis* (Dunk.) Nath., *N. brongniartii* (Mant.) Dunk. и *N. sp.* Этот комплекс флоры В.А Красилов [110] рассматривает как берриасский.

Из средней подсвиты известны *Leda sp. indet.*, *Nucula sp.*, *Grammatodon sp.*, *Entolium sp.*, *Variamussium sp.*, *Lima sp.*, *mytilus sp.*, *Astarte sp.*, *Iotrigonia taucheana* Konov., *Myophorella (Myophorella) nottica* Konov., *M (M.) aff. nottica* Konov., "*Nautilus*" *sp. indet.*, *Neocomites ex gr. neocomiensis* (Orb.), ядра гастропод и брахиопод (*Rhynchonellidae*), ближе неопределимые, и иглы морских ежей. Отсюда же В.Н. Верещагин и Ю.Г. Миролюбов определили *Berriasella sp.*

В нижней и средней подсвитах встречается *Myophorella nottica* Konov., которая установлена и описана из таухинской свиты Приморья [100]. Этот вид близко родственен японским *M. orientalis* Kob. et Tam. и *M. obsoleta* Kob. et Tam. [286] из формаций Коямада и Изокуза. В первой они встречаются вместе с *Berriasella sp.* и *Thurmaniceras sp.*; во второй - с *Berriasella akiyamae* Sato и *Thurmaniceras isokusense* (Kob. et Fut.) [327]. Такая родственная связь приморских и японских видов позволяет предполагать их одинаковый берриасский возраст, к тому же в Приморье эти тригонииды встречаются вместе с *Berriasella sp.*

Комплекс фауны из среднетаухинской подсвиты почти идентичен предыдущему. Только *Berriasella sp.* свидетельствует о берриасском возрасте. Остальные виды либо новые, либо ничего не дают для точного установления возраста. Сходство ориктоценозов нижней и средней подсвит позволяет считать их разновозрастными - берриасскими.

Это подтверждает [110] и комплекс флоры из средней подсвиты: *Alsophyllites nipponensis* (Oishi) Krassil., *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sew., *Onychiopsis psilotoides* (Stokes et Webb) Ward., *Cladophlebis ex gr. denticulata* (Brongn.), *Nilssonia ex gr. brongniartii* (Mant.) Dunk., *N. schaumburgensis* (Dunk.) Nath. и *N. sp.*

Из верхней подсвиты органические остатки бедны. Известны только *Variamussium sp.*, *Neocomites ex gr. neocomiensis* (Orb.), *N. ex gr. trezanensis* (Lory.) и *Olcostephanus sp.* Существует мнение, что олкостефаниды распространены только в верхнем валанжине и в готериве. В то же время, они известны из берриаса Японии [326, 327, 328], и не учитывать этого обстоятельства вряд ли имеет смысл.

В Японии в формации Нагасаки [326, 327] совместно встречаются *Olcostephanus sp.*, *Berriasella sp. nov. ex gr. berthei* (Toucas) и *Spiticeras (Spiticeras) cf. binodiger* Uhlig. Две последние формы несомненно указывают на берриас. В Приморье *Olcostephanus sp.* встречается в верхнетаухинской подсвите бассейнов рек Маргаритовка и Рудная вместе с *Neocomites* и другими остатками фауны, позволяющими предполагать их ранневаланжинский возраст. Исходя из этого, мы и в бассейне р. Черная рассматриваем возраст верхнетаухинской подсвиты как ранневаланжинский, хотя прямых данных для такого предположения здесь нет. *Neocomites trezanensis* (Lory) характерен для валанжинских отложений [61].

В верховьях р. Киевка (рис. 41, 27, 28, разр. 140) в верхней подсвите вместе с неокомитами встречены *Buchia keyserlingi* (Lah.), *B. inflata* (Lah.), *B. pacifica* Jeletzky и *B. cf. uncitoides* (Pavl.), которые позволяют датировать вмещающие отложения началом раннего валанжина [99, 103, 195].

В бассейне р. Черная таухинская свита резко несогласно перекрывается позднеальбской - раннесеноманской петрозуевской свитой.

Нижний - средний валанжин

Нижний - средний валанжин представлен **клочевской свитой**, распространенной только в верховьях р. Киевка (рис. 41, 27, 28, и 42, разр. 140). Она залегает согласно на верхнетаухинской подсвите, возможно, с

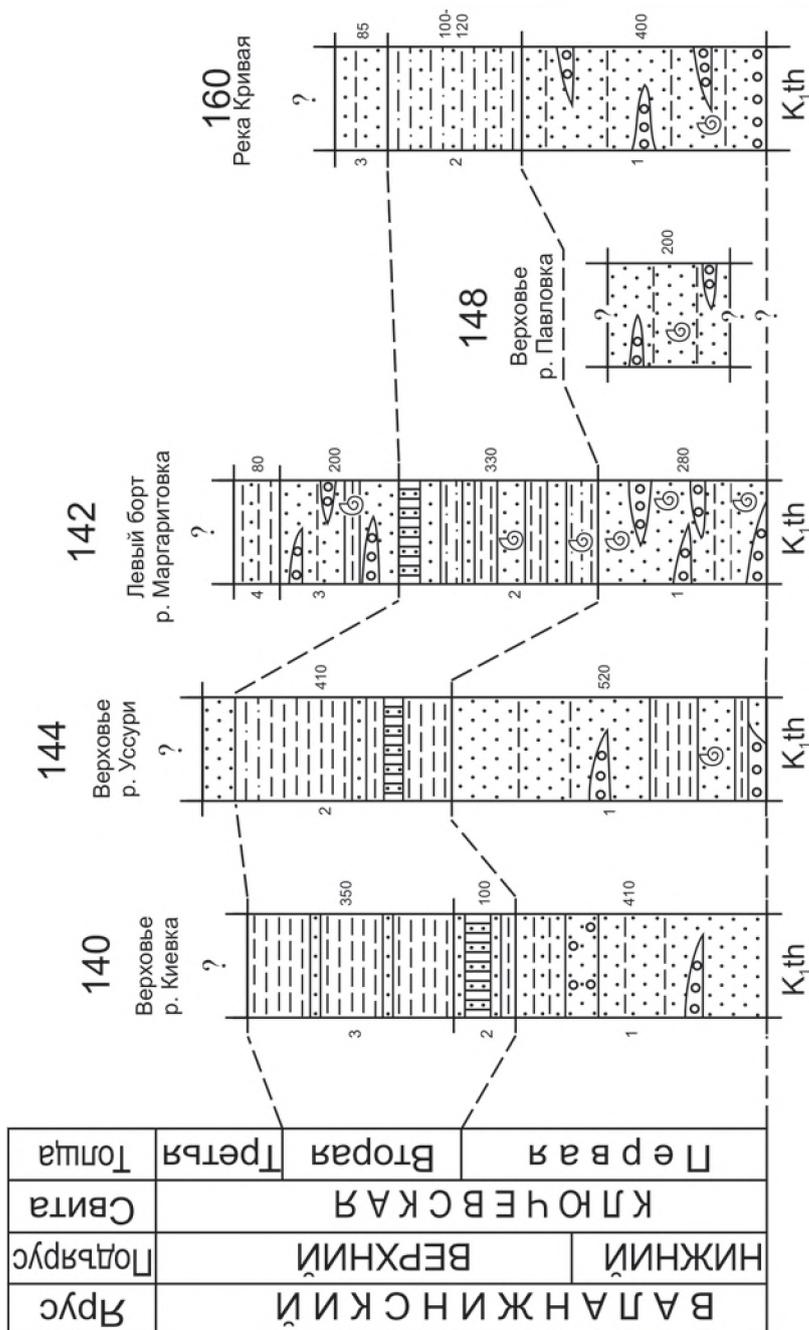


Рис. 42. Корреляция основных разрезов ключевской свиты Прибрежного поднятия в бассейнах рек Маргаритовка и Аввакумовка и в верховьях р. Усури. **Номера колонок и авторы:** 140 - В.П. Коновалов [93], 142 - В.П. Коновалов [33, 93], 144 - В.П. Коновалов [93] и Ю.П. Бидюк (1965 г.), 148 - В.П. Коновалов [93], 160 - В.А. Михайлов [159, 160]. **K₁th** - верхнетаухинская подовита (нижний валанжин). **Условные обозначения** на рис. 5

небольшим разрывом. Состав свиты следующий.

1. Песчаники зеленовато-серые от мелко- до среднезернистых с редкими прослоями алевроаргиллитов (5-0.5 м) и линзами гравелитов (до 0.5 м) 410 м
 2. Переслаивание алевроаргиллитов и песчаников. Внизу преобладают алевроаргиллиты, а вверху переслаивание этих пород в примерно равном соотношении 100 м
 3. Алевролиты, переходящие в алевропесчаники с редкими прослоями мелкозернистых песчаников ... около 350 м
- Общая мощность 860 м

Фауны здесь не обнаружено, но строение, литологический состав и согласное залегание на таухинской свите позволяют рассматривать эту толщу как ключевскую свиту.

БАСЕЙНЫ РЕК МАРГАРИТОВКА, АВВАКУМОВКА И ВЕРХОВЬЯ Р. УССУРИ

В бассейнах рек Маргаритовка и в верховьях р. Усури развиты свиты: таухинская (берриас-валанжин) и ключевская (ранний - поздний валанжин), а в бассейне р. Аввакумовка - только таухинская свита. Взаимоотношения их с подстилающими отложениями установлены только в бассейне р. Аввакумовка, где таухинская свита резко несогласно залегает на предположительно верхнетриасовых отложениях.

Берриас - нижний валанжин

В центральной части этого района нижняя часть таухинской свиты представлена грубообломочными толщами, а состав и строение свиты резко отличаются от этих характеристик в других местах ее развития. Западнее таухинская свита сложена преимущественно алевроаргиллитами с подчиненными грубообломочными породами и только севернее, в бассейне р. Устиновка разрезы свиты похожи на таковые из этого района.

В бассейне р. Фасольная Левая (рис. 41,29 и 30, разр. 141) наиболее полно представлена нижняя часть таухинской свиты:

1. Песчаники от мелкозернистых до гравийных с линзами кремнекlastических конгломератов и гравелитов до 400 м
 2. Алевроаргиллиты, кверху переходящие в алевропесчаники 120 м
 3. Песчаники, как в слое 1, с частыми рассеянными гальками кремнистых пород 180 м
 4. Переслаивание алевроаргиллитов, алевропесчаников и мелкозернистых песчаников 260 м
 5. Алевроаргиллиты, внизу с прослоями до 20 м конгломератов и с *Neocomites ex gr. neocomiensis (Orb.)* 100 м
- Общая мощность 1060 м

На основании ритмичного строения, как и в предыдущем районе, слои 1 и 2 мы относим к нижней подсвите, 3 и 4 - к средней, а 5 - к верхней подсвите.

Лучше изучен разрез **по руч. Левый Охотничий**. (рис. 41,29 и 30, разр. 143), но без нижней части свиты:

1. Конгломераты среднегалечные с линзами разнозернистых песчаников. Гальки хорошо окатаны и представлены песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами и кремнистыми породами. Наполнитель конгломератов - песчаник 300 м
 2. Песчаники алевроитовые с остатками *Exogyra sp.* с прослоем (10 см), содержащим большое количество ядер и отпечатков *Exogyra sp.* 20 м
 3. Алевроаргиллиты массивные 60 м
 4. Переслаивание мелкозернистых песчаников и массивных алевролитов 50 м
 5. Песчаники разнозернистые с гравелитами и с аммонитами *Neocomites ex gr. neocomiensis (Orb.)*, *Olcostephanus sp.*, двустворками *Pterotrignonia sp.*, *Nippotrignonia cf. kikuchiana (Yok.)*, *Exogyra sp.*, *Entolium sp.*, *Lima sp.*, *Isognomon sp.*, *Mytilus sp.*, *Panopaea sp.*, *Symetrocapulus sp.*, брахиоподами *Maritimithyris lautus Smirn.*, *Cyclothyris acucostalis Smirn.* и иглами морских ежей 30 м
 6. Алевроаргиллиты массивные 90 м
 7. Песчаники алевроитовые массивные 220 м
 8. Алевроаргиллиты массивные 100 м
- Общая мощность 870 м

К северо-западу и западу от описанного разреза мощность базального слоя 1 резко уменьшается. Так, в районе пади Сенокосная она составляет 20 м, а в бассейне р. Фасольная Левая мелкогалечные конгломераты и гравелиты встречаются лишь в виде маломощных линз. Это может свидетельствовать о том, что область сноса располагалась восточнее, что подтверждается и находками *Symetrocapulus sp.* - жителя верхней литорали. Кроме того, с востока на запад роль алевролитов увеличивается, а песчаников - уменьшается.

Поскольку выше согласно залегает ключевская свита, слои 5-8 мы рассматриваем как верхнетаухинскую подсвиту, тем более, что здесь есть остатки аммонитов *Olcostephanus sp.*, характерные для этой подсвиты, а слои 1-4 относим к среднетаухинской подсвите.

В падах Никонова и Сенокосная (рис. 41 и 29) В.А. Красилов [110] собрал *Alsophyllites nipponensis (Oishi) Krassil.* и *Nilssonina schauburgensis (Dunk.) Nath.* Эти и подобные формы, а также растительный детрит обнаружены во многих фрагментарных разрезах района.

В бассейне р. Аввакумовка (рис. 41, 29, 30, разр. 146) разрез близок предыдущему. В слое 2 обнаружены двустворки: обильные *Exogyra sp.* (образующие вверху ракушняк), *Myophorella (Myophorella) cf. nottica Konov.*, *Thracia sp. indet.*, *Laternula sp.*, *Pleuromya sp. indet.*, *Liostrea sp.*; брахиоподы *Cyclothyris acucostalis Smirn.*, *Maritimithyris lautus Smirn.* и *Enodithyris fluens Smirn.* В слое 4 - аммониты *Neocomites sp.*, *Neohoploceras sp.*, двустворки *Myophorella (Myophorella) nottica Konov.*, *Thracia sp.* и *Exogyra sp.*

На западе, в верховьях р. Усури (рис. 41, 29, 30, разр. 144), отложения существенно алевроаргиллитовые, внизу линзы кремнистых аргиллитов и немного грубообломочных пород. В слое 2 собраны аммониты *Neocomites ex gr. neocomiensis*, двустворки *Liostrea sp.*, *Pinna sp.*, *Buchia volgensis (Lah.)*, *B. sp. indet.*; в слое 3 резко преобладают бухии: *Buchia cf. volgensis (Lah.)*, *B. ex gr. keyserlingi (Lah.)*, *B. pacifica Jeletzky* и редкие *Neocomites sp.*

На северо-восточных отрогах г. Снежная (рис. 41, 29, 30, разр. 145) в существенно алевроаргиллитовой толще собраны *Buchia cf. volgensis (Lah.)*, *B. cf. keyserlingi (Lah.)* и *B. pacifica Jeletzky*. В 1939 г. В.И. Бодылевский определил из сборов Н.П. Заболотной *Olcostephanus sp. indet.* Ископаемая фауна позволяет относить эти отложения к верхнетаухинской подсвите. Все эти формы типично таухинские и, за исключением бухий и некоторых эвритермных представителей - тетические. Только в западной части района бухий больше, чем представителей фауны Тетиса. Наличие в верхней подсвите аммонитов из родов *Olcostephanus* и *Neohoploceras* свидетельствуют о валанжинском возрасте, а бухии типичны для начала раннего валанжина. Возможно, как и в предыдущем районе, здесь нет слоев, соответствующих низам нижнего берриаса.

Нижний - верхний валанжин

К этому возрасту относится **ключевская свита**, которая согласно залегает на верхнетаухинской подсвите. Наиболее полные разрезы свиты изучены в верховьях р. Уссури и в бассейне р. Маргаритовка.

В верховьях р. Уссури (рис. 41, 29, 42, разр. 144) согласно на верхнетаухинской подсвите залегают:

1. Песчаники зеленовато-серые средне-мелкозернистые с прослоями алеврогиллитов (0.3-0.5 м) и с этими же породами внизу мощностью до 80 м, а также с линзами гравелитов. В основании - 5 м мелкогалечных конгломератов, по латерали переходящих в гравийные песчаники. В песчаниках двустворки *Buchia keyserlingi* (Lah.), *B. inflata* (Lah.), *B. cf. crassicolis* (Keys.) и *B. pacifica* Jeletzky. 520 м

2. Алевроаргиллиты с пластами мелкозернистых песчаников и пакетами переслаивания песчаников и алевролитов, а сверху - с мелкозернистыми песчаниками 410 м

Общая мощность 930 м

По левому берегу р. Маргаритовка в районе пади Собачья (рис. 41, 29, 42, разр. 142) ключевская свита представлена наиболее полно и почти непрерывно обнажена от основания до верхних горизонтов. Южнее устья пади Собачья в южном крыле небольшой антиклинальной складки, на таухинской свите залегает ключевская свита:

1. Песчаники от мелко- до среднезернистых массивные с линзами мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Внизу конгломераты до среднегалечных и два прослоя массивных алевролитов мощностью 2 и 4 м. Гальки конгломератов хорошо окатаны и состоят из кремнистых пород, песчаников, реже алевролитов; наполнитель - песчаниковый. В песчаниках собраны *Buchia cf. keyserlingi* (Lah.), *B. inflata* (Lah.), *B. sibirica* (Soc.), *B. wollossowitschi* (Sok.), *B. crassicolis* (Keys.), *B. solida* (Lah.), *B. visingensis* (Sok.), *B. pacifica* Jeletzky, *Cymatoceras* sp. и *Polyptychites* sp. 280 м

2. Переслаивание песчаников мелкозернистых, алевропесчаников и алевролитов при мощности слоев 20-50 м, в песчаниках и алевропесчаниках собраны *Buchia inflata* (Lah.), *B. cf. keyserlingi* (Lah.), *B. cf. crassicolis* (Keys.) и *B. sublaevis* (Keys.). 330 м

3. Песчаники мелкозернистые массивные с линзами мелкогалечных конгломератов и с редкими прослоями алевролитов, в которых обнаружены *Buchia solida* (Lah.), *B. crassicolis* (Keys.) и *B. bulloides* (Lah.). 200 м

4. Алевролиты перемятые с редкими будинированными прослоями мелкозернистых песчаников 80 м

Общая мощность 890 м

Вся фауна ключевской свиты явно валанжинская. Аммонит *Polyptychites* свидетельствует о конце раннего - позднем валанжине. Обилие *Buchia cf. keyserlingi*, *B. inflata* при наличии *B. crassicolis* и *B. solida* также позволяет датировать свиту этим возрастом. *Buchia sublaevis* во второй толще подтверждает поздневаланжинский возраст.

БАССЕЙНЫ РЕК ПАВЛОВКА (ВЕРХОВЬЯ) И ЗЕРКАЛЬНАЯ

В этом районе широко развита **таухинская свита** и немного **ключевская**.

За 40 лет изучения отложений, относящихся ныне к **таухинской свите**, представления об их стратиграфии существенно изменились. Вначале они назывались **кастафуновской свитой** и сопоставлялись с подобными отложениями бассейна р. Авакумовка, а их возраст рассматривался то как валанжин-готеривский [293], то как готерив-барремский [33], то как альбский [96]. В.А. Красилов [110] собрал из этих отложений богатую коллекцию остатков флоры, обосновал их берриасский возраст и назвал **сибайгинской толщей**. С 1968 г. среди геологов-практиков эти образования широко известны как **сигуевская толща** таухинского горизонта и сопоставлялись с таухинской свитой бассейнов рек Авакумовка и Маргаритовка [96].

С внедрением в геологическую практику понятия "олистострома" взгляды на стратиграфию этого района существенно изменились. Так, большая часть площадей распространения таухинской свиты Кавалеровского района была сопоставлена с журавлевской свитой Коппи-Лужкинской зоны [45]. К этой же свите была отнесена и терригенная часть эрдагуусской свиты, а затем, по-видимому убедившись в неправомерности таких сопоставлений, эта часть в противоречие со "Стратиграфическим кодексом" [213], была названа **силинской толщей** [56, 57], хотя это название уже несколько десятков лет существует в юре Хабаровского края [193, 194, 195]. Олистостромовая толща, развитая в бассейне р. Устиновка, была отнесена к берриасу-валанжину и сопоставлена с нижнетаухинской подсвитой, а выше была помещена грубообломочная таухинская свита (она же кастафуновская, сибайгинская или сигуевская), но здесь она названа устиновской толщей [56, 57], а еще выше располагается собственно таухинская свита. Грубообломочная толща выделена в самостоятельную тектоническую пластину, названную Устиновским субтеррейном. Основанием для таких построений послужил тектонический блок с берриасской флорой, расположенный между ручьями Пасечный и Косницкий (рис. 43, разр. 152), который в перечисленных работах рассматривался как олистолит. Поэтому олистостромовая толща, лежащая ниже грубообломочной, должна быть моложе последней.

Проведенный нами анализ геологических материалов не подтверждает этих построений. Радиоларии из матрикса олистостромы (Я.В. Каменский, 1990 г.) юрские и юрско-меловые. Юрско-меловые формы не могут обосновывать меловой возраст, а только свидетельствуют, что он может быть в пределах юры и мела, следовательно, предпочтение нужно отдавать юрским радиолариям, которые только и могут дать точный юрский

IV

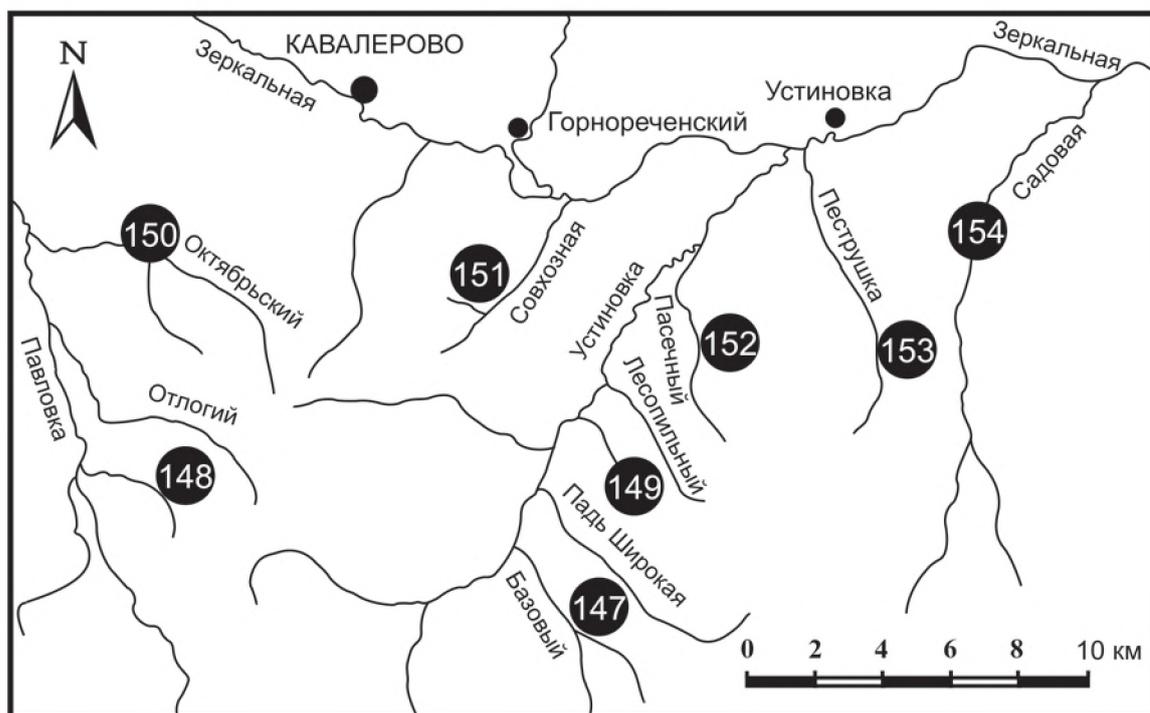


Рис. 43. Схема расположения основных разрезов берриас - валанжинских отложений Прибрежного поднятия в бассейнах рек Павловка и Зеркальная.

Цифры в кружках: 147 - руч. Базовый, 148 - восточные отроги г. Ким, 149 - междуречье ручьев Лесопильный и Широкий, 150 - руч. Октябрьский, 151 - левобережье р. Совхозная, 152 - междуречье ручьев Пасечный и Косницкий, 153 - правобережье руч. Пеструшка, 154 - р. Садовая.

возраст матрикса. Таухинская же свита с берриас-валанжинскими фауной и флорой залегает несогласно на этой юрской олистостроме.

Ключевская свита распространена - только в тектоническом блоке в отрогах г. Ким.

Берриас - нижний валанжин

Как и в предыдущих районах Прибрежного поднятия, здесь к этому возрасту относится таухинская свита. Мелкоблоковое строение не позволяет составить ее более или менее полные разрезы на всей рассматриваемой площади, поэтому мы ограничимся разрезами, охарактеризованными органическими остатками берриаса - раннего валанжина.

В верховьях р. Павловка, в бассейне руч. Октябрьский (рис. 41, 43 и 44, разр. 150), изучен следующий фрагмент разреза:

- | | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|
| 1. Песчаники мелкозернистые массивные | 90 м |
| 2. Кремнисто-глинистые породы зеленовато-серые | 40 м |
| 3. Алевроаргиллиты и алевропесчаники с редкими прослоями мелкозернистых песчаников. В алевропесчаниках двустворки <i>Grammatodon sp.</i> , <i>Astarte sp.</i> и аммониты <i>Neocomites ex gr. neocomiensis (Orb.)</i> | 230 м |
| 4. Переслаивание песчаников мелкозернистых и алевроаргиллитов | 70 м |
| 5. Алевроаргиллиты массивные | 40 м |

Общая мощность 470 м

Несколько южнее в алевроаргиллитах, которые залегают выше остальных пород, обнаружены *Buchia cf. volgensis (Lah.)* и такой же *Neocomites*.

Эти отложения мы условно относим к нижнетаухинской подсвите, поскольку кремнистые породы характерны только для этого уровня нижнего мела западной части Прибрежного поднятия, и фауна не противоречит такому сопоставлению.

На правобережье р. Совхозная (рис. 41 и 43, разр. 151) из-за мелкоблокового строения разреза составить не удалось. В алевроаргиллитах мощностью 80 м с кремнистыми породами в основании А.Н. Калягин нашел аммонит, который Г.Я. Крымгольц определил как *Oxynoticeras (?) sp.* (ранняя юра). У нас сохранился отпечаток этого аммонита, который, нам представляется, больше похож на *Dalmasiceras* (берриас). Это подтверждается и

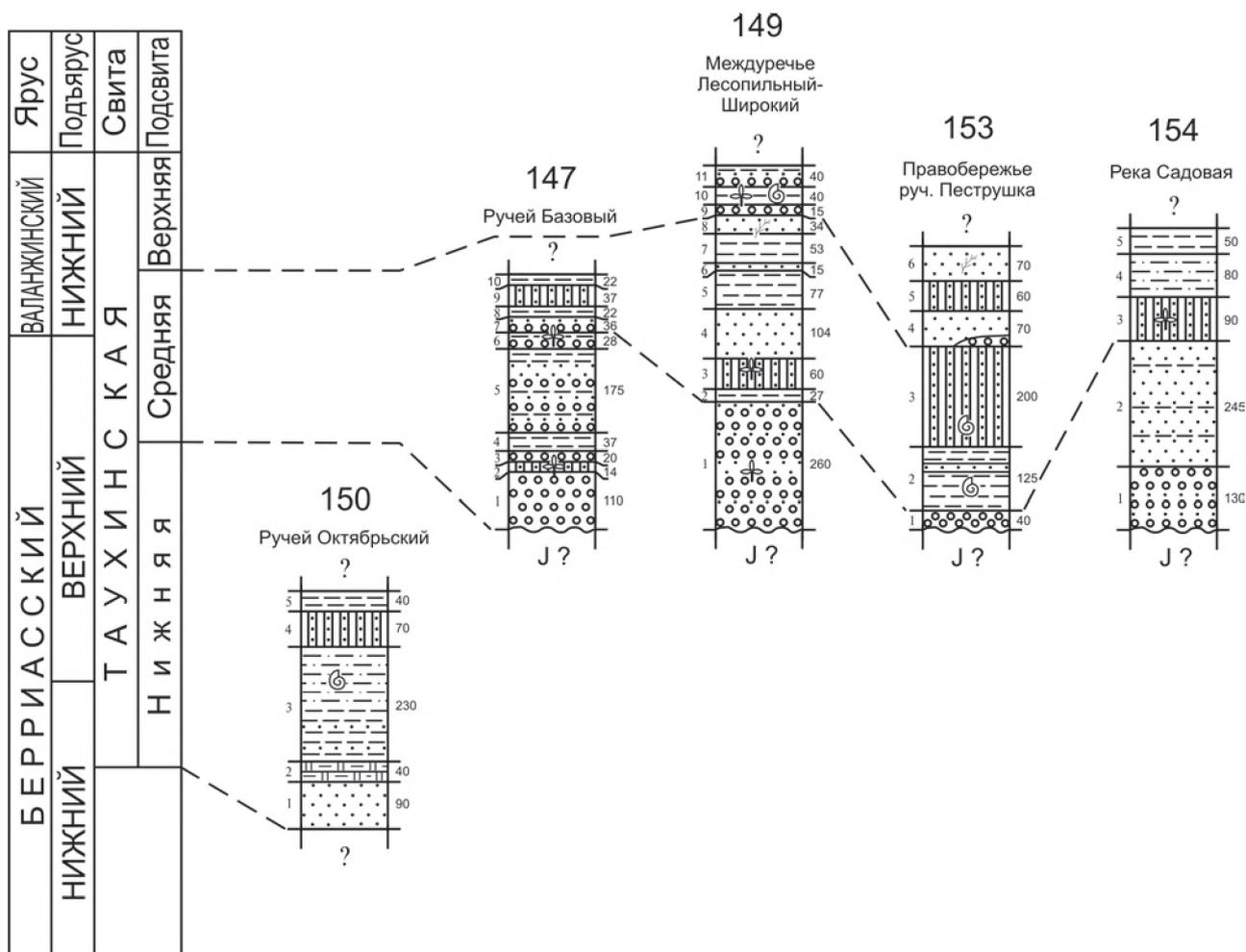


Рис. 44. Корреляция основных разрезов таухинской свиты Прибрежного поднятия в бассейнах рек Павловка (верховья) и Зеркальная.

Номера колонок и авторы: 147 - В.П. Коновалов [33], 149 - Ю.Ф. Адамовский (1968 г.) и Я.В. Каменский (1990 г.), 150 - В.П. Коновалов [93], 153 - В.П. Коновалов [93] и Я.В. Каменский (1990 г.), 154 - А.Ф. Маринин (1966 г.). J? - предположительно юрские отложения. Условные обозначения на рис. 5

спорово-пыльцевым комплексом из этих же отложений [141]. Здесь же, на левом берегу р. Совхозная, И.В. Коновалова обнаружила *Nilssonia schauburgensis* (Dunk.) Nath. (определение С.А. Шороховой) - форму, типичную для таухинской свиты [110].

В бассейне р. Зеркальная (рис. 41, 43 и 44, разр. 147, 149, 152-154) таухинская свита сложена в основании грубообломочными породами и залегает несогласно на олистостроме, которую мы условно отнесли к юре. Наиболее полный разрез свиты изучен В.П. Коноваловым, Ю.Ф. Адамовским и Я.В. Каменским **между ручьями Лесопильный и Широкий** (рис. 41, 43 и 44, разр. 149):

1. Конгломераты, часто валунные, и гравелиты с прослоями песчаников от мелкозернистых до гравийных с флорой *Cladophlebis vasilevskae* Vachr., *Alsophylites nipponensis* (Oishi) Krassil. и *Coniopteris cf. vsevolodii* Vachr. (определения С.И. Невотиной и Е.Б. Волынец) 260 м
2. Алевроаргиллиты 27 м
3. Переслаивание песчаников и алевролитов с флорой *Coniopteris onichoides* Vas. et K.-M., *C. cf. depensis* E. Lebed. и *Onychiopsis psilotoides* (Stok. et Webb.) Ward. 60 м
4. Песчаники зеленовато-серые от тонко- до среднезернистых 104 м
5. Алевроаргиллиты 77 м
6. Песчаники зеленовато-серые мелкозернистые 15 м
7. Алевроаргиллиты 53 м
8. Песчаники от средне- до крупнозернистых с растительным детритом 34 м
9. Гравелиты кремнекластические 15 м
10. Алевроаргиллиты с остатками флоры *Alsophilites nipponensis* (Oishi) Krassil., *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sew., *Onychiopsis psilotoides* (Stok. et Webb.), *Zamiophyllum* sp., *Dictyozamites* sp., *Nilssonia schauburgensis* (Dunk.) Nath и моллюсков *Nucula* sp., *Myophorella* (*Myophorella*) *nottica* Konov., *Stolmorhynchia* sp. и *Cyclothyris acuticostalis*

<i>Smirn.</i>	40 м
11. Переслаивание гравелитов, песчаников и алевроаргиллитов	40 м

Общая мощность 725 м

Наиболее обильная флора собрана В.А. Красиловым [111] и Е.Б. Вольнец по руч. **Базовый** (рис. 41, 43 и 44, разр. 147). Характерными для таухинской свиты В.А. Красилов считает *Sphenopteris nitidula* (Yok.) Oishi, *Sagenopteris petiolata* Oishi, *Dictyozamites falcatus* (Morris) Medl. et Blanf., *Otozamites klipsteinii* (Dunk.) Sew. и *Nilssonia schaumburgensis* (Mant.) Dunk.

По простираанию структур в слоях 9 и 10 этого разреза, кроме тригониид есть *Exogira* sp. - форма очень характерная для таухинской свиты бассейнов рек Черная, Маргаритовка, Аввакумовка и др.

По руч. Пеструшка (рис. 41, 43 и 44, разр. 153) в разрезе, составленном В.П. Коноваловым с использованием материалов Я.В. Каменского, значительно меньше грубообломочных пород:

1. Конгломераты и гравелиты	40 м
2. Алевроаргиллиты с единичными прослоями песчаников и с <i>Buchia</i> cf. <i>fischeriana</i> (Orb.)	125 м
3. Переслаивание песчаников и алевролитов в примерно равных количествах, мощность ритмов 0,6-0,8 м. В нижней части: <i>Neocomites</i> ex gr. <i>neocomiensis</i> (Orb.), <i>Buchia volgensis</i> (Lah.), <i>B. sp. indet.</i> и <i>Variamussium</i> sp.	200 м
4. Песчаники зеленоватого-серые мелкозернистые с линзами гравелитов в основании	70 м
5. Переслаивание песчаников и алевролитов при мощности ритмов 0,2-0,45 м	60 м
6. Песчаники, как в слое 4, с растительным детритом	70 м

Общая мощность 565 м

Северо-восточнее, в бассейне р. Садовая (рис. 41, 43 и 44, разр. 154), А.Ф. Маринин (1966 г.) приводит разрез, где мощность грубообломочных пород в основании (слой 1) снова увеличивается до 130 м, выше идут песчаники до 245 м мощности (слой 2) с редкими тонкими прослоями алевроаргиллитов и слои 3-5 суммарной мощности 220 м. Флора из этого разреза аналогична флоре из слоя 3 разреза 149.

Органические остатки из таухинской свиты этого района в целом такие же, как характерные для этой свиты в других районах, но уверенно провести сопоставление очень сложно.

Разрез 150 (рис. 41, 43, 44) и слои левобережья р. Совхозная (рис. 41 и 43, разр. 151) мы условно сопоставляем с нижней подсвитой, поскольку для этого уровня характерны кремнистые породы, и, если предположение верно, то аммонит с р. Совхозная характерен для верхних частей нижнего - нижних частей верхнего берриаса. Разрезы 147, 149 и 154 (рис. 41, 43 и 44) очень похожи на таухинскую свиту бассейна рек Маргаритовка и Аввакумовка, и условно отнесены к средней подсвите. Не противоречит этому и фауна (рис. 41, 43 и 44, разр. 153). Верхние части разрезов 149 и 153 (рис. 44) условно сопоставляются с верхнетаухинской подсвитой.

Нижний - верхний валанжин

Отложения этого возраста известны только в отрогах г. Ким (рис. 41 и 43, разр. 148). Здесь в блоке песчаников с линзами гравелитов и тонкими прослоями алевролитов, найдены *Buchia keyserlingi* (Lah.), *B. wollossowitschi* (Sok.), *B. cf. uncitoides* (Pavl.), *B. ex gr. solida* (Lah.) и *B. sp. indet.* Видимая мощность до 200 м. По фауне и по строению эти образования соответствуют, вероятнее всего, нижней части ключевской свиты.

БАССЕЙН РЕКИ РУДНАЯ

Геологическому строению Дальнегорского района, как и Кавалеровского, свойственны многоярусные тектонические покровы, чешуи и мелкие блоки [45]. Это, а также плохая обнаженность обусловило существование различных точек зрения на стратиграфию мезозойских образований района.

Первоначально берриас-валанжинские отложения были выделены здесь в **таухинскую свиту** [32, 33, 93, 110, 193, 195 и др.], но благодаря тому, что в последние два десятилетия выделено много олистостром [45; и др.], В.А. Михайлов [159, 160] предложил вместо таухинской свиты выделить новый стратон - **мономаховскую свиту**, не дав, как мы считаем, достаточного обоснования этому [102], о чем будет сказано ниже.

Сторонники выделения олистостром приложили много сил, чтобы эти, широко развитые в Дальнегорском районе образования, ввести в состав берриас-валанжинских отложений, предложив иное, чем рассматривалось ранее, строение последних. Они рассматривают все брекчии, конгломерато-брекчии, конгломераты и другие грубообломочные породы как олистостромы только в тех случаях, когда эти образования относятся ими к берриасу-валанжину. В тех же случаях, когда они, по мнению этих геологов, более древние, им приписывается другой генезис. Например, грубообломочная толща на правом берегу р. Мраморная и в других местах, рассматривается как типичная берриас-валанжинская олистострома, а аналогичные образования с восточной стороны г. Карьерная (триас-раннемелового возраста, по В.А. Михайлову) отнесена уже не к олистостроме, а к шлейфу размыва триасовых карбонатных построек [139, 150].

Новая схема стратиграфии берриас-валанжинских отложений Дальнегорского района была составлена Б.В. Кузнецовым (1985 г.), В.П. Парняковым [111, 140], В.А. Михайловым [159, 160] и Ю.П. Юшмановым [45, 244, 245]. Эти отложения были разделены на три толщи (снизу): толщу ритмичного переслаивания песчаников и алевроаргиллитов (флишоидная), олистостромовую и толщу алевроаргиллитов (песчаниково-алевроаргиллитовую).

В.А. Михайлов объединил их под названием **мономаховская свита** и разделил ее на две подсвиты. К нижней он отнес первые две толщи, а к верхней - третью. По нашему мнению, эти геологи некорректно интерпретировали органические остатки, поэтому вышеприведенная стратиграфическая схема необоснована и противоречива.

В бассейне р. Рудной нижнемеловые отложения представлены **таухинской свитой** (берриас - ранний валанжин) и **ключевской** (ранний-поздний валанжин) [32, 33, 93].

Берриас - нижний валанжин

Таухинская свита распространена широко, но в большинстве мест представлена фрагментарно, и только на Мономаховском поднятии ее разрезы наиболее полны и лучше охарактеризованы органическими остатками. Свита залегает несогласно на горбушинской серии и на олистостроме, содержащей олистолиты триасовых известняков. В последнем случае такое залегание наблюдалось и непосредственно на матриксе олистостромы, и на олистолитах - известняках.

На горбушинской серии (разрезы р. Рудная, междуречья Высокогорск - Кривая, верховья руч. Тигровый и др.) базальные слои таухинской свиты представлены брекчиями, конгломерато-брекчиями, конгломератами и гравелитами, переслаивающимися друг с другом, или с песчаниками и алевролитами. Кластика грубообломочных пород, размер которой превышает 300 м, уменьшаясь кверху, сложена кремнистыми породами, песчаниками и алевролитами. Наполнитель пород - песчаник или алевро-песчаник, реже - гравелит. При залегании на известняках (рис. 41, 45 и 46, разр. 157, 158, 161) строение базальных слоев свиты, в общем, такое же, есть глыбы до нескольких м, в основном известняковые, и только вверху в заметных количествах появляются кремни. Мощность базальных слоев 260-560 м. Строение ее выдерживается только в общих чертах, частные же разрезы отличаются друг от друга. Состав кластики меняется в зависимости от того, какие материнские породы размывались. В большинстве случаев это триасовые известняки, а на правом берегу р. Мраморная - пермские известняки. В.А. Михайлов [159, 160] считает грубообломочную толщу правого берега р. Мраморная олистостромой, с чем мы не согласны.

Залегание таухинской свиты на матриксе олистостромы достоверно установлено только на водоразделе рек Нежданка и Кривая (рис. 41 и 45, разр. 163). Здесь гравийные песчаники с таухинской фауной залегают на алевролитах с обломками кремней и известняков, мощность которых 15-20 м.

На рис. 46 хорошо видно, что таухинская свита делится на три подсвиты.

Нижняя подсвита (260-560 м), по сути, описана выше. Нужно добавить только ее палеонтологическую характеристику.

Органические остатки в основном собрали Ю.С. Липкин, П.В. Маркевич, Ю.Т. Гурулев, Г.А. Тарасов, В.П. Парняков, В.П. Коновалов, В.С. Макаров, В.А. Михайлов и др. На водоразделе рек Нежданка - Кривая (рис. 45, разр. 163) и в верховьях руч. Тигровый (рис. 45, разр. 162) в самом нижнем слое свиты собраны двустворки *Oxytoma sp. indet.*, *Lima sp. indet.*, *Liostrea sp. indet.*, *Rastellum ex gr. rectangularis (Roem.)*, *Buchia cf. uncitoides (Pavl.)* и *Iotrigonia taucheana Konov.*; брахиоподы *Cyclothyris acuticostalis Smirn.* и *Oriensellina minutalis Smirn.*, колпачковидные гастроподы (типа *Patella*) и остатки морских ежей. В целом, этот комплекс характерен для таухинской свиты Приморского края, а *Rastellum ex gr. rectangularis* и *Iotrigonia taucheana* характерны для нижнетаухинской подсвиты.

В низовьях р. Рудная (рис. 41, 45 и 46, разр. 158) в середине подсвиты по руч. Длинный обнаружена *Buchia sp.*, у устья руч. Забытый - *B. cf. volgensis (Lah.)*, а из керна скважины - фрагменты ростров "*Belemnites*" *sp.*; в верхней части подсвиты в районе руч. Известковый (рис. 41, 45 и 46, разр. 157) - остатки флоры плохой сохранности *Nilssonina sp. indet.* и *Podozamites sp. indet.*; на восточном склоне г. Карьерная (разр. 157) - двустворки *Exogyra sp.*, *Rastellum ex gr. rectangularis (Roem.)* и аммониты *Neocomites sp.*; в бассейне руч. Забытый - *Buchia terebratuloides (Lah.)*, аммонит *Neocomites sp.* и брахиоподы сем. *Rhynchonellidae*.

Вся перечисленная выше фауна в таком сочетании характерна для таухинской свиты, а *Buchia terebratuloides*, *B. volgensis* и *B. uncitoides* - для берриаса - начала раннего валанжина, но поскольку в вышележащей свите известна *Berriasella sp.* (типично берриасский род), возраст нижней подсвиты рассматривается как берриасский.

Средняя подсвита (500-520 м) (рис. 41, 45 и 46) распространена там же, где нижняя и залегает на ней согласно. Начинается подсвита конгломератами или гравелитами мощностью до 50 м, и затем следуют 450-470 м алевропесчаников и алевроаргиллитов с линзами гравелитов (до 5 м) и с прослоями песчаников (5-10 м, реже до 30 м). Фациальные изменения выражены изменением количества песчаников и гравелитов или иногда появлением ритмичного переслаивания песчаников и алевроаргиллитов. Во многих местах в средней подсвите обнаружены фауна и флора.

В нижней ее части в **верховьях р. Кривая** (рис. 41, 45 и 46, разр. 161) - *Leda sp. indet.* и *Buchia cf. fischeriana (Orb.)*, брахиоподы *Oriensellina minutalis Smirn.*, *Cyclothyris acuticostalis Smirn.*, фрагменты аммонитов плохой сохранности; в районе руч. Известковистый (рис. 41, 45 и 46, разр. 157) по ручьям Водопадный и Аммонитовый - двустворки *Buchia terebratuloides (Lah.)*, *B. ex gr. fischeriana (Orb.)*, *B. uncitoides (Pavl.)*, аммониты *Neocomites sp.* и флора *Onychiopsis psilotoides (Stok. et Webb.)* и *Nilssonina schauburgensis (Dunk.) Nath.* (определения В.А. Красиловой); в районе р. Мраморная (рис. 45 и 46, разр. 156) аммониты *Berriasella s. l.*, *Neocomites s. l.*, (определение И.И. Сей и Е.Д. Калачевой) и флора *Alsophylites nipponensis (Oishi) Krassil.*, *Nilssonina sp.* и *Podozamites sp.* (определения В.А. Красиловой); в междуречье Прямая - Мона-

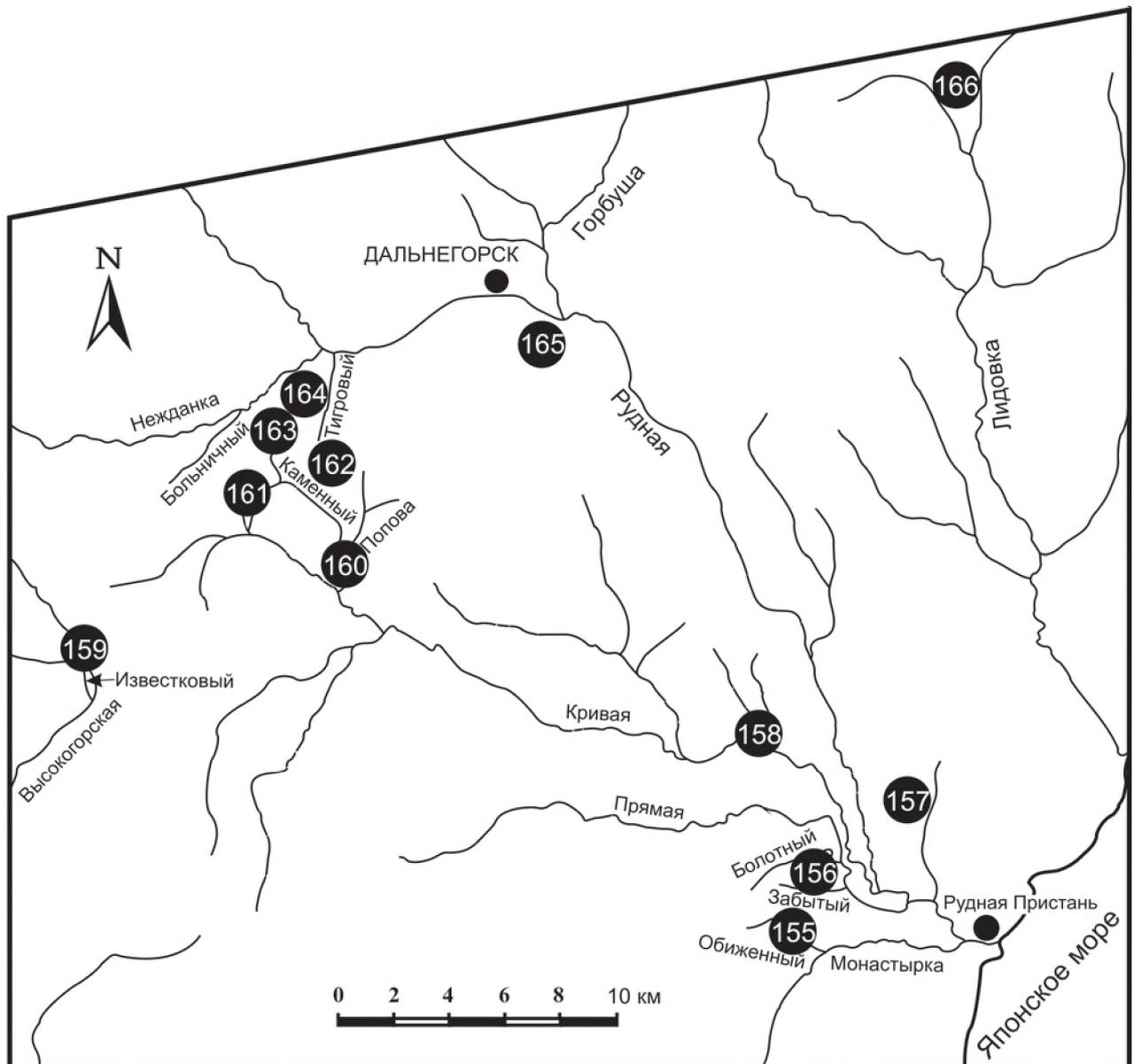


Рис. 45. Схема расположения основных разрезов берриас - валанжинских отложений Прибрежного поднятия в бассейне р. Рудная.

Положение схемы на рис. 37. Цифры в кружках: 155 - ручьи Обиженный и Рудный, 156 - правобережье р. Мраморная, 157 - г. Карьерная и руч. Известковый, 158 - руч. Длинный, 159 - междуречье р. Высокогорская и руч. Известковый, 160 - верховье р. Кривая в районе руч. Попов, 161 - верховья р. Кривая, 162 - верховье руч. Тигровый, 163 - водораздел рек Нежданка - Кривая, 164 - левобережье руч. Тигровый (в среднем течении), 165 - р. Рудная выше устья р. Горбуша 166 - верховья р. Лидовка

стырка - в нескольких местонахождениях аммониты *Neocomites ex gr. neocomiensis (Orb.)*, двустворки *Buchia sp.*, а также остатки флоры *Cladophlebis sp.*, *Podozamites sp.* и *Onychiopsis sp.* (определения С.А. Шороховой).

В средней и верхней частях подсвиты во многих местонахождениях в междуречье Прямая - Монастырка - аммониты *Neocomites ex gr. neocomiensis (Orb.)*, двустворки *Exogyra sp.* и брахиоподы *Cyclothyris acuticostalis Smirn.*, *Oriensellina minutalis Smirn.*, *Enodithyris fluens Smirn.*, *Tetjuchithyris flexibilis Smirn.*; остатки флоры те же, что и в нижней части.

Как и в нижней подсвите, фауна средней подсвиты типично таухинская и соответствует: нижняя часть, благодаря присутствию *Berriasella sp.*, берриасу, а верхняя - возможно, началу раннего валанжина.

Верхняя подсвита (изученная мощность 450 м) развита только в бассейне ручьев Обиженный и Рудный (рис. 41, 45, 46, разр. 155), в верховьях р. Кривая (рис. 45, 46, разр. 161), в бассейне руч. Тигровый (рис. 41, 45, разр. 164) и, вероятно, в бассейне руч. Больничный. В первых двух местах, где ее разрезы наиболее полные, она залегает согласно на средней подсвите, а в других фрагментах она в тектонических блоках. Подсвита сложена ритмично переслаивающимися песчаниками от мелко- до грубозернистых, алевролитами и аргиллитами. Внутри нее встречаются пласты песчаников и алевроаргиллитов мощностью до 40 м. В основании - 25 м ненасыщенных

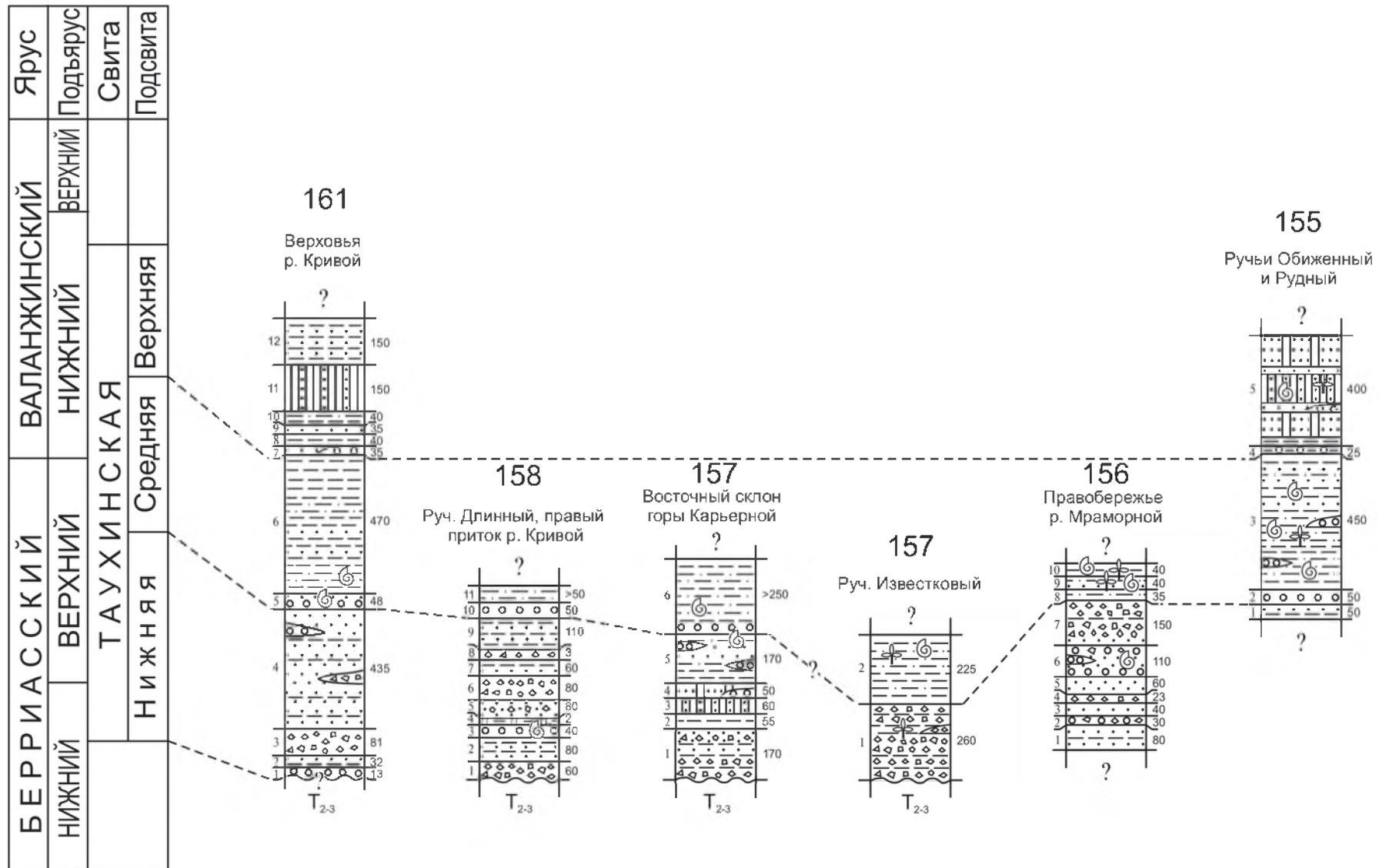


Рис. 46. Корреляция основных разрезов берриас - валанжинских отложений Прибрежного поднятия в бассейнах р. Рудная. **Номера колонок и авторы:** 155 - П.В. Маркевич [146] и В.П. Коновалов [93], 156 - П.В. Маркевич [146] и В.П. Коновалов, 157 (г. Карьерная) - В.П. Коновалов, 157 (руч. Известковый) - В.А. Михайлов [159, 160], 158 - П.В. Маркевич [146], 161 - В.П. Коновалов (1969 г.), **Индексы:** T_{2-3} - средне - верхнетриасовые отложения (тетухинская серия). **Условные обозначения** на рис. 5

конгломератов (пудингов), сложенных алевропесчаниками с рассеянными гальками кремней величиной до 2 см, составляющими примерно половину объема породы.

В бассейне руч. Обиженный (рис. 41, 45 и 46, разр. 155) из этой подсвиты известны двустворки *Buchia sp.*, брахиоподы *Cyclothyris cf. acuticostalis Smirn.*, *Oriensella minutalis Smirn.*, *Tetjuchityris sp.*, аммониты *Neocomites cf. trezanensis (Lory.)*, *Olcostephanus sp.* и остатки флоры *Onychiopsis sp.* и *Nilssonina sp.*

В бассейне руч. Тигровый (рис. 41 и 45, разр. 164) И.И. Сей и Е.Д. Калачева [166] определили аммонита *Olcostephanus sp. indet.* Представители этого рода в приморье характерны для верхнетаухинской подсвиты.

К этому же возрасту мы относим и блок ритмично переслаивающихся пород на правобережье руч. Больничный в бассейне р. Нежданка, из которого Е.А. Доруховская определила *Thurmanniceras sp. cf. jenkinsi (Anders.)*

Из всей этой фауны *Neocomites trezanensis* и *Thurmanniceras jenkinsi* встречаются в валанжинских отложениях юга Европы и Калифорнии [146, 180], но поскольку в Приморье на таухинской свите залегает ключевская свита с ранневаланжинской фауной, мы вправе рассматривать возраст верхнетаухинской подсвиты как ранневаланжинский. О представителях рода *Olcostephanus* говорилось ранее.

Neocomites, который В.П. Коновалов определяет как *N. cf. trezanensis (Lory.)*, И.И. Сей и Е.Д. Калачева [166] определяют как *N. cf. teschenensis (Uhlig)*, но от последнего вида наш аммонит четко отличается иным характером скульптуры, позволяющим считать его близким *N. trezanensis (Lory.)* - характерному представителю верхнетаухинской подсвиты.

Таким образом, возраст таухинской свиты в районе р. Рудная мы в целом рассматриваем как берриас-валанжинский. Какой объем берриаса охватывает таухинская свита, определить трудно, так как мы не имеем четких раннеберриасских элементов фауны. Имеются, хотя и не твердо обоснованные, данные что верхняя часть горбушинской свиты (не ясно, в каком объеме) имеет берриасский возраст [45, 56, 57, 159, 245], хотя последние работы по радиоляриям [84] противоречат этой трактовке. На основании этого мы допускаем, что низов берриаса в этом районе нет.

Нижний - верхний валанжин

К этому возрасту относятся терригенные образования, выделяемые как ключевская свита [33, 159, 160]. Они развиты в бассейне рек Прямая, Кривая (рис. 41 и 45, разр. 160) и Лидовка (рис. 41 и 45, разр. 166) и залегают согласно на верхнетаухинской подсвите. [159, 160]

В бассейне р. Кривая (рис. 41 и 45, разр. 160) В.А. Михайлов изучил наиболее полный и лучше охарактеризованный органическими остатками разрез:

1. Песчаники зеленовато-серые от мелко- до среднезернистых с линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов, с редкими прослоями алевролитов мощностью от 2 см до 5 м. В основании слоя - конгломераты, переходящие по латерали в гравелиты, мощностью 20 -30 м. В пади Попова из слоя 1 собраны двустворки *Buchia pacifica Jeletzky*, *B. solida (Lah.)*, *B. ex gr. visingensis (Sok.)*, *B. cf. keyserlingi (Lah.)* и *B. cf. bulloides (Lah.)* 400 м
 2. Алевроаргиллиты с прослоями зеленовато-серых мелкозернистых песчаников (20-30 м) 100-120 м
 3. Песчаники зеленовато-серые мелко-среднезернистые с прослоями алевропесчаников и алевролитов 85 м
- Общая мощность до 600 м

Мощность слоя 3 в бассейне р. Лидовка (рис. 41 и 45, разр. 166), определенная В.А. Михайловым [159, 160] - 180 м.

Вся фауна из этого разреза типично валанжинская. Некоторое преобладание *Buchia cf. keyserlingi*, *B. ex gr. inflata* и *B. ex gr. visingensis* при наличии *B. pacifica* и *B. solida* указывает на конец раннего валанжина [177, 268, 275], а в целом комплекс характерен для нижних частей ключевской свиты Приморья [99, 103, 195].

ВЫВОДЫ ПО ПРИБРЕЖНОМУ ПОДНЯТИЮ

Все вышеизложенное показывает, что рассматривать типичные олистоостромы в составе берриас-валанжинских отложений необоснованно. Это подтверждают юрские радиолярии в матриксе олистоостром и то, что там нет ни одной пробы с раннемеловыми радиоляриями. Отнесение олистоостром к берриасу-валанжину без палеонтологических доказательств, как это практикуется в настоящее время, конечно, ошибочно. Примером такой ошибки служит упомянутое при описании Коппи-Лужинской зоны отнесение в бассейне руч. Путеводный олистоостром, сопоставляемых большинством геологов с юрской эрдагуской свитой Кавлеровского района [161], к берриасу-валанжину (Михайлов, 1997 г.) только на основании того, что они представляют собой олистоостром, и, как представляет В.А. Михайлов, похожи на берриас-валанжинские толщи Дальнегорского района, хотя там их возраст не обоснован.

Корреляция типичных разрезов таухинской и ключевской свит Прибрежной зоны приведены на рис. 47. Здесь мы показали наши опубликованные взгляды [33, 93, 146 и др.]. На основании циклического строения таухинская свита разделена на три подсвиты. Корреляция подсвит основана на остатках фауны и на сходстве состава и строения разрезов, а также на их положении внутри свиты.

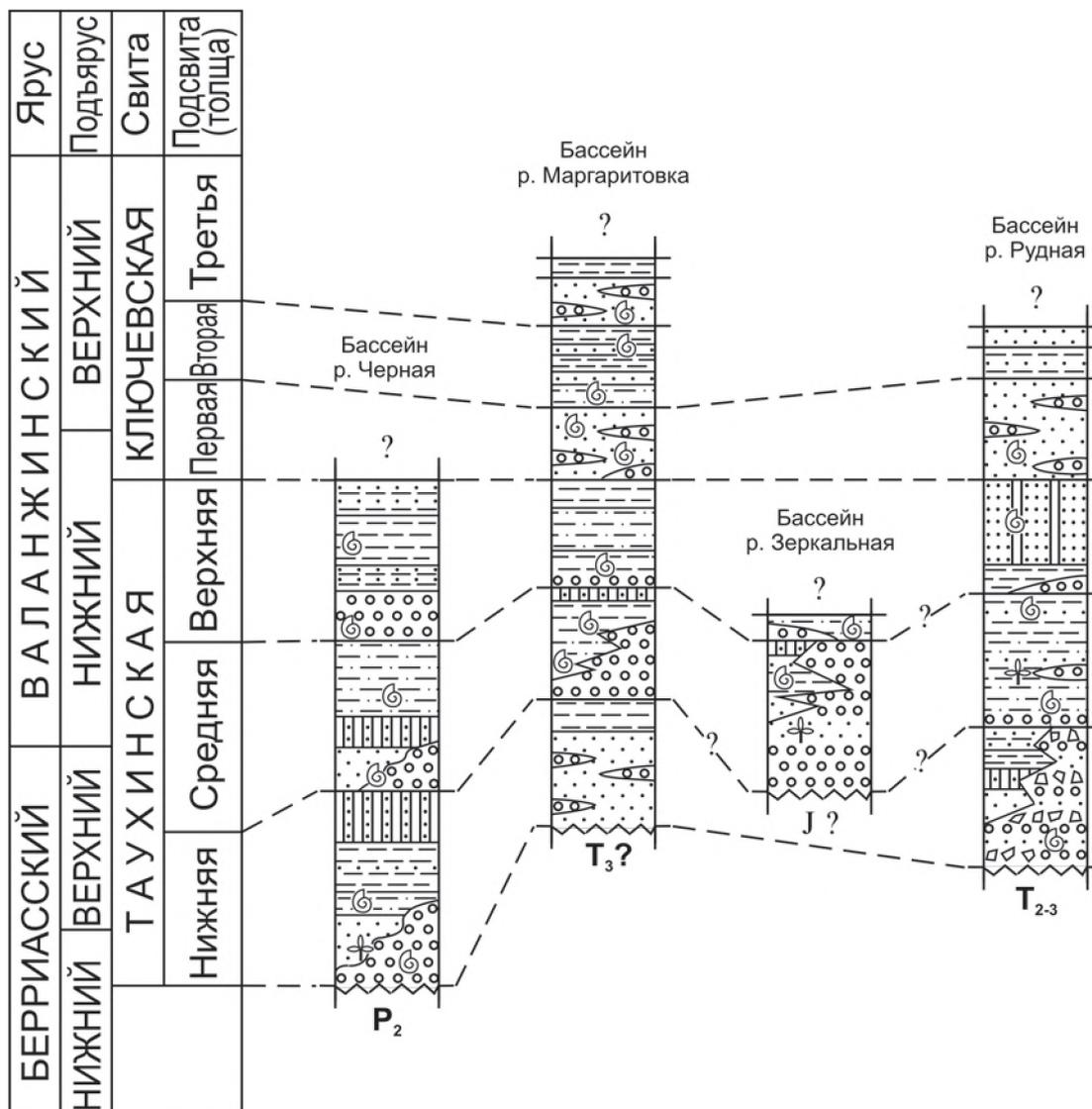


Рис. 47. Корреляция сводных разрезов берриас - валанжинских отложений бассейнов рек Черная, Маргаритовка, Зеркальная и Рудная. Условные обозначения на рис. 5

Ключевская свита разделена на толщи, которые хорошо коррелируются по литологическому составу и по строению разрезов.

Неясно, есть ли в Прибрежном поднятии нижеберриасские отложения. Хотя прямых доказательств их присутствия здесь нет, есть основания предполагать, что часть (неизвестно, какая) нижележащих горбушинской или эрдагоуской свит может оказаться берриасской. Поэтому, внизу рис. 47 мы оставляем место со знаком вопроса.

Глава IV.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РАННЕМЕЛОВОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ СИХОТЭ-АЛИНЯ

В главе рассмотрены основные типы раннемеловых бассейнов седиментации, а также геодинамические обстановки накопления нижнемеловых образований и формирования их структуры. Кроме оригинальных, ранее неопубликованных, материалов по Приморскому краю, использованы литературные данные по всему Сихотэ-Алиню.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ БАСЕЙНОВ СЕДИМЕНТАЦИИ СИХОТЭ-АЛИНЯ, ИХ ИСТОЧНИКИ ПИТАНИЯ И ГЛАВНЕЙШИЕ ЖТАПЫ РАЗВИТИЯ

Анализ литолого-стратиграфических колонок нижнемеловых отложений в различных местах Приморья, экологических особенностей содержащихся в них органических остатков, седиментологическое изучение осадков на некоторых “ключевых” объектах, а также палеорекострукции обстановок седиментации, сделанные ранее по всему Сихотэ-Алиню [53, 145, 152, 225 и др.], позволяют выделить породные структурно-вещественные комплексы, соответствующие отложениям бассейнов седиментации нескольких типов: 1) континентальный, 2) терригенный - окраинноконтинентального (эпиplatformенного) моря, 3) терригенный - окраинного моря, 4) вулканогенно-осадочный - морей островодужных систем, 5) кремнисто-глинистый - глубоко-водных желобов и 6) вулканогенно-кремнистый - океанических бассейнов (рис. 48).

Перед началом описания комплексов и типов бассейнов седиментации мы посчитали полезным поместить рис. 49, где показаны основные элементы дна окраинных морей западно-тихоокеанского типа, характерных для активных континентальных окраин, осложненных островодужными системами.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС

Комплекс развит, главным образом, в Южном прогибе, слагая большую часть отложений всех впадин, кроме Партизанской, где небольшое место занимают морские образования. Континентальные отложения изучены подробно [134, 218, 237 и др.], и среди них различаются пролювиально-аллювиальный, озерный и озерно-болотный литолого-фациальные комплексы. Они заполняют все впадины и тесно связаны с морскими отложениями прибрежморского мелководья, пляжей или отмелей, лагун или заливов, пересыпей и баров и прибрежных валов.

ТЕРРИГЕННЫЙ КОМПЛЕКС ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНОГО (ЭПИПЛАТФОРМЕННОГО) МОРЯ

Комплекс развит только в Партизанской впадине Южного прогиба (рис. 48). Он накопился в бассейне, располагавшемся на опущенном в позднем палеозое и мезозое краю Ханкайского срединного массива или же, как считает В.В. Голозубов [54, 55], меловой бассейн формировался, благодаря левосторонним сдвигам и, также как на Корейском п-ове, относится к типу *pull-apart*. Этим отложениям свойственны: 1) малая распространенность по разрезу и по территории на фоне преобладающих континентальных образований, 2) сильная фациальная изменчивость, 3) слабые складчатые дислокации; 4) известная унаследованность от поздне триасовых и юрских бассейнов и структур, 5) локализация в них угольных месторождений.

В комплексе развиты континентально-морские, а также морские литоральные и гораздо меньше сублиторальные литофации. Возраст его - ранний берриас (верхняя часть чигановской свиты), ранний-поздний валанжин (ключевская свита) и средний альб (нижние горизонты верхней подсвиты северосучанской свиты сучанской серии).

ТЕРРИГЕННЫЙ КОМПЛЕКС ОКРАИННОГО МОРЯ

Комплекс включает в целом обстановку шельфа различной глубины, нижней части и подножия континентального или островного склона и прилегающей части бассейновой равнины (рис. 48 и 49).

Сразу следует оговориться, что под шельфом здесь понимается не покрытое морем плато континентальной или островной окраины, где осадки образуют относительно молодой маломощный и слабо дислоцированный чехол на жестком платформенном фундаменте. Хотя вся фауна, обнаруженная в нижнемеловых отложениях Сихотэ-Алиня (кроме океанических), указывает на обстановки литорали и сублиторали, вмещающие ее отложения достигают мощности 10-15 км, и на огромной площади им здесь свойственна полная, даже линейная складчатость, и крутые падения слоев, вплоть до вертикальных и опрокинутых. Огромная мощность и интенсивная складчатость противоречат их шельфовой природе. Поэтому мы считаем, что комплекс представляет собой осадки окраинного моря на активной континентальной окраине, дно которого опускалось в течение

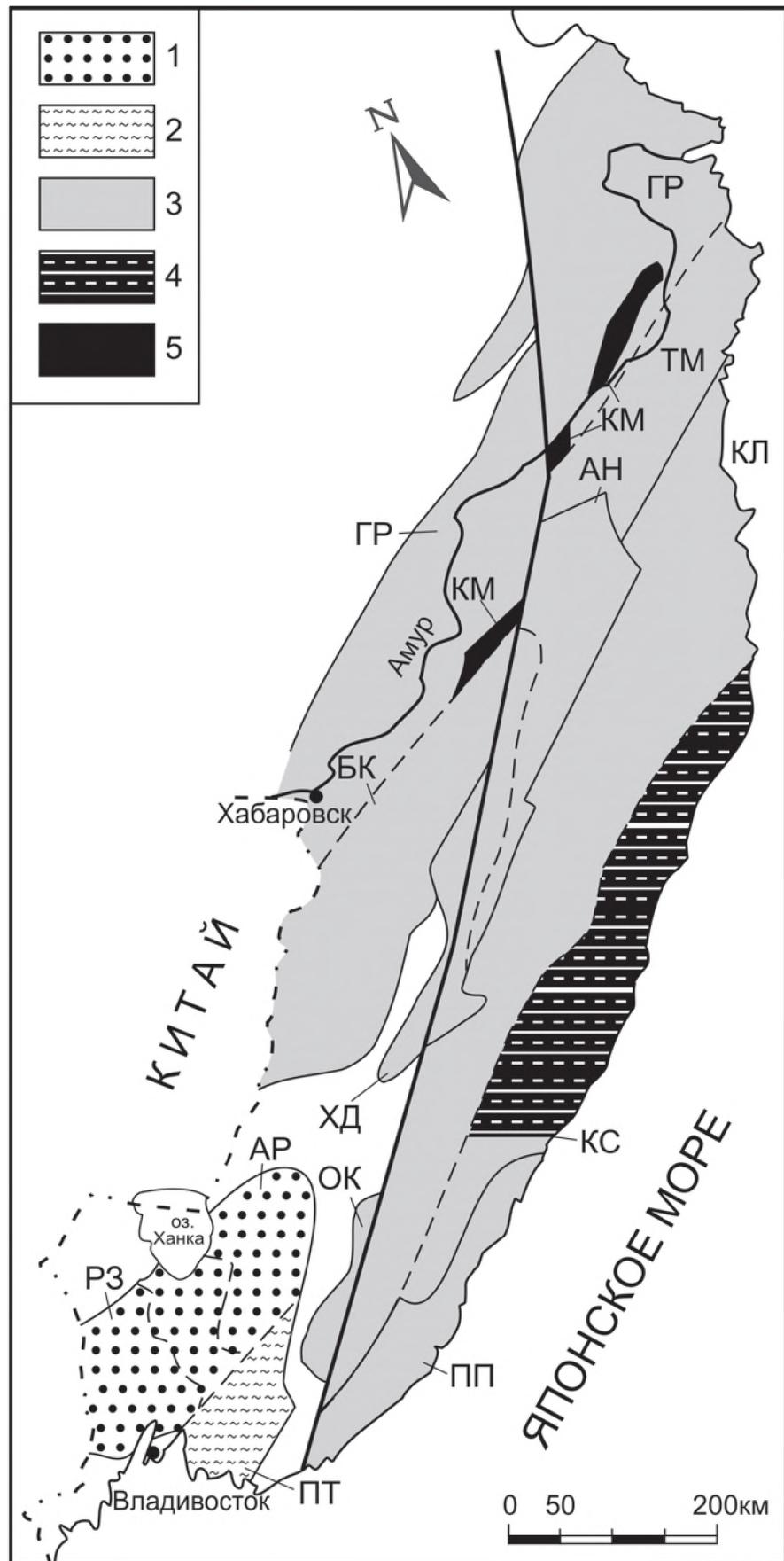


Рис. 48. Схема распределения структурно-вещественных комплексов нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня, соответствующих основным типам морских бассейнов седиментации. **Условные обозначения. Комплексы и бассейны:** 1 - континентальный, 2 - терригенный окраинноконтинентальный (эпиplatformенный), 3 - терригенный - окраинного моря, 4 - вулканогенно-осадочный - морей островодужных систем, 5 - кремнисто-глинистый - глубоководных желобов и вулканогенно-кремнистый океанических бассейнов. **Аббревиатуры** - на рис. 1

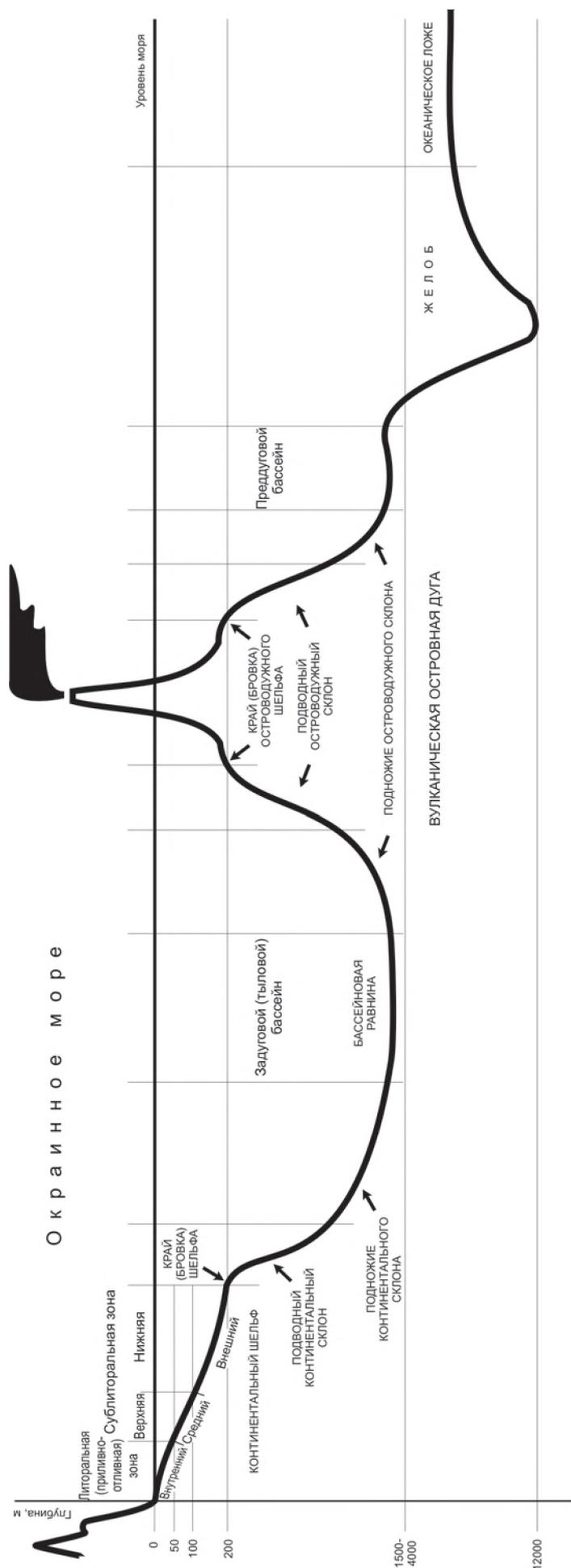


Рис. 49. Схематический профиль дна седиментационных бассейнов на активной континентальной окраине Западно-Тихоокеанского типа

раннего мела не менее, чем на величину мощности нижнемеловых отложений, при одновременной компенсации этого опускания осадконакоплением, благодаря чему седиментация происходила большей частью на глубинах, свойственных шельфу. Иными словами, имитировалась физико-географическая обстановка континентального и островного шельфа. Впоследствии эти осадки подверглись складчатым и разрывным дислокациям и вошли в сложную структуру Сихотэ-Алия. Осадки этого типа слагают почти целиком Горинскую и Тумнинскую зону Западного прогиба, Центральное и Прибрежное поднятия, а также Коппи-Лужкинскую - Восточного прогиба и по возрасту слагают весь нижний мел. Среди них выделяются две группы фаций.

Фации шельфа разделены на прибрежно-морские и мелководные, а также на фации глубокого шельфа.

Прибрежно-морские и мелководные фации распознаются 1) по преобладанию песчаных и более грубых пород, к которым относятся и седиментационные брекчии, включая гигант-брекчии; 2) по целым ископаемым грубобрекчистым и толстостенным раковинам представителей прикрепленной и малоподвижной бентосной фауны двустворок, а иногда и их прижизненным сообществам и скоплениям, включая ракушняки, по остаткам морских ежей и солонатоводной фауны, многочисленным крупным остаткам наземных растений, а иногда по обилию растительного детрита; 3) по внутренним и поверхностным текстурам осадков, указывающим на седиментацию на глубине от прибрежной до мелководной; 4) по отсутствию типичных турбидитов и других гравитационных образований, а также конгуритов. Прибрежно-морские и мелководные фации шельфа часто ассоциируются с континентальными - прибрежной равнины и обычно трансгрессивно сменяются отложениями более глубокого шельфа.

Прибрежно-морские отложения охватывают литораль, (внутренний шельф) и верхнюю сублитораль (средний шельф) (рис. 49). Эти фации слагают большую часть Центрального и Прибрежного поднятий, а также развиты в нижних и, намного реже, в верхних частях разрезов Западного и Восточного прогибов. Возраст их берриас-валанжинский, хотя изредка они встречаются по всему нижнемеловому разрезу.

Фации глубокого шельфа представлены

отложениями сублиторали, главным образом, нижней (нижняя часть среднего и внешний шельф открытого моря) (рис. 49). Они представлены песчаниками, реже алевроаргиллитами, слагающими самостоятельные пласты или чередующимися друг с другом, и отличаются следующими признаками: 1) заключают остатки бентосных животных, обитавших на глубинах, соответствующих нижней сублиторали; 2) не содержат, как правило, осадков, более грубообломочных, чем песчаники, хотя среди них изредка встречаются признаки мелководности и близости берега (косая мелкая разнонаправленная слоистость, градационная слоистость, в том числе и “маятниковая”, включения алевроаргиллитов в песчаниках, крупные фрагменты наземных растений и др.).

Их возраст от берриаса до альба, но больше всего эти осадки развиты в готериве, апте и альбе, особенно в центральных частях прогибов. Они слагают почти полностью Горинскую и Тумнинскую зоны Западного прогиба и Лужкинскую - Восточного, располагаясь, как правило, стратиграфически выше прибрежноморских и мелководных осадков. Хотя разновозрастных разрезов шельфовых отложений много, среди них мало таких, которые бы хорошо коррелировались литологически на достаточно большой мощности, даже если они расположены на небольшом (несколько километров) расстоянии друг от друга. Это указывает на пестроту синхронных шельфовых фаций и на частую смену условий седиментации на одном и том же участке дна в разное время.

Иногда среди отложений шельфа описываются *турбидиты* как правило, с неполным циклом текстур А. Боума [253]. Поскольку принято считать, что на современном шельфе турбидиты не образуются, мы предполагаем, что эти отложения, которым свойственна иногда градационная слоистость, образовались, благодаря периодической миграции береговой линии и изменению глубины моря [24]. Не исключено, также, что на шельфе локально, в опущенных блоках, трогах и т.п. могли существовать условия, похожие на обстановки подножия континентального (островного) склона - места, где обычно накапливаются турбидиты В пологосклонных бассейнах без явно выраженного континентального или островного подводного уступа [137] эти отложения могут быть не только шельфовыми, но и осадками более глубокого подводного, очень пологого, склона дна открытого моря.

Фации нижней части, континентального склона, его подножия и прилегающей бассейновой равнины (рис. 49). Первые реконструируются, главным образом, по турбидитам, обладающим ярко выраженными полными или в той или иной мере “урезанными” циклами А. Боума, образующими Дальнегорский готерив - среднеальбский терригенный, существенно песчаниковый флиш Восточного прогиба [47]. На Сихотэ-Алине такие отложения есть только в Кемской зоне Восточного прогиба, на границе ее с Прибрежным поднятием, слагая устьколумбинскую, меандровскую и кемскую свиты на реках Рудная и Кема. Внутри флиша нередко встречаются породы-спутники - массивные песчаники, алевроаргиллиты или пачки их неправильного чередования с толстыми слоями от нескольких сантиметров до десятков метров, а изредка - олистостромы, вместе образующими флишевую формацию. Не исключено, что часть этих пород - шельфовой природы и перемещены к подножию подводного склона гравитационными процессами.

С турбидитовыми флишевыми комплексами генетически и пространственно связаны осадки краевых частей бассейновой равнины, в которые переходит подножие континентального склона, известные в современных бассейнах как контуриты [248]. Они накапливаются на ровных глубоких участках морского дна, находящихся за пределами прямого и постоянного влияния гравитационных (мутьевых) потоков, но время от времени питаются их материалом наряду с постоянным “фоновым”, глубоководным. Эти участки ориентированы вдоль континентальной окраины (подножия континентального склона), они очень протяженные и широкие. Осадочный материал контуритов разносится донными течениями, также ориентированными вдоль подножия склона. По некоторым определениям бассейновые равнины могут также составлять полностью или частично глубоководные желоба, и в этом случае они ориентированы вдоль оси желоба или составляют ограниченные участки бассейнов, связанных со сдвиговыми дислокациями. Сюда же относятся и открытоморские участки пологосклонных бассейнов, глубже шельфа [136].

Раннемеловые контуриты входят в состав верхней части цикла А. Боума в турбидитах (косослоистые и линзовиднослоистые элементы) и образуют самостоятельные пласты и горизонты мощностью десятки метров внутри горизонтов турбидитов.

В Бикино-Хорской зоне [225] осадки бассейновой равнины представлены берриас-валанжинскими отложениями, развитыми в междуречье Матай - Подхоренок. Это слоистые и массивные алевроаргиллиты, содержащие горизонты алевролитов и тонкие (до 2-3 см) прослои песчаников. Песчаники и алевроаргиллиты иногда образуют пачки тонкого (первые см) переслаивания. Мощность этих отложений до 2000 м. Массивные глинистые породы, развитые здесь же, интерпретируются как тихоходные гемипелагические отложения, а слоистые разновидности с тонкими прослоями песчаников отнесены к течениевым образованиям.

ГЛАВНЕЙШИЕ ЭТАПЫ РАННЕМЕЛОВОЙ ТЕРРИГЕННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В ОКРАИННОМ МОРЕ

Поскольку осадки окраинного моря наиболее широко распространены на Сихотэ-Алине, охватывают весь ранний мел и фациально разнообразны, их удобно рассматривать поэтапно во всем рассматриваемом регионе. Палеообстановки на главнейших этапах накопления морских терригенных нижнемеловых отложений реконструированы на основе палеонтолого-стратиграфических и седиментологических материалов. Рассматриваются

физико-географические обстановки в бассейнах осадконакопления и областях питания.

В накоплении терригенного комплекса окраинноморских бассейнов Сихотэ-Алиня можно выделить по меньшей мере три этапа, в течение каждого из которых физико-географические и геотектонические обстановки седиментации отличались от других своеобразием и были относительно устойчивыми. Это берриас - валанжин, готерив - средний альб и средний-поздний альб.

Далее мы дадим характеристику каждого этапа последовательно, с запада на восток, по выделенным прогибам, поднятиям, зонам и впадинам, то есть в том порядке, которого мы придерживались в предыдущих главах, а именно: Западный прогиб, Центральное поднятие - Хорско-Дальненская, Анюйская и Окраинская зоны, Южный прогиб - Партизанская впадина, Восточный прогиб - Коппи-Лужкинская и Кемская зоны, Прибрежное поднятие.

Судя по фауне, почти все нижнемеловые морские отложения Сихотэ-Алиня накапливались в теплом нормально соленом море, населенном богатой донной и свободно плававшей фауной. Отклонения от этих условий температуры и солености, а также другие, будут указаны в каждом конкретном случае.

Берриас - валанжин

Берриас-валанжинский этап - это время трансгрессии, положившей начало раннемеловой седиментации (рис. 50). Берриас почти везде залегает на юрских образованиях с размывом, и только в некоторых случаях - в Бикино-Хорской зоне Западного прогиба, на территории Китая (рис. 5, разр. 9 и 12) и в Анюйской зоне Центрального поднятия (рис. 13 разр. 40, 42, 43 и 46), юрско-меловой контакт - согласный. На этом этапе в большинстве мест, где нижнемеловые отложения доступны для изучения, преобладали шельфовые обстановки литорали и сублиторали (рис. 50-58), в которых накопилось сравнительно много грубообломочных осадков, включая разнообразные конгломератобрекчии и олистостромы, составляющие базальные слои мела и образованные в условиях расчлененного рельефа морского дна, который включал подводные поднятия и острова, а в Прибрежном поднятии - и триасовые рифы.

В Бикино-Хорской зоне Западного прогиба (рис. 50 и 51) *берриас-валанжинские* существенно алевроаргиллитовые морские отложения накопились сравнительно далеко от берега.

Комплекс фауны в них содержит двустворок из родов *Palaeoneila*, *Buchia*, *Parvamussium*, *Solemya* и *Thracia*. Из них *Palaeoneila*, *Buchia*, *Parvamussium* и *Thracia* - фильтраторы, *Solemya* - грунтоеды, *Palaeoneila*, *Solemya* и *Thracia* - зарывающиеся, *Parvamussium* - плавающие, а *Buchia* - ведущие биссусно-прикрепленный образ жизни. Все они предпочитают мягкие илистые или песчаные грунты, а также водный режим без сильных течений и волнений, хотя могли жить и в более динамичной обстановке. В сочетаниях, свойственных Бикино-Хорской зоне, наиболее вероятное место обитания фауны - сублитораль на глубинах менее 50-60 м.

Нижне-верхневаланжинские отложения этой же зоны более мелководные (рис. 51 и 52). На рис 51 видно, что они накопились на границе литорали и сублиторали. Представители рода *Corbicula*, найденные в бассейне р. Дурмин, не противоречат этому, так как, несмотря на то, что эти формы характерны для опресненных бассейнов, они встречаются и с типично морскими организмами.

Однако, реконструкциям глубин седиментации в Бикино-Хорской зоне по остаткам фауны противоречит то, что берриасские алевроаргиллиты в этой зоне залегают согласно на триасово-юрских глубоководных абиссальных кремнисто-глинистых осадках. Поскольку в берриас-валанжинских отложениях Бикино-Хорской зоны местонахождений фауны мало, и ее остатки могли быть переотложены, нужно, вероятно, отдать предпочтение седиментологическим критериям, по которым А.Н. Филиппов [225] выделил две мегафауны, накопившиеся, по его мнению, в окраинном море: гравелит-песчаниковую и алевроаргиллитовую. Взаимоотношения между ними не известны, поскольку они пространственно разделены.

Гравелит-песчаниковая мегафауна содержит в юго-восточной части зоны больше галечно-дресвяных микститов и дресвянистых брекчий, а в северной - больше алевролитов. Сочетание турбидитов и нефелоидных отложений, а также образований грязекаменных потоков, характерны для средних, верхних частей и для питающих каналов современных подводных конусов выноса. Следовательно, эта мегафауна накапливалась вблизи области размыва в более мелководных условиях по сравнению с алевроаргиллитовой, о чем, кроме того, свидетельствуют повышенная карбонатность пород, ассоциация морской фауны с крупными фрагментами наземных растений, а также положение гравелит-песчаниковой мегафауны на краю бассейна.

Алевроаргиллитовая мегафауна, кроме алевроаргиллитов, включает пакеты ритмичного строения с участием песчаников, а иногда и линз мелкогалечных конгломератов. Кроме единичных находок мелководной фауны, в изобилии встречается растительный детрит. Массивные глинистые породы интерпретируются как тихоходные гемипелагические осадки, а слоистые разновидности с тонкими прослоями песчаников, напоминающие контуриты - как доннотечениевые образования [225]. Мегафауна в целом расшифрована как гемипелагические и течениевые отложения подножия континентального склона и примыкавшей к нему бассейновой равнины. Это была, вероятно, склоновая и центральная часть небольшого окраинного моря с активным гидродинамическим режимом.

В Хорско-Дальнинской зоне Центрального поднятия (рис. 52 и 53) берриас не известен, а *валанжин (ключевская свита)* содержит, главным образом бухий - жителей литорали и сублиторали, эвритермных, биссусно прикрепленных, предпочитающих хорошо аэрируемые воды с умеренной динамикой (но могут жить и

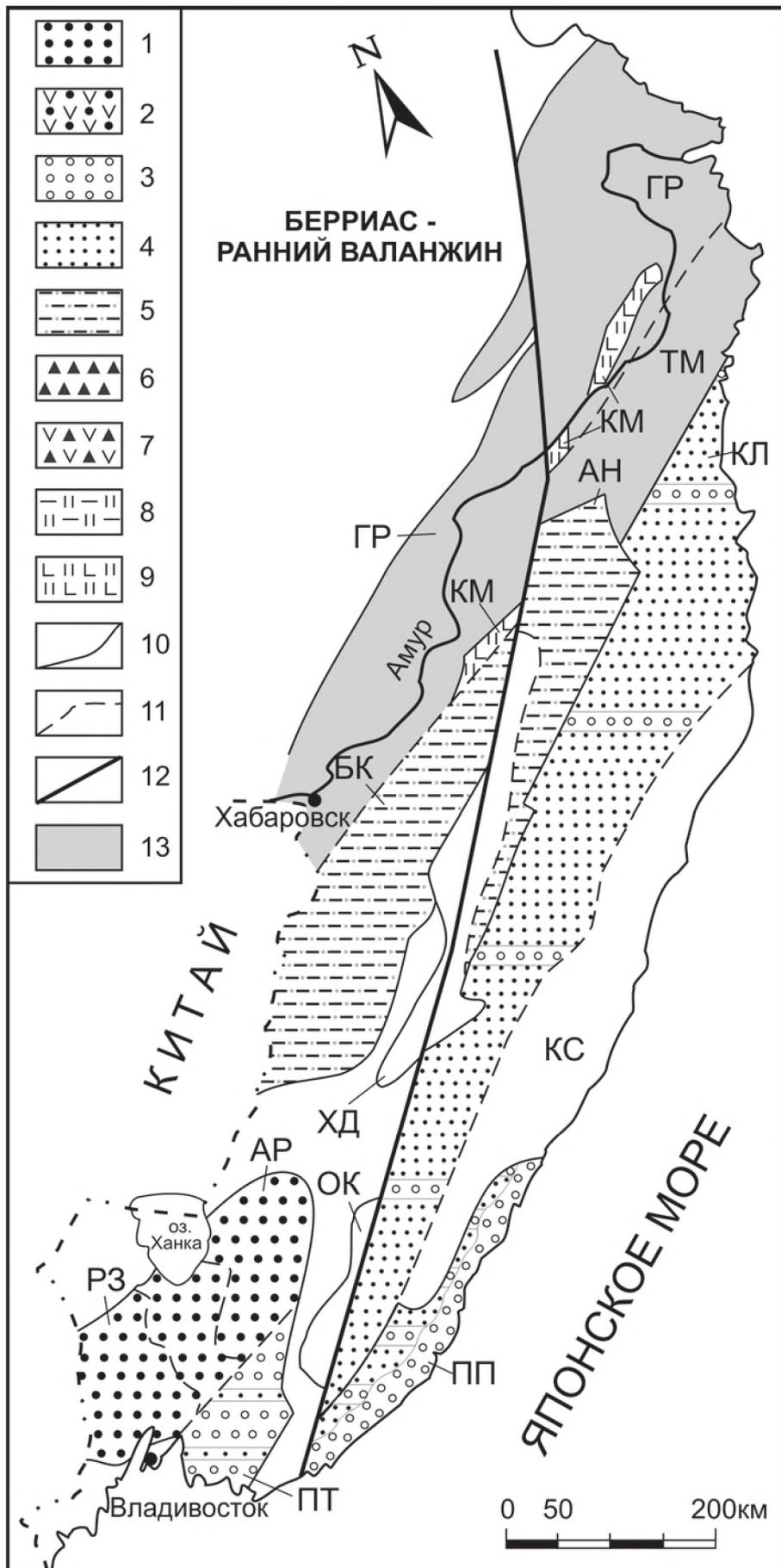


Рис. 50. Современное расположение берриас - ранневаланжинских литофаций Сихотэ-Алия. Условные обозначения, литофации, 1 - континентальные, 2 - тоже с субаэральным вулканизмом, 3-9 - морские: 3 - лито-

ральные, **4** - верхней сублиторали, **5** - нижней сублиторали, **6** - подножия континентального (островного) склона и бассейновой равнины, **7** - тоже с участием вулканических продуктов, **8** - глубоководных желобов и бассейновой равнины, **9** - океанические. **10** - границы прогибов и поднятий, **11** - границы зон (в соответствии с рис. 1 и 3), **12** - Центральный разлом, **13** - территория Северного Сихотэ-Алиня, где авторы проводили только редкие локальные седиментологические исследования. **Аббревиатуры** - на рис. 1

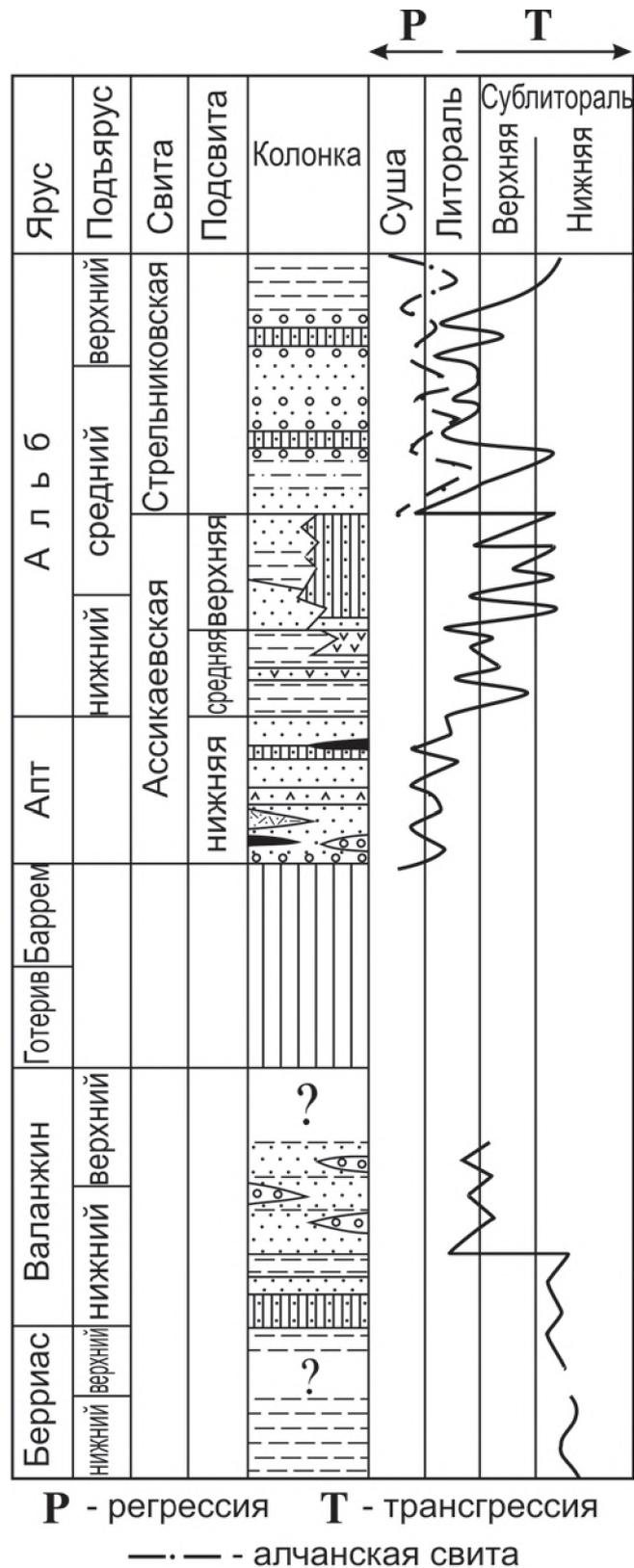


Рис. 51. Изменения глубины раннемелового моря в Бикино-Хорской зоне Западного прогиба. Условные обозначения - на рис. 5

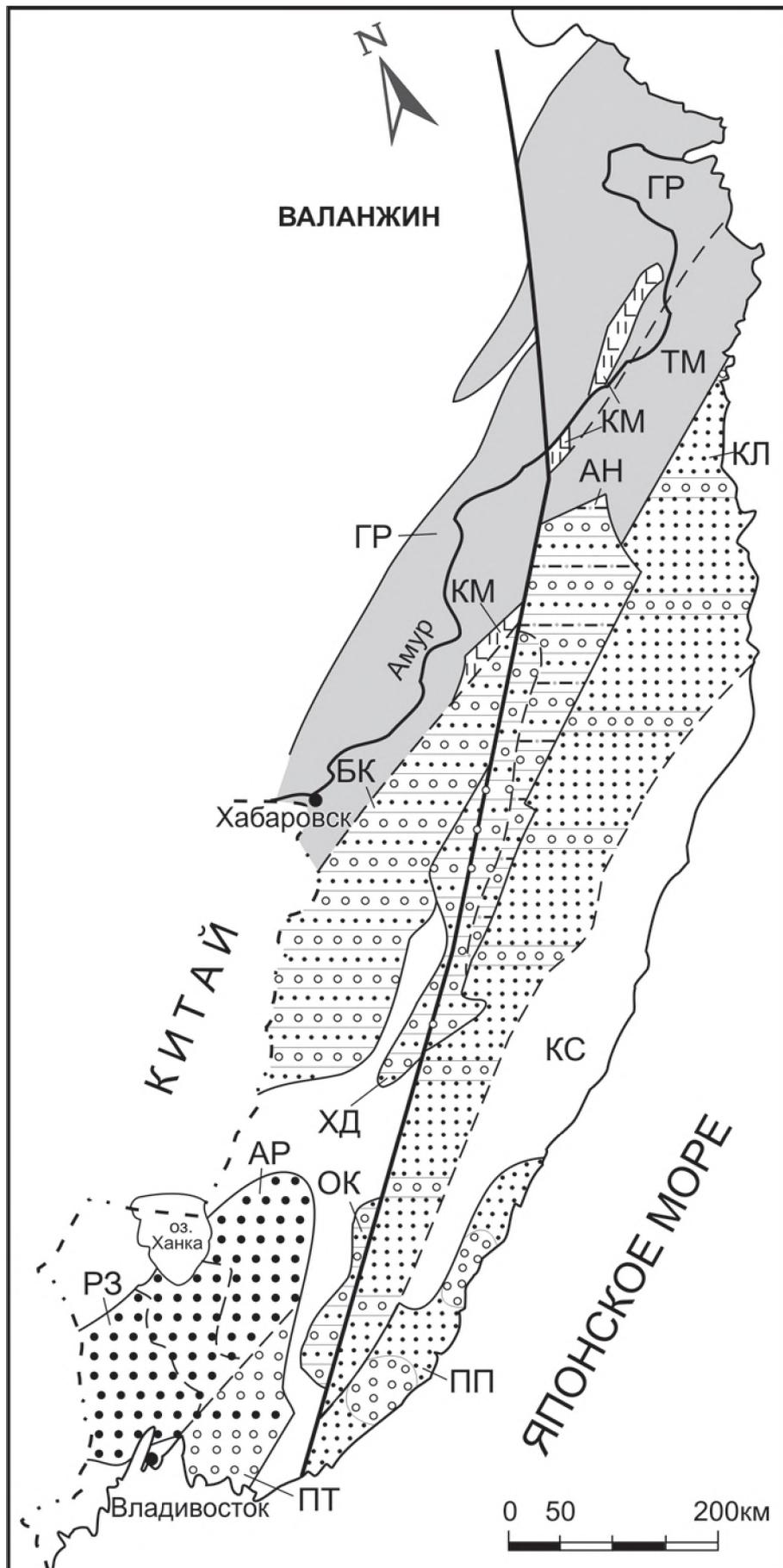


Рис. 52 . Современное расположение валанжинских литофаций Сихотэ-Алиня. Условные обозначения на рис. 50

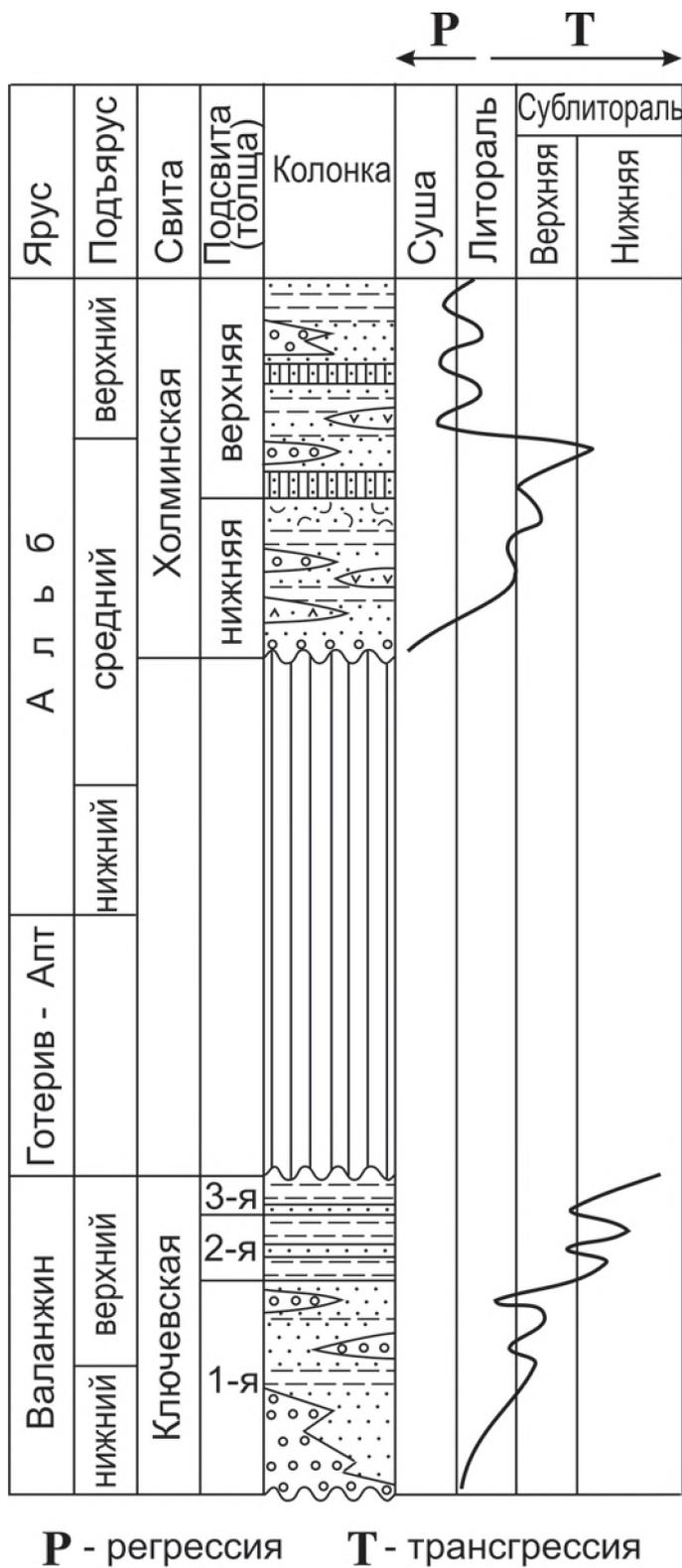


Рис. 53. Изменения глубины раннемелового моря в Хорско-Дальнинской зоне Центрального поднятия. Условные обозначения - на рис. 5

в очень динамичной обстановке). Большая их часть - с сильно выпуклыми толстыми створками, указывает на гравийно-галечные грунты, а меньшая - с умеренно выпуклыми и уплотненными тонкими створками - на песчаные и алевроитовые.

Первая толща ключевской свиты, развитая в междуречье Кленовка - Леснуха (рис. 9 и 10, разр. 33), в верховьях р. Леснуха (разр. 30), в бассейне р. Коломи (разр. 35) и на правом берегу р. Тормасу (разр. 37), учитывая ее грубообломочный литологический состав с большим участием конгломератов и песчаников, накопилась, вероятнее всего, в островной литорали, а в верховьях р. Оморочка (разр. 32), в низовьях руч. Таборный (разр. 28) и в бассейне р. Няуха (разр. 34) - в нижней литорали или верхней сублиторали. *Вторая и третья толщи*, существенно алевроаргиллитовые, в которых меньше грубообломочных пород и песчаников, накопились в сублиторали, частично верхней (разр. 28 с растительными остатками), но главным образом, в нижней.

В Анойской зоне (рис. 50 и 54) *берриас-нижневаланжинская* фауна характеризует нижнюю сублитораль, также как берриас-валанжинская - Бикино-Хорской зоны, а также фауна второй и третьей толщ ключевской свиты Хорско-Дальненской зоны.

Валанжинская фауна ключевской свиты (рис. 52 и 54) указывает, также как разновозрастные осадки Хорско-Дальненской зоны: вначале (первая толща) - на литораль и верхнюю сублитораль, затем (вторая толща) - на сублитораль, скорее верхнюю, а в конце (третья и четвертая толщи) - преимущественно на нижнюю сублитораль. Исходя из кремнекlastического состава гравийно-конгломератовых пород и резкого изменения мощностей первой толщи при ее широком распространении, в раннеключевское время, скорее всего, существовала серия подводных возвышенностей, часто увенчанных островами, сложенных триасово-юрскими глубокоководными отложениями (рис. 15, разр. 39). Это объясняет, почему на большой площади и на значительном удалении от предполагаемого основного массива суши накопились гравийно-галечные линзы.

Однако, и здесь, как в Бикино-Хорской зоне, алевроаргиллиты берриаса согласно залегают на триасово-юрских глубокоководных пелагических кремнях (рис. 14, разр. 40, 42, 43, 46), и столь резкое изменение глубины - до нижней сублиторали шельфа трудно объяснимо, несмотря на то, что валанжин в одном месте (рис. 15, разр. 39) залегают резко несогласно на глубокоководной триасово-юрской джаурской свите.

В Окраинской зоне (рис. 52 и 55) *валанжинская* ключевская свита накопилась в бассейне, который со временем углублялся от литорали до верхней сублиторали (рис. 16 и

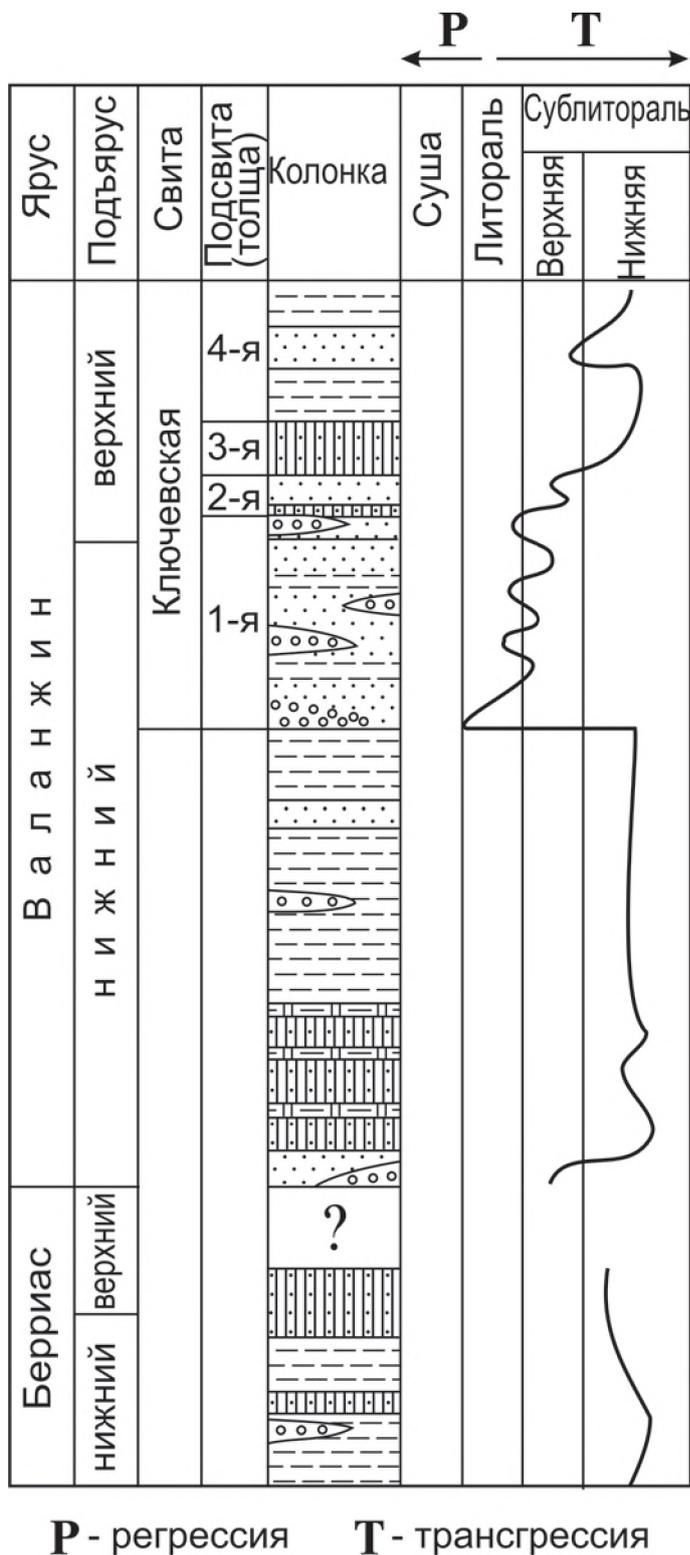


Рис. 54. Изменения глубины раннемелового моря в Анойской зоне Центрального поднятия. Условные обозначения - на рис. 5

южной части современного Японского моря. Можно предположить, что бассейн был открытым с подводными возвышенностями и впадинами, где отлагались соответственно грубообломочные и песчано-глинистые горизонтально-слоистые осадки (рис. 26).

В *ключевское время (валанжин)* (рис. 52 и 57), согласно остаткам фауны *первая толща* накопилась в литорали, на что указывают также растительные остатки и литологический состав (рис. 27) - преимущественно песчаники с линзами гравелитов и конгломератов. В какой-то мере это соответствует и нижним частям *третьей и четвертой* подсвет, во всяком случае, они мелководные. Алевроаргиллиты *второй-четвертой* подсвет открыто-

17, разр. 49, слой 10), но временами он мелел до обстановки лагун, и тогда в нем осаждались флороносные горизонты с углями.

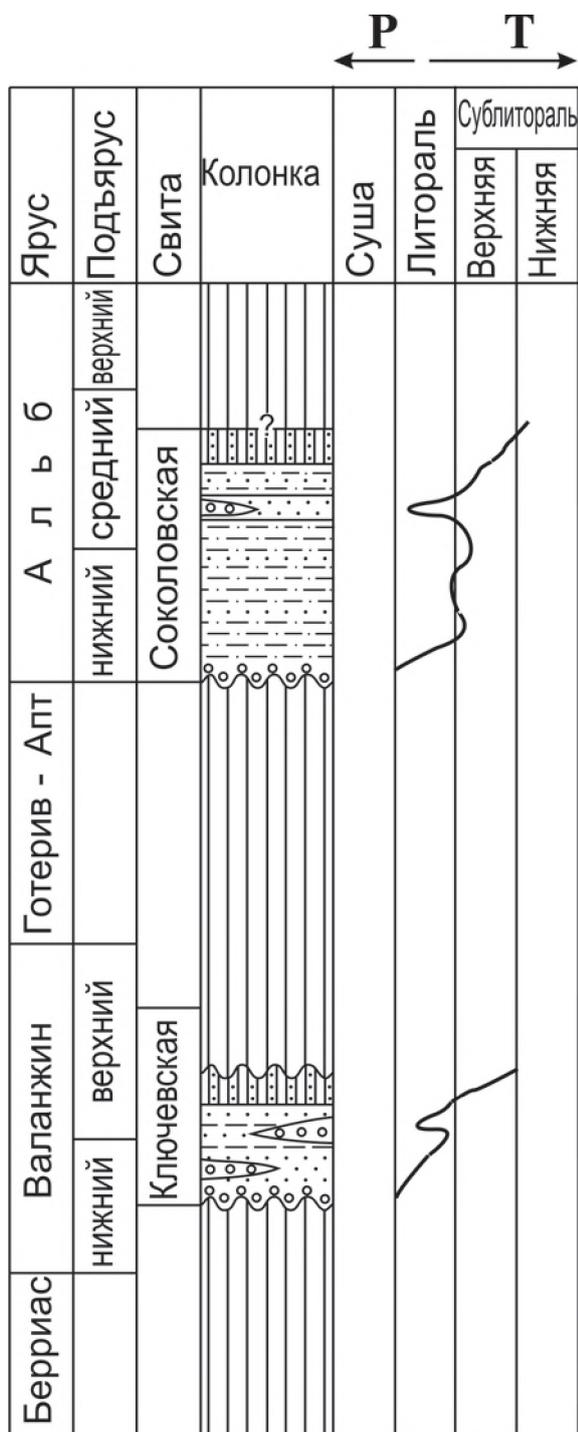
Таким образом, в берриасе и валанжине в Центральном поднятии существовала группа подводных поднятий и архипелаги островов, окруженная шельфовым морем, глубина которого в одно и тоже время колебалась от литорали до нижней сублиторали, а в Хорско-Дальненской и Окраинской зонах со временем - от раннего к позднему валанжину - углубляясь, как это видно по уменьшению в разрезах роли грубообломочных пород в этом направлении (рис. 10 и 17).

В *Партизанской впадине Южного прогиба* верхняя, *нижнеберриасская*, часть чигановской свиты (рис. 21, 50 и 56) морская явно мелководная. Литологический состав и органические остатки в ней позволяют заключить, что осадки отлагались в широкой полосе нижней литорали, хотя не исключается и верхняя сублитораль. Обилие фукоидных песчаников с растительными остатками и детритом, а также богатый бентос свидетельствуют об очень благоприятных условиях наземной и подводной жизни. Двустворки, в основном, биссусно прикрепляющиеся фильтраторы высокого уровня, жили в хорошо аэрируемых водах с умеренным динамическим режимом.

Нижне-средневаланжинская ключевская свита (рис. 52 и 56) накапливалась в прибрежной мелководной зоне литорали. Море было большей частью с нормальной соленостью, хотя *Corbicula* указывает на периодическое временное опреснение и даже на кратковременное осушение, а листовая наземная флора и обилие растительного детрита - на близость берега. Судя по наземной флоре, климат побережья в это время был близок к субтропическому. Бухии указывают на хорошо аэрируемые воды с умеренной гидродинамикой.

В *Коппи-Лужкинской зоне Восточного прогиба к берриасу-валанжину* относятся журавлевская и ключевская свиты.

В *журавлевское время (берриас - ранний валанжин)* (рис. 50 и 57), среди бентоса резко преобладали бухии, образующие массовые колоннальные скопления типа *Mytilus* и прикрепляющиеся биссусом к твердому субстрату или пользующиеся им как якорем - в мягком. Жили они в литорали и верхней сублиторали открытого моря, на глубинах до 200 м, но обычно 10-120 м, и в спокойных гидродинамических условиях хорошо аэрируемых вод. Сочетание бореальных бухий и тетических *Neohoploceras* - показывает, что температура моря была близкой к температуре



Р - регрессия **Т** - трансгрессия

грубообломочные отложения (рис. 39 и 58) и состав фауны, а более высокие уровни - в сублиторали, на что указывает их существенно алевроаргиллитовый состав и ископаемая фауна. Обилие растительных остатков, в том числе и листовых, свидетельствует о близости суши, которая, по-видимому, в то время располагалась восточнее, т. е. в этом направлении роль грубообломочного материала увеличивается.

Западнее расположенный район верховьев р. Киевка (рис. 28, разр. 140) был более удален от берега, чем район р. Черная (рис. 28, разр. 136-139). Фауна бухий из верхней подсвиты, хотя и мелководная, но не включает форм, типичных для литорали. Нижняя часть подсвиты, содержащая конгломераты и гравелиты, накопилась в нижней литорали или в верхней сублиторали, а более высокие тонкозернистые и глинистые части подсвиты - в сублиторали, где водная среда была более спокойной, чем в районе р. Черная.

В бассейнах р. Маргаритовка, верховьев р. Уссури и Аввакумовка (рис. 41, 29, 30) ископаемая фауна, а также обилие остатков наземной растительности и грубообломочные нижние части свиты в большинстве разрезов сви-

Рис. 55. Изменения глубины раннемелового моря в Окраинской зоне Центрального поднятия. **Условные обозначения** - на рис. 5

морские, накопившиеся далеко от берега, на глубинах, вряд ли превышавшими 100-200 м. Следовательно, в ключевское время в Коппи-Лужкинской зоне преобладала обстановка сублиторали открытого моря, и только первая подсвита отложилась в литорали, возможно окаймляющей мелкие острова.

Согласное залегание ключевской свиты на журавлевской и резкая граница между ними может указывать, что между накоплением этих свит был очень кратковременный перерыв в седиментации, который, однако не может быть подтвержден фауной.

В **Кемской** зоне берриас - валанжинские отложения не известны, но можно предположить, что под готерив - альбскими там находятся примерно такие же образования, как в берриасе и валанжине Прибрежного поднятия и Коппи-Лужкинской зоны Восточного прогиба.

Вдоль противоположных бортов Приморского рифто-грабена [56] (Восточного прогиба), то есть в его приграничных частях с Центральным и Прибрежным поднятиями, берриас-валанжинская таухинская свита и ее возрастные аналоги сложены, преимущественно, приконтинентальными грубообломочными отложениями, в которых много хаотических комплексов, содержащих глыбы и пластины позднепалеозойских - раннемезозойских карбонатно-кремнистых пород, развитых в поднятиях. К оси прогиба грубообломочные фации постепенно сменяются по латерали турбидитами журавлевской и ключевской свит, среди которых появляются слои и линзы кремней, а изредка и базальтов. В прогибе установлена лавинная скорость седиментации - около 500 м/млн. лет, максимальная из известных в настоящее время [56]. Это направленное изменение берриас-валанжинских отложений от краев палеобассейна к его осевой линии отражает смену по латерали прибрежно-морских и мелководных условий более глубоководными.

В **Прибрежном поднятии берриас валанжинский этап** (рис. 50 и 58) представлен таухинской свитой и ее возрастными аналогами, а также ключевской свитой, развитой здесь только в бассейнах рек Маргаритовка, Уссури, Аввакумовка и Рудная.

Таухинская свита (рис. 50 и 58) осаждалась, как и в Центральном поднятии, на шельфе с довольно сильно расчлененным рельефом.

В бассейне р. Черная нижние слои каждой подсвиты накапливались в литорали, о чем свидетельствуют

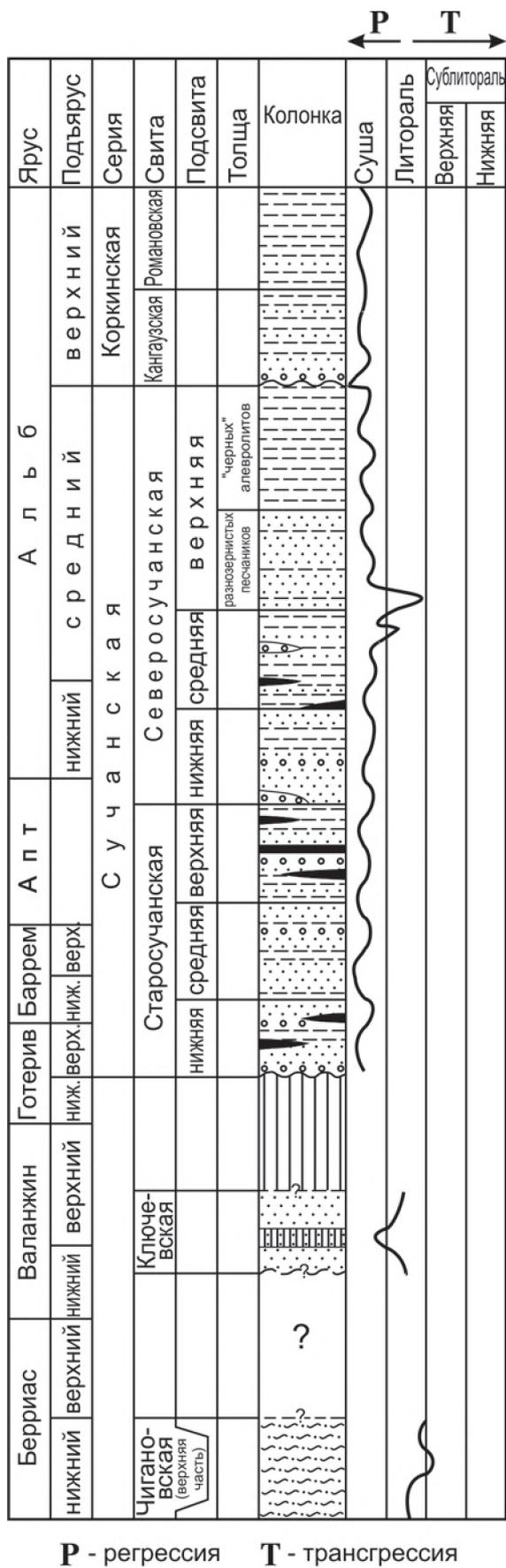


Рис. 56. Изменения глубины раннемелового моря в Партизанской впадине Южного прогиба. Условные обозначения - на рис. 5

детельствуют о близости (восточной) суши. Грубые отложения прибрежного мелководья сверху переходят в нижнелиторальные и в осадки верхней sublittoral.

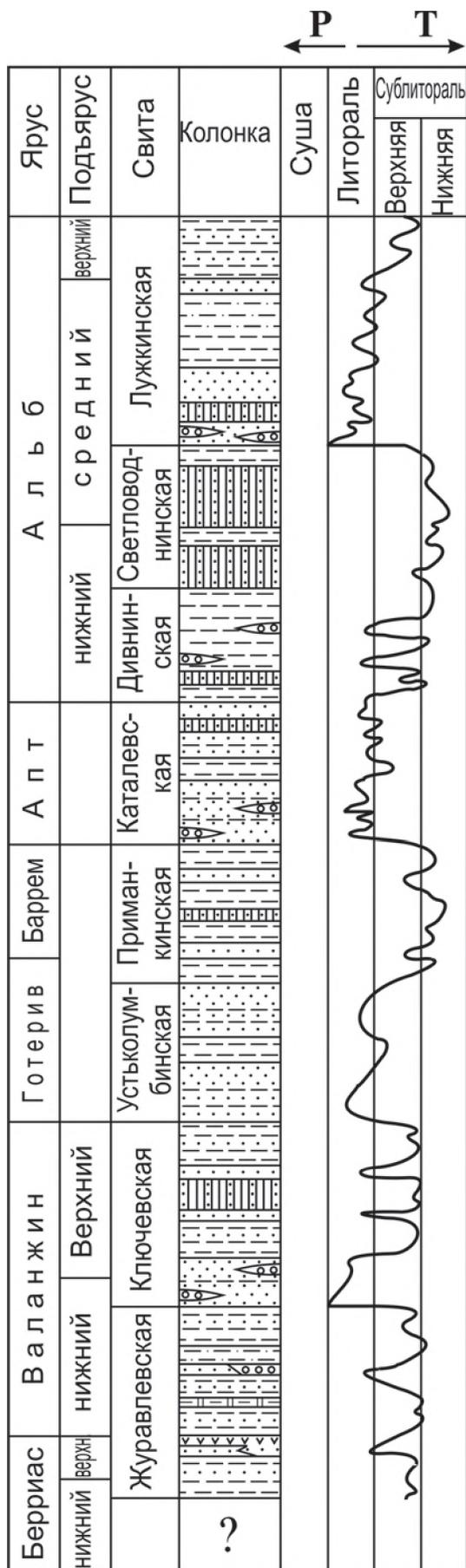
В бассейнах рек Павловка и Зеркальная (рис. 43 и 44, разр. 150 и 151) таухинская свита сложена открытоморскими отложениями, возможно - sublittoral, удаленными от суши, а разрезы 147, 149, 153 и 154, вероятнее всего, прибрежноморские.

В бассейне р. Рудная (рис. 45 и 46) представители рода *Rastellum* и колпачковидные гастроподы из нижней подсвита указывают на прибрежные обстановки верхней литорали мелководного моря с интенсивной гидродинамикой. Остальная фауна также мелководная: бухии из средней и верхней подсвита характерны для нижней литорали и для sublittoral. Прибрежно-морские мелководные условия накопления таухинской свиты подтверждает также обилие в ней листовых отпечатков флоры и растительного детрита. Вероятно, это были участки моря вокруг островов, благодаря чему образовалась грубообломочная толща.

Вблизи с. Мономахово [146 и др.] берриас-валанжинские отложения, включая подводноползневые комплексы (олистоостром) лучше всего обнажены и хорошо изучены. Однако, происхождение олистоостром (чисто седиментологическое, гравитационное, или оно же, но обусловленное тектоническими процессами) спорно, также как и природа наиболее крупных олистоплак - триасовых известняков, достигающих двух км в длину и 250 м в ширину: огромные ли это экзотические тела или же они находятся *in situ* и перекрываются несогласно меловыми отложениями. Как бы там ни было, вместе с полимиктовыми конгломератами и конгломератобрекчиями олистоостром слагают в самом низу разреза грубообломочную толщу мощностью до 500 м, которая рассматривается как олистоостром, иногда напрямую связанная с латеральными движениями тектонических пластин. Вблизи крупных массивов известняков олистоостром обогащена их крупными глыбами, а с удалением от них глыбы намного меньше, и они постепенно, но быстро, исчезают. В известняковых обломках встречены остатки позднепермской и триасовой фауны, что свидетельствует о длительности существования домеловых рифов в Прибрежной зоне.

Кроме того, для берриаса характерно еще два типа отложений, расположенных стратиграфически выше. На грубообломочной толще с постепенным переходом залегают массивные алевроаргиллиты и алевролиты мощностью около 500 м, содержащие редкие скопления в виде линз и горизонтов более крупнозернистого "мусорного" материала, в котором много битых и мелких раковин, изредка - целых и крупных, а также растительный детрит. В толще также есть не более 10-15% мелкозернистых песчаников. Выше нее согласно залегает флишоидная толща мощностью также около 500 м., компонентами которой являются песчаники,

изредка более грубообломочные породы, алевролиты и алевроаргиллиты. Флишоидная толща сложена хорошо выделяющимися ритмами толщиной до первых дм, которым свойственна градационная слоистость, правда, далеко не всегда хорошо выраженная, и резкие подошвы ритмов, на которых, гиероглифы очень редки и не ярки.



Р - регрессия **Т** - трансгрессия

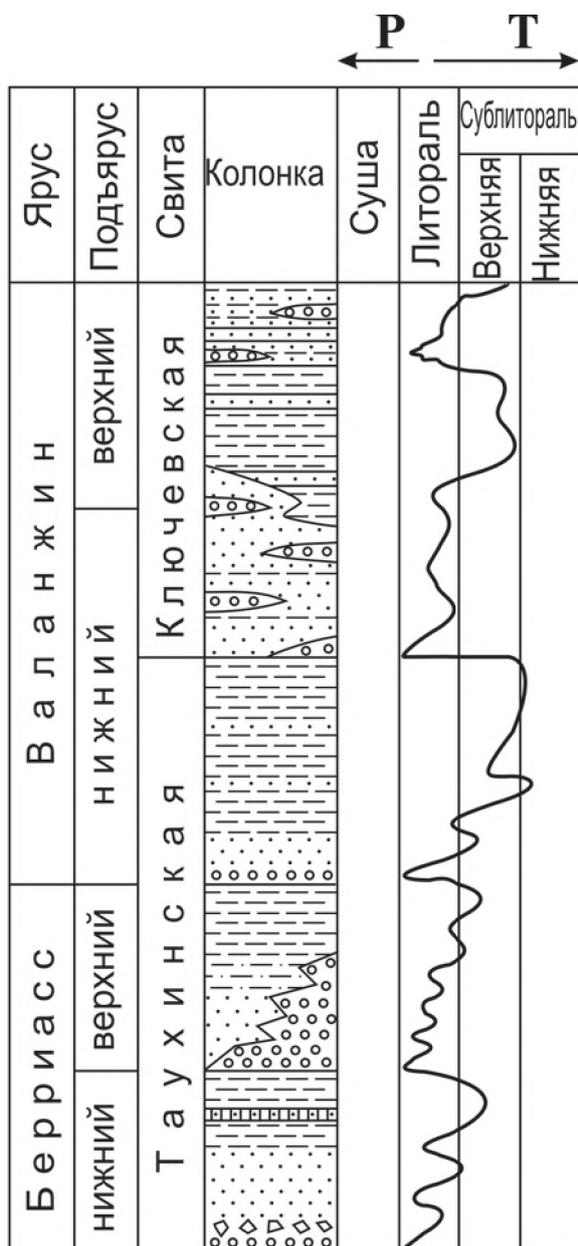
Рис. 57. Изменения глубины раннемелового моря в Коппи-Лужкинской зоне Восточного прогиба. Условные обозначения - на рис. 5

О циклах А. Боума можно говорить лишь условно. Поэтому толщу нельзя уверенно классифицировать как флиш (в современном понимании), тем более, что ее можно сравнить с типичным готерив-альбским терригенным флишем в двух десятках км севернее, на р. Рудная.

Отложения, перекрывающие олистострому, указывают на последовательное существование двух различных режимов седиментации. Вначале это была однообразная во времени обстановка сублиторали с малым поступлением песчаной и более грубой кластики, со спокойным гидродинамическим режимом, но мелководная, что позволило накопиться мощным алевроаргиллитам. Она сменилась другой, хотя тоже сублиторальной, но более активной и разнообразной, с большим поступлением песчаного материала, при которой осаждалась флишоидная толща. Причины формирования ритмичности не ясны. В данном случае плохо выраженная градационная слоистость и отсутствие последовательностей А. Боума не позволяют предположить обстановку подножия континентального склона. Скорее всего, на шельфе, в сублиторали, были локальные участки, имитирующие подножие или причиной ритмичности были периодические изменения глубины моря.

В районе слияния рек Рудная и Нежданка (г. Дальнегорск) берриас-валанжинский возраст олистостром таухинской свиты определен по спорово-пыльцевым комплексам из матрикса [140]. Предполагается, что нижнемеловые отложения восточной части Кемской зоны на границе с Прибрежным поднятием, отнесенные к кемской свите и считавшиеся апт-альбскими, могут оказаться берриас-валанжинскими. По всей вероятности, этот палинокомплекс формировался в мелком море вблизи береговой линии. Об этом говорят обилие спор, особенно ребристых с толстой экзиной, которые не могли далеко переноситься, большое количество пыльцы *Classopollis* в тетрадах, крупные обрывки растительных тканей и кутикулы, а также хорошо сохранившиеся оболочки спор и пыльцы и их значительное разнообразие. Палинокомплексы рассматриваются как единая палинофлора, наследовавшая черты берриасских палинофлор, и В.С. Маркевич установила их сходство с палинофлорами других районов Приморья, наиболее близкие из которых изучены в таухинской свите бассейнов рек Кавалеровка, Устиновка и Рудная. Поэтому, террейны, выделенные в последние годы на юге Сихотэ-Алиня, сложены продуктами единой раннемеловой седиментационной системы, развивавшейся на месте этой горной страны.

Таким образом, в таухинское время западная часть Прибрежного поднятия, граничащая с Коппи-Лужкинской и Кемской зонами, располагалась мористее восточной и, за исключением времени накопления нижних частей подсвит, это было, хотя и мелководное шельфовое, но явно открытое море, вероятнее всего, сублитораль. Восточная часть представляла собой прибрежную зону восточной суши, где отлагались грубообломочные осадки и формировались олистостромы, которые трактуются и как обломочный шлейф вокруг триасовых рифов [146], и как тектоно-седиментационные [160] или обвальнопользневые образования [163]. Нижние части подсвит могли



Р - регрессия **Т** - трансгрессия

Рис. 58. Изменения уровня раннемелового моря в Прибрежном поднятии. Условные обозначения - на рис. 5

В северном Сихотэ-Алине и в Нижнем Приамурье, в Хабаровском крае, берриас и валанжин входят в состав Горинской и Тумнинской зон - Западного прогиба, а также слагают северную часть Коппи-Лужкинской зоны Восточного прогиба [48, 154]. В Нижнем Приамурье нижнемеловая комсомольская серия, в которой берриас-валанжинские слои выходят в линейных антиклиналях, образуют полосу длиной около 500 и шириной 50-70 км, протягивающуюся с юго-запада на северо-восток - от г. Амурска вдоль р. Амур, по обоим его берегам, через долины рек Горин, Лимури, Бичи и Амгунь, в районы, расположенные западнее озер Удыль, Чля и Орель - до побережья Охотского моря. Эти отложения очень похожи на одновозрастные - Коппи-Лужкинской зоны Восточного прогиба Приморья, и, вероятно, накопились в сходных условиях, большей частью на шельфе, поэтому на рис. 50 и 52 для берриас-валанжинского этапа седиментации на большей части Сихотэ-Алиня выделены только различные фации шельфа окраинного моря.

Однако, в Киселевско-Маноминском блоке Горинской зоны есть и океанические отложения, необычные для нижнего мела центрального и южного Сихотэ-Алиня, которые наращивают океанический же разрез юры. На южном берегу оз. Удыль возраст их валанжин - начало (середина) баррема, вблизи с. Киселево - валанжин - начало альба, а в бассейне рек Анной и Маномы - берриас - начало альба. Они включают кремни и кремнисто-глинистые осадки с обильными радиолариями, ассоциирующиеся со шельфовыми базальтами, объединены А.Н. Филип-

накопиться не только благодаря материалу с восточной суши, но и за счет размыва подводных возвышенностей и островов. Кроме того, судя по уменьшению зернистости отложений вверх по разрезам, на протяжении берриас-валанжина море углублялось от литорального, где накапливались грубые осадки, включая олистостромы, до сублиторального - различных глубин, где откладывались монотонные алевроаргиллитовые и мелкоритмичные песчано-глинистые флишоидные толщи.

Ключевская свита (рис. 52 и 58) накопилась: в верховьях р. Киевка (рис. 41, 27, 28, разр. 140), в бассейнах р. Маргаритовка, Уссури и р. Аввакумовка (рис. 41, 29, 42, разр. 142 и 144) - так же, как эта свита в Анюйской зоне, а в бассейне р. Рудной (рис. 41, 45, 42, разр. 160) - как в Хорско-Дальненской, Анюйской и Украинской зонах Центрального поднятия

В Коппи-Лужкинской зоне Восточного прогиба и Прибрежном поднятии (Журавлевском и Таухинском террейнах [56]), на рубеже юры и мела кремненакопление с очень низкими скоростями седиментации (0,5-2,5 м/млн. лет) сменилось лавинным терригенным - со скоростью около 500 м/млн. лет. Вероятно, в это время терригенные толщи и подстилающая их океаническая кора были прижаты к краю континента в результате субдукции или латеральными перемещениями по сдвигам. Доказательством приконтинентального расположения раннемелового края океана является аркозный состав кластики. В конце берриас-валанжинского этапа преобладала флишоидная седиментация (ключевская свита).

После валанжина Прибрежное поднятие стало областью размыва, а в Коппи-Лужкинской зоне заметно изменился режим седиментации.

В центральном и южном Сихотэ-Алине, в основном в Приморском крае, трансгрессивные берриас-валанжинские осадки известны, главным образом, на Центральном, Прибрежном поднятиях и в краевых зонах прогибов, на границе их с поднятиями. Поэтому быстрая трансгрессия берриас - валанжинского моря строго доказана только здесь. Однако, можно подозревать, что, по меньшей мере, на некотором расстоянии от границы вглубь прогибов, а возможно и в центральных их частях такие же фации берриас-валанжинских отложений скрыты под готерив-альбскими отложениями. Это бы означало, что в берриасе-валанжине море быстро распространилось по всему Сихотэ-Алиню, а не только расширилось из прогибов на поднятия.

В северном Сихотэ-Алине и в Нижнем Приамурье,

повым в единый комплекс и описаны им подробно в разделе “Вулканогенно-кремнистый комплекс океанических бассейнов” этой главы. Эти образования могли служить основанием (или прототипом основания), на котором с готерива развивались эпиконтинентальная островодужная система [145].

Проблематичны также базальты, включая спилитизированные, и кремнисто-глинистые породы средней подсвита журавлевской свиты в Коппи-Лужкинской зоне, мощность которых около 70-220 м (рис. 25 и 27, разр. 89, 94, 104 и 108). Хотя это показатель глубоководных субокеанических условий в это, а может быть и в более раннее - юрско-раннемеловое время, их положение в колонке и в прогибе не позволяет выделить эти образования, как океанические. Скорее всего, судя по высокой щелочности вулканитов это глубоководные отложения окраинного моря.

Исходя из фациальных обстановок, восстановленных нами для берриаса-валанжина по фауне и литологическим признакам, и из палеореконов других геологов, подавляющая часть берриас-валанжинских отложений Сихотэ-Алиня, накопилась на шельфе (рис. 50-58), в пределах которого глубина сильно колебалась во времени и по латерали, о чем свидетельствует смена гранулометрии и фациальной принадлежности осадков по вертикали и латерали в разрезах всех структур. Только в Бикино-Хорской зоне седиментация происходила в нижней части подводного континентального и островного склонов, у их подножия и на бассейновой равнине [225], хотя редкие находки остатков фауны указывают на шельф, включая мелководный. В Южном прогибе и локально в немногих других местах поднятий доказаны континентальные обстановки. На поднятиях грубообломочных пород намного больше, чем в прогибах, хотя в последних отложения этого этапа выходят лишь в небольших фрагментах и не могут дать полного представления об условиях берриас-валанжинской седиментации в этих структурах. Глубоководные океанические и окраинноморские обстановки этого этапа документируются на небольших фрагментах в Киселевско-Маноминском блоке Горинской зоны Западного прогиба и в некоторых разрезах журавлевской свиты Коппи-Лужкинской зоны Восточного прогиба.

Готерив - средний альб

С готерива начинается резкая перестройка морских бассейнов Северо-Востока Азии, в апте и альбе совпавшая с великой бореальной симбирскитовой трансгрессией [38]. Образуется система населенных колоницедами (*Inoceramus colonicus*) морей, [166], в которых накапливались мощные турбидиты. В готериве - начале баррема существенно изменяется и морская биота: появились первые ауцеллины, произошла коренная смена радиоляриевых сообществ [87]. В конце готерива в Приморье появились первые покрытосеменные [139]. В апте на Востоке России отмечается климатический оптимум, выразившийся в смене растительности и интенсификации углеобразования, а на ранний альб приходится максимальная фаза потепления

Среднеальбская трансгрессия проникла довольно далеко вглубь континента, о чем свидетельствуют морские слои с тригониями в преимущественно континентальном нижнем мелу Партизанской впадины Южно-Приморского прогиба.

Готерив-среднеальбские отложения Сихотэ-Алиня, в отличие от берриас-валанжинских, накопились в контрастных обстановках седиментации, обусловленных четкой морфологической дифференциацией дна бассейна, на котором накопились очень разнородные осадки (рис. 59). В Южном прогибе, кроме небольшого отрезка альба, существовали только континентальные обстановки, сопровождавшиеся торфонакоплением. В Западном и Восточном прогибах продолжалась морская седиментация, и наиболее широко распространенные представители этого этапа - терригенные флишеидные отложения шельфа различной глубины распространены там почти повсеместно, а самыми яркими в Кемской зоне последнего являются флишевые отложения подножия подводного континентального склона, представленные разнообразными турбидитами. Хотя на фоне аптской глобальной вспышки вулканизма [87], особенно на западе Тихого океана, вулканизм Сихотэ-Алиня был весьма умеренным, он выразился в том, что в готериве начинают развиваться и вулканические островодужные системы, входящие в современную структуру Сихотэ-Алиня: в северной части, в Киселевско-Маноминском блоке Горинской зоны Западного прогиба - эпиконтинентальная Удыльская, а несколько позже, в апте-альбе, в центральной и южной частях, в Тумнинской зоне Западного прогиба и в Кемской - Восточного - эпиконтинентальная Монероно-Самаргинская. С формационной точки зрения этот этап можно считать флишевым, предшествующим образованию морской, а затем континентальной и вулканогенно-континентальной молассы. Уместно заметить, что выделенный в Восточном прогибе Журавлевский террейн [56], в целом соответствующий Коппи-Лужкинской зоне, назван, на наш взгляд, не очень удачно турбидитовым, поскольку достоверные турбидиты известны только вдоль его восточной границы.

В Бикино-Хорской зоне Западного прогиба (рис. 51 и 59) условия накопления *апт-среднеальбской ассикаевской свиты*, по мнению В.П. Коновалова, разные.

Нижняя подсвита (рис. 4, 6, разр. 3, 11, 13, 19 и рис. 51), представляет собой прибрежно-морские осадки окраинного моря, а на некоторых интервалах разреза 3 - отложения авандельты. Это доказывается грубообломочными породами, углями и углистыми аргиллитами, остатками растений, местами очень обильными, и морской фауной, характерной для хорошо аэрируемых вод. Трапециум вместе с изогномонами указывает на волноприбойную и приливно-отливную зоны литорали. В разрезе 13 на рис. 6 подсвита представлена мелководными отложениями, но по сравнению с предыдущими явно удаленными от береговой линии.

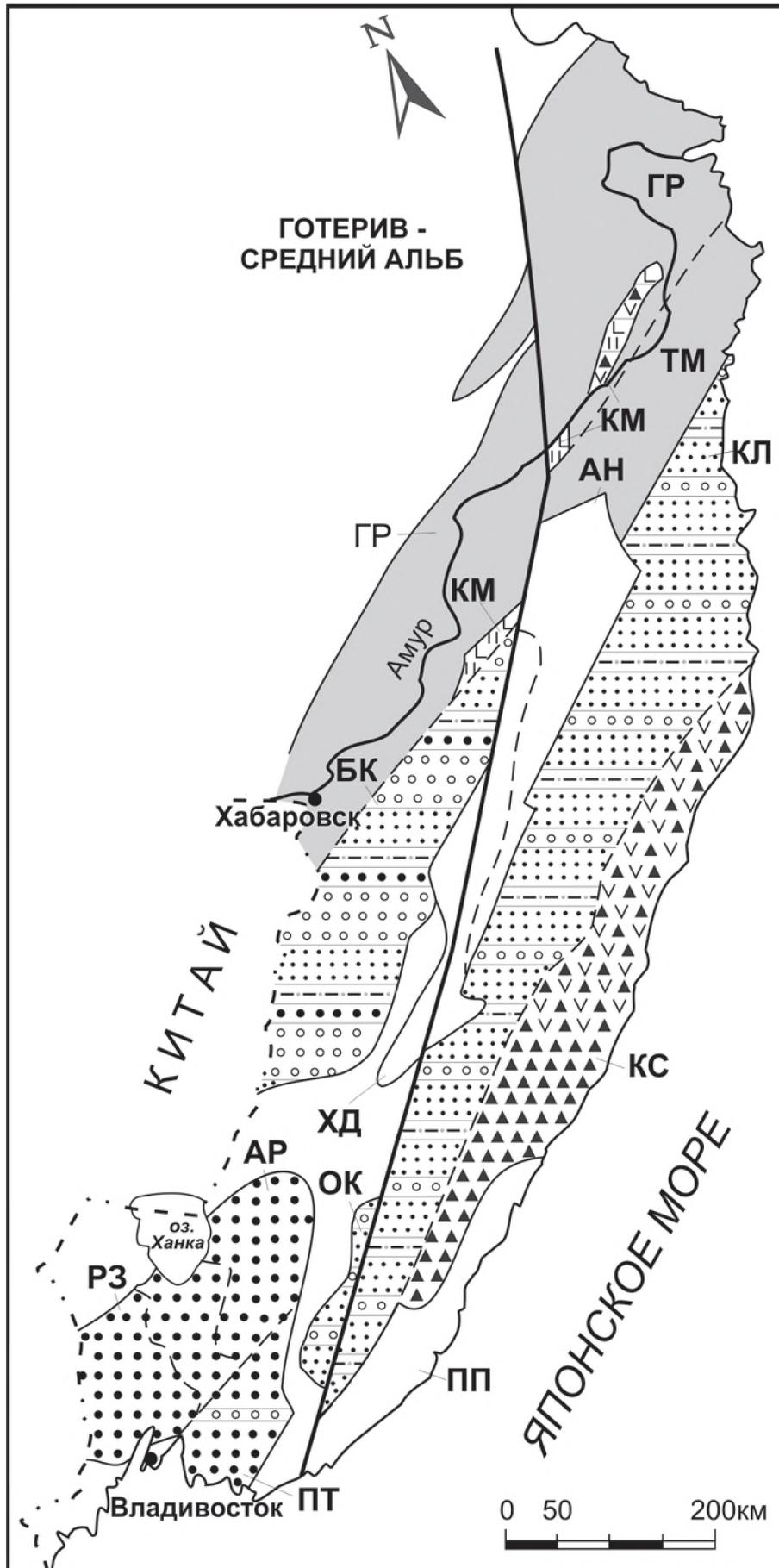


Рис. 59. Современное расположение готерив - среднеальбских литофаций Сихотэ-Алиня. Условные обозначения на рис. 50

Средняя подсвита (рис. 4, 6 и 51) сложена отложениями сублиторали открытого моря, где происходили подводные вулканические извержения. Фауна представлена типичными представителями сублиторали - зарывающимися, свободно лежащими или передвигающимися в толще воды, а также ведущими биссусно прикрепленный образ жизни. Все они предпочитают мягкие грунты (пески, песчаные илы и илы) и хорошо аэрируемую, воду, но избегают сильных течений.

Верхняя подсвита представлена двумя литофациями. Одна (рис 4, 6 и 51, разр. 3) сложена мелководными песчаными отложениями, по-видимому, накопившимися недалеко от берега. Это либо нижняя литораль, либо верхняя сублитораль; остальные разрезы представлены мелководными, но удаленными от берега фациями. Фауна из разр. 3 по условиям обитания близка фауне из нижней и средней подсвит, но, учитывая обилие растительного детрита, она ближе к нижней, и мы рассматриваем ее, как фауну верхней сублиторали. Фауна другой фации (рис. 6, разр. 14) ближе к фауне средней подсвиты, и с учетом литологического состава, фация рассматривается, как отложения сублиторали, промежуточные между обстановками накопления верхней и средней подсвиты. В остальных местах осадки, вероятнее всего, накапливались на шельфе, но мористее. Максимальная трансгрессия была в середине накопления ассикаевской свиты - в раннем альбе.

А.Н. Филиппов [225] также считает, что ассикаевская свита накопилась в мелководном окраинном море, а отложения, содержащие линзы высокозольных каменных углей - на прибрежной равнине, где развивались торфяники.

В Окраинной зоне Центрального поднятия (рис. 55 и 59) *нижне-среднеальбские отложения - соколовская свита* содержат двустворки, большинство которых - типично морские биссусно прикрепляющиеся или зарывающиеся, а *Entolium* и *Camptonectes* - свободноплавающие. Глубины моря - от нижней литорали до верхней сублиторали или, возможно, немного глубже (рис. 16 и 18, слой 11). В юго-западной части зоны растительные остатки указывают на близость суши.

В Партизанской впадине Южного прогиба (рис. 56 и 59) в *позднем готериве - среднем альбе* "надвеликановский" фаунистический горизонт, расположенный в нижней части толщи разнозернистых песчаников, в наиболее полных разрезах (рис. 23; разр. 68, 70, 73 и др. и рис. 56) в самом низу содержит слой с типично морскими *тригониидами*, *лимидами*, *изогномонами* и др., а заканчивается он слоями с эвригалинными "каллистами", еще выше сменяющимися континентальными образованиями с *флорой* и *пресноводной фауной*.

Морская фауна - разнообразного образа жизни. Тригонииды, изогномоны и лимы (кроме тригоний) - зарывающиеся, полужарывающиеся, прикрепляющиеся биссусом, но все же умеренно подвижные организмы мелководья (5-60 м), первые и вторые - жители зоны с умеренной динамикой вод. Все они, как и иноцерамы и усоногие рачки, предпочитают песчаные и песчано-илистые грунты. Брахиоподы - типичные представители стеногалинной фауны неглубокого моря. Острии, митилосы, модиолусы - выдерживают значительное опреснение (до 17-20%), предпочитают водные течения и образуют обычно большие устричники. Острии цементноприкрепленные, а митилосы и модиолусы - биссусноприкрепленные. "*Callista*" (*копбикулиде*) - эвригалинные формы - жители морских и пресных вод, но предпочитающие опресненные водоемы с илистыми и песчаными грунтами и с глубинами 3-70 м.

"*Ostrea*" sp. и *Corbicula* sp. известны и ниже "надвеликановского" горизонта [5, 49 и др.], но это не меняет представления, что максимальная ингрессия моря в этом районе соответствует слоям с *тригониидами*, *брахиоподами*, *изогномонами*, *лимами* и др.

В литературе [49, 50, 134, 237, 238 и др.] господствует мнение, что большая часть Партизанского бассейна представляла собой прибрежноморскую равнину, а море располагалось северо-западнее, на территории нынешних верхних течений рек Суходол, Арсеньевка и др. Наши материалы по фауне противоречат этому. В период максимальной ингрессии (рис. 22 и 56) "тригониевый" горизонт с морской стеногалинной фауной располагается в центральной части басс. р. Партизанской (рис. 22, местонахождения 54, 58, 65-70, 73 и 75). Северо-западнее их располагаются слои, в которых, несмотря на обилие органических остатков, стеногалинной фауны нет, но есть представители эвригалинной или солоноватоводной фауны, выдерживающей значительное снижение солености (рис. 22, местонахождения 71, 72, 75 и 81-83). Эти местонахождения образуют "поле" на северо-западе впадины. Западнее всех перечисленных располагаются местонахождения остатков явно континентальных пресноводной фауны и флоры (рис. 22, местонахождения 56, 60-64 и 76-80).

Таким образом, среднеальбское море открывалось, в целом, на юг, а западнее, в бассейнах рек Суходол, Шкотовка и др., располагалась обширная прибрежная аллювиально-озерная равнина, которая по мере отступления моря распространялась и на большую, более южную, территорию бассейна р. Партизанская. На этой равнине в период накопления толщи разнозернистых песчаников накапливались фации мигрирующих русел рек, стариц и меньше - частично заболоченных озер. Судя по песчаникам разной зернистости, гравелитам и мелкогалечным конгломератам, водная среда была достаточно подвижной.

Толща "черных" алевролитов, лежащая выше толщи разнозернистых песчаников, накопилась в континентальной более спокойной и устойчивой обстановке. На равнине, по-видимому, располагались уже крупные сообщающиеся озера, а реки играли меньшую роль в седиментации.

Согласно Ф.Р. Лихту, долгоживущий Западно-Партизанский разлом еще с конца палеозоя разделял Южный прогиб на Партизанскую структурно-фациальную зону на востоке и Суходольскую - на западе [138]. В Партизанской зоне фации очень изменчивы. На раннем этапе они накапливались на фоне дифференцированных движений

блоков, в условиях сильно расчлененного рельефа, а на завершающем - в приморской равнине с паралическим углеобразованием и в намного более устойчивой обстановке седиментации

Френцевская свита выделена Ф.Р. Лихтом, поскольку среди континентальных отложений появляются слои с морской фауной, иногда называемые “надвеликановским” горизонтом. В районе г. Партизанска в основании френцевской свиты преобладают песчаники с остатками тригоний и другой морской фауны (“тригониевые слои”), на которых залегают песчаники с прослоями алевролитов, иногда с пластами угля. Здесь же прослой устричного ракушняка, по латерали и вверх сменяющийся фауной опресненных водоемов. Последняя типична для следующей толщи чередования песчаников и алевролитов, выше которой залегают “черные” алевролиты и аргиллиты с многочисленными остатками филлопод (“эстериновые слои”). Венчается разрез зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами.

Суходольский бассейн устойчиво погружался, компенсируясь осадками. Здесь во френцевской свите есть только фораминиферы, и морская фауна заменяется фауной опресненных водоемов, но литологические особенности сохраняются.

В готериве и барреме Партизанский и Раздольнинский угленосные бассейны Южного Приморья входили в огромную восточно-Азиатскую угленосную провинцию Северного субширотного угленосно-бокситоносно-каолинитового пояса, которая включала более 300 угленосных бассейнов [65, 87, 285].

В Коппи-Лужкинской зоне Восточного прогиба (рис. 57 и 59) бентосные организмы *усть колумбинской и приманкинской свит готерива-баррема* свидетельствуют об обстановке сублиторали.

Отложения готерива (усть колумбинская свита и самые низы приманкинской) (рис. 25, 32, разр. 115, 115 а, и рис. 57) наиболее мелководные: они содержат больше грубообломочных пород, а также песчаники с включениями алевроаргиллитов. Возможно, в более западных районах, располагавшихся ближе к Центральному поднятю, в бассейн поступало много такого материала.

В *барреме (приманкинской свита)* обстановки были близки берриас-валанжинским - они накапливались на значительном удалении от суши, в открытом море, где в верхней части явно преобладала теплолюбивая тетическая фауна.

Аптские отложения (каталевская свита) (рис. 25, 33 и 57) также содержат тетическую фауну. Благодаря, по-прежнему, Центральному поднятю, в море продолжало поступать много песчаного материала. Алевроаргиллитовые включения в песчаниках, возможно, свидетельствуют также о том, что источниками сноса служили и подводные возвышенности, сложенные алевроаргиллитами, которые при транспортировке не успевали достаточно хорошо “обрабатываться”, или же это местный, слабо литифицированный, алевропелитовый осадок, сорванный здесь же со дна сильными течениями. Седиментация происходила в нижней литорали и немного - в верхней сублиторали. С этими палеообстановками также, как в берриасе - валанжине (нижняя и средняя под-свиты журавлевской свиты - рис. 26, разр. 89, 94 и 108), не согласуются базальты и кремнисто-глинистые породы, содержащие радиолярии (рис. 33, разр. 90). Единственно приемлемым, на наш взгляд, может быть допущение, что эти разрезы (см рис. 25) накопились в наиболее глубоководных местах раннемелового бассейна, где седиментация не прерывалась на границе юры и мела, а в мелу унаследовала кремнисто-вулканогенную - позднеюрскую.

В раннем альбе (дивнинская свита) (рис. 25, 34 и 57) преобладание алевроаргиллитов и фауна указывают на удаленную от суши сублитораль широкого шельфа открытого моря. В верховьях р. Бол. Уссурка (г. Дивная, реки Глухоманка, Серединка и Ороченка) (рис. 25 и 34, разр. 89-103 и рис. 57) есть слои, соответствующие литорали, и продолжали размываться подводные возвышенности и острова. В бассейне верхнего течения р. Единка, возможно, во впадинах, накапливались кремнистые илы с радиоляриями.

Ранне-среднеальбские осадки (светловодненская свита) - ритмичное чередование песчаников и алевроаргиллитов, алевроаргиллиты и совсем мало кремнистых аргиллитов (рис. 25, 34, разр. 95, и рис. 57), накопились, скорее всего, в нижней сублиторали и, возможно, несколько глубже, так как бентос беден, но в целом это была открытая часть бассейна. Грубообломочные породы показывают, что обстановка мелководного терригенного осадконакопления, близкая дивнинской, сместилась из бассейна р. Бол. Уссурка в бассейн верхнего течения р. Бикин, а кремненакопление, наоборот - в бассейн верхнего течения р. Бол. Уссурка.

В дивнинское и, особенно, в светловодненское время умеренно теплое море испытывало все большее влияние boreальной области.

В Кемской зоне (рис. 59) *в готериве-барреме* впервые появляются глубоководные отложения нижней части подводного склона, его подножия и прилегающей бассейновой равнины. Здесь развиты также отложения задуговых бассейнов островодужных систем (рис. 33-35 и 59).

Осадки нижней части и подножия континентального (островного) подводного склона представлены, главным образом, гравитационными образованиями, в основном, турбидитами, образующими терригенный и вулканотерригенный флиш или, вместе с породами-спутниками - флишевую формацию, строение, состав и условия образования которой детально изучены [146, 152 и др.]. Кроме флиша, флишевая формация содержит пласты массивных песчаников, алевроаргиллитов и подводнооползневых образований (олиостром), а вулканотерригенный флиш, кроме того, - туфы, туфобрекчии, лавы и другие вулканиды мощностью до нескольких десятков метров или примерно такой же мощности пачки их неправильного чередования с толщиной пластов в них - см и дм. Большая часть неритмичных или неправильно ритмичных образований, в одном случае представленные алевроаргиллитами с крупными иноцерамами, скорее всего, представляют собой аллохтонные пластины, изначально

накопившиеся на шельфовых глубинах и сползшие по подводному склону к его подножию.

Терригенный флиш сложен элементарными ритмами (по Н.Б. Вассоевичу [24]), представленными полными или сокращенными снизу последовательностями “цикла А. Боума” [253], характерного для турбидитов. Эти циклы перемежаются с “фоновыми” алевроаргиллитами, накопившимися в промежутке времени между мутьевыми (турбидными) потоками. Основные породы флиша - кластические (конгломератобрекчии, гравийно-дресвяные породы, песчаники разной зернистости, алевролиты и алевроаргиллиты), по количественному соотношению которых выделены грубокластический, песчаный, песчано-глинистый и глинистый флиш - разноудаленные от подножия подводного склона фации турбидитов.

Между тем, есть некоторые факты, которые не позволяют безоговорочно считать турбидиты флишевой формации глубоководными отложениями подножия континентального склона. Крупные иноцерамы, обнаруженные во флишевой формации (рис. 35, разр. 119), расположены внутри слоя алевроаргиллитов, не обладающего признаками турбидитов. Кроме того, величина раковины (около 50 см) предполагает, что вес ее был не менее 6-7 кг, и она по гидродинамическим условиям не могла транспортироваться и осаждаться вместе с алевропелитовыми частицами, а должна была ассоциироваться с грубообломочными гравийно-галечными отложениями. Поэтому иноцерамы, скорее всего, найдены в осадках, где они обитали, откуда следует, что алевроаргиллитовый слой вместе с иноцеррами, накопился на шельфе, а сопровождающие его типичные турбидиты - здесь же, у подножия локальных поднятий, имитировавшего подножие континентального склона, но находившегося в глубокой части открытого шельфа. Иными словами, мы не можем во всех случаях однозначно считать обстановку накопления турбидитов глубоководной - нижней части континентального склона и его подножия.

Правда, этот факт можно объяснить, если допустить, что весь слой алевроаргиллитов, накопившийся на шельфе и содержащий иноцерам, предстает собой аллохтонную пластину в толще турбидитов. Однако, В.П. Похиалайнен [188] выделил для готерива северо-востока России однообразную систему окраинных морей, которая образовалась на месте раннеокомских бассейнов внешней и внутренней островных дуг и в которой формировались все разновидности флиша (ритмический, дикий, орто- и криптофлиш). Осадки этого типа прослеживаются от Калифорнии до Южной Аляски и от п-ова Беринга до Приморья. Во всех этих морях на севере Пацифики во флишево-грувакковых фациях повсеместно распространены колоницерамы (*Coloniceramus colonicus*), к которым относятся и формы, обнаруженные во флишевой формации Кемской зоны Приморья на р. Рудной. Развитие этой группы организмов строго определялось особыми структурно-фациальными условиями, и находки ее представителей приурочены исключительно к флишевым толщам колоницерамовых морей [166]. Расселение колоницерамов за пределы флишевых прогибов, считает В.П. Похиалайнен, видимо, затруднялось полосой геантиклинальных поднятий, оконтуривавших флишевые прогибы со стороны континента. Возможно также, вулканическая деятельность в этих зонах способствовала образованию своеобразного химизма окружающих бассейнов, непреодолимого иноцеррами и сыгравшего свою роль в их изоляции.

Вулкано-терригенный флиш описан ниже, в разделе “Вулканоогенно-осадочный комплекс островодужных систем”.

Осадки бассейновой равнины, известные в современных бассейнах, как контуриты [248] (см. стр. 145), не образуют самостоятельных толщ в осадках раннемелового окраинного моря Сихотэ-Алиня, но неизменно входят в состав турбидитов, в том числе и флиша, составляя слои до нескольких дм, реже м, между градационнослоистой зернистой и алевроаргиллитовой частью элементарных седиментационных ритмов турбидитов и флиша.

В неокоме Китая [257] среди четырех главных палеогеографических подразделений выделены активные вулканические зоны восточных низменностей Восточного плато, которое возникло в юре и начало разрушаться и погружаться в неокоме, что провоцировало широко распространенные извержения вдоль прибрежной равнины кислых, меньше средних континентальных вулканитов - лав, перемежавшихся с многочисленными слоями озерных и аллювиальных осадков с обильными ископаемыми конхостраками, остракодами, двустворками, гастроподами, рыбами и насекомыми. В это время вулканизм распространился внутрь континента, но в прибрежной части он продолжался.

Имеются убедительные доказательства трансгрессии аптского мелкого моря в регион Тайвань-*Penghu*, где в скважинах обнаружены ископаемые двустворки и аммониты, включая *Holcophylloceras caucasicum taiwanum Matsumoto*, элемент кавказского моря этого времени. В западном и юго-западном Китае в это время происходили морские вулканические извержения.

Средний - поздний альб

Средне-позднеальбский этап седиментации на большей части Сихотэ-Алиня, соответствующий трансгрессии, представлен литологически однообразными неритмичными осадками, часто грубообломочными, мелководными и прибрежными, а на р. Самарга В.А. Красилов определил отложения авандельты. В это время вулканизм в островных дугах прекратился или ослаб, но остатки дуг продолжали разрушаться, а обломочный материал накапливался в пред- и задуговых бассейнах. В позднем альбе это происходило почти без участия синседиментационного вулканизма. В целом, начала накапливаться морская моласса, знаменовавшая начальные стадии горообразования.

К концу альба [88] море отступило к востоку, прекратилась связь с бореальным бассейном, изменились комплексы биоты. Тогда же начал формироваться Восточно-Сихотэалинский окраинно-континентальный

вулканический пояс.

В Бикино-Хорской зоне Западного прогиба (рис. 51 и 60) *среднему-позднему альбу соответствуют стрельниковская и алчанская свиты.*

Стрельниковская свита (рис. 4 и 8), развитая на северо-западе зоны, накапливалась по-разному. *Нижняя подсвита* вначале, когда осаждались песчаники с остатками флоры, в условиях, близких к литорали (скорее нижней), а вышележащие туфопесчаники и, частично, песчаники - явно мористее, в сублиторали, где волнение было слабее и не было сильных течений. Кроме того, в хр. Стрельникова есть линзы андезитов, по-видимому, отголоски алчанского вулканизма. *Верхняя подсвита* накопилась в более сложных условиях. Судя по обилию грубообломочных пород с алевритовым наполнителем на фоне песчаников и алевролитов, они осаждались вокруг подводных поднятий или островов. Фауна указывает на динамичные, хорошо прогреваемые и аэрируемые воды, но явной близости материка не ощущается.

Однако по данным Ф.Р. Лихта, в грубообломочных отложениях правобережья нижнего течения р. Уссури в междуречье Первая - Третья Седьмые в стрельниковской свите, вместе с аммонитами, двустворками и морскими ежами - жителями нормально соленого моря, встречаются эвригалинные и пресноводные гастроподы [130], а также растительный детрит, что указывает на прибрежное мелководье, подверженное волнению, при сильно изрезанной береговой линии суши со сложно расчлененным рельефом и с хорошо развитой речной сетью. Постоянная примесь пирокластики в песчаниках и прослой туффитов свидетели синседиментационного вулканизма в прилегающих областях суши.

Алчанская свита, развитая на юге Бикино-Хорской зоны, судя по флоре и пресноводной фауне - континентальная. От верховьев р. Матай и севернее в ней, кроме преобладающих континентальных отложений, встречаются осадки с морской фауной и очень редко с растительными остатками, большей частью, неопределимыми. Вероятно, морские отложения накапливались вблизи островного архипелага, где лавы и туфы формировались в субаэральных и в морских условиях. Бентонная морская фауна указывает на сублитораль с умеренной динамикой вод.

В алчанской свите много разнообразных лав, туфов, туфолав, игнимбриков и тефроидов, соответствующих по составу риолитам, риодацитам, дацитам и андезитам, и им свойственна значительная фациальная изменчивость: в одних местах преобладают вулканыты, содержащие редкие маломощные слои вулканогенно-осадочных пород с остатками флоры и, реже, пресноводной фауны, в других - шире распространены туффиты, туфопесчаники и туфоалевролиты, которые слагают пачки мощностью более 100 м. Кислые и умеренно-кислые вулканыты обычно приурочены к нижней части свиты, а андезиты - к верхней. Для времени формирования алчанской свиты в Бикино-Хорской зоне реконструируется несколько вулканических хребтов северо-восточного простирания, разделенных межгорными впадинами, в которых они, чаще всего, накапливались.

В Хорско-Дальненской зоне Центрального поднятия (рис. 9, 12, 53 и 60) *средний-верхний альб представлен холминской свитой*, в которой двустворки из разрезов 24 и 25 (рис. 9 и 12) характеризуют верхнюю сублитораль. Этому не противоречат редкие растения, которые могли заноситься далеко от берега. Тригониды, кроме того, указывают на тропические или субтропические воды. Фауна из разрезов 27 и 29 морская, но "каллисты" могут переносить и сильно пониженную соленость. Учитывая, что несмотря на обилие фауны, в этих разрезах типичных морских форм нет, можно предположить, что здесь бассейн был опреснен и, следовательно, располагался вблизи суши. Разрез 26 сложен нетипичными континентальными отложениями и, вероятнее всего, характеризует авандельту. Разрез 36, судя по остаткам растений и по углистым аргиллитам, характеризует прибрежное мелководье или дельту, временами заливаемую морем (*Puzosia sp.*), а разрез 31, скорее всего - на окраину суши, где в озерах и старицах жили двустворки и гастроподы и которая временами заливалась морем, о чем свидетельствуют остатки морских организмов.

Вулканические продукты холминской свиты - это, по-видимому, слабые отголоски вулканизма, проявившегося в алчанской свите Бикино-Хорской зоны.

В Партизанской впадине Южного прогиба (рис. 19, 56 и 60) *верхняя часть северосучанской свиты и коркинская серия* по всеобщему признанию - типично континентальные и здесь не рассматриваются.

Однако Ф.Р. Лихт [133, 134] считает, что на рубеже раннего и позднего мела в Партизанской впадине на пляже Палеояпонского моря накопились прибрежноморские отложения. Они образуют "иноцерамовые слои" - алевролиты и песчаники с текстурами "раковинной мостовой" и с обильными фрагментами призматического слоя иноцерамов, по форме напоминающих *Inoceramus concentricus Park. var. nipponicus*, их ядрами, а также остатки, по-видимому, *Scalpellum* (определения В.Н. Верещагина и В.П. Коновалова), что позволило отнести эти отложения к сеноману-турону [69]. Позднее эти иноцерамы были отнесены к альбскому *Inoceramus concentricus Park.*, а вмещающие отложения сопоставлялись с так называемым надвеликановским горизонтом альбского возраста - морскими отложениями, венчающими разрез угленосных отложений на Сучанском (Партизанском) каменноугольном месторождении. Ф.Р. Лихт не раз доказывал разный возраст "надвеликановского горизонта" и "иноцерамовых слоев" и считал, что между их накоплением на суше произошла существенная перестройка морфоструктур с переориентацией палеогидросети [134], что допускает образование "иноцерамовых слоев" на рубеже раннего и позднего мела. Они сопоставляются им с грубообломочной толщей и алчанской свитой Бикино-Хорской зоны Западного прогиба. Самим "иноцерамовым слоям" свойственны типичные текстуры "раковинной мостовой", указывающие на приуроченные условия седиментации в палеозаливе, открывавшемся в сторону современ-

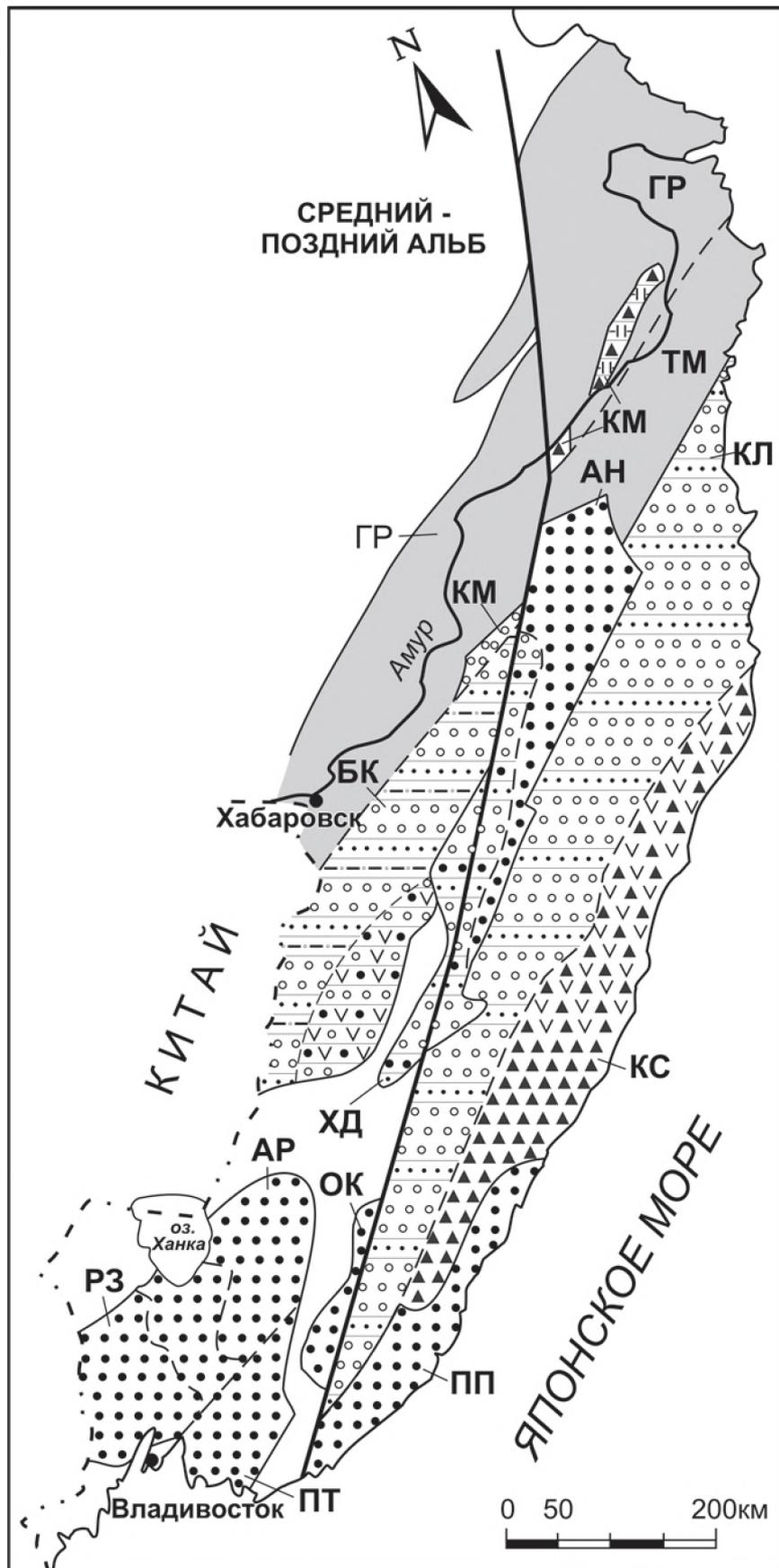


Рис. 60. Современное расположение средне - позднеальбских литофаций Сихотэ-Алиня. Условные обозначения на рис. 50

ного Японского моря. Фрагментарность материала затрудняет восстановить детали строения мелководья “иноцерамового” бассейна. Юго-восточное его побережье прослеживается по палиноспектрам на банке Ямато в Японском море и на о. Хонсю, а глубоководная часть располагалась на месте Центральной котловины Японского моря между материковым склоном и банкой Ямато.

Здесь же известны осадки отмелого побережья пологосклонного морского бассейна и прибрежной части суши [134]. На пологоотмельный характер дна указывают трещины усыхания и пуддинговые текстуры. Столь же пологим было сочленение подводного берегового склона и шельфа, о чем свидетельствуют обильные устричные банки, “поставлявшие” створки устриц на “раковинные мостовые” пляжа. В песчаниках встречаются отпечатки устриц, а в углистых аргиллитах - пресноводных моллюсков *Unio*, что указывает на то, что прибрежные торфяники спорадически затоплялись морем.

В Коппи-Лужкинской зоне Восточного прогиба (рис. 25, 36, 57 и 60) *в среднем и позднем альбе*, когда накопилась *лужкинская свита*, преобладали тригонииды и актеонеллиды - типичные представители тетической области. На правобережье р. Бикин и севернее, где тригонииды и актеонеллиды встречаются совместно, в редких местонахождениях, где преобладают тригонииды, встречаются только единичные экземпляры актеонеллид и наоборот. Это позволяет предполагать, что эти две группы были конкурентными, вероятнее всего по пищевым ресурсам. Осадки накапливались в литорали и верхней сублиторали. В отдельных слоях некоторых разрезов преобладают “каллисты”, что позволяет предполагать некоторое опреснение в прибрежной зоне моря. Это совпадает с выводами В.А. Красиловой, который считает, что комплекс флоры внизу разреза р. Самарга (рис. 25 и 36, разр. 112, слой 1) характерен для альбской авандельты.

В Кемской зоне в среднем-позднем альбе продолжали накапливаться в основном, терригенные и вулканотерригенные гравитационные образования.

Самые молодые альбские океанические кремнисто-глинистые осадки, содержащие радиолярии, были открыты на р. Амур [285].

В Китае [257] меловые отложения большей частью континентальные. Отложения морской трансгрессии ограничены окраинноконтинентальными (эпиконтинентальными) бассейнами в Тибете и на северо-востоке Китая. Эти осадки изучены в самом общем виде и требуют более детальных исследований. На востоке и северо-западе Китая в конце раннего мела произошло региональное поднятие, благодаря которому площади внутриконтинентальных бассейнов сильно сократились, и исчезли некоторые реки. Это поднятие было особенно значимо в вулканических низменностях вдоль юго-восточного побережья Китая. В течение мела в большей части южного Китая, благодаря очень теплomu, сухому климату, в обширных депрессиях и межгорных бассейнах осаждались краснокветы, гипс и каменная соль.

ИСТОЧНИКИ ТЕРРИГЕННОГО ПИТАНИЯ ОКРАИННОГО МОРЯ

Об источниках питания бассейнов седиментации можно судить, в основном, по кластической части песчано-алевритовых пород (по породообразующим компонентам, обломочным тяжелым и тонкодисперсным минералам, а также по валовому химическому составу), по составу галек и гравия более крупнообломочных пород, по некоторым минералам - индикаторам различных типов источников питания, наконец, по остаткам растительности и животных. Применительно к окраинноморским отложениям Сихотэ-Алиня, наиболее мощным и широко распространенным на Сихотэ-Алине, эти материалы опубликованы [53, 144, 145, 149, 151, 152, 224, 225 и др.]

Морские раннемеловые отложения (главным образом, складчатые), состоят из сильно перемешанного и литологически осредненного исходного материала, благодаря большой площади водосбора рек, питавших бассейны, перемешиванию осадочного материала течениями и волнением в прибрежноморской зоне - на шельфе, гравитационными потоками, контурными и другими течениями - на подводном склоне, у его подножия и в более глубоких и удаленных от суши местах бассейна. Поэтому эти осадки, по сравнению с континентальными, по вещественному составу (петрографии, минералогии и химизму) относительно устойчивы на большом протяжении - по латерали и на большой мощности по вертикали, и они характеризуют источник питания очень обобщенно.

Типы и состав источников питания раннемеловых терригенных окраинноморских бассейнов терригенной седиментации, отложения которых развиты на Сихотэ-Алине, существенно не менялись, хотя от места к месту они несколько варьируют.

Судя по породообразующим компонентам, тяжелым, глинистым минералам, химическому составу пород и некоторым тяжелым кластическим минералам - индикаторам петрографического состава материнских пород, раннемеловые седиментационные бассейны питались зрелой континентальной гранитно-метаморфической земной корой и очень мало вулканическим (синседиментационным и вулканомиктовым) материалом.

Зрелая континентальная (гранитно-метаморфическая) кора слагала восточную окраину Палеоазии, которая поставляла материал для подавляющей части нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня. Это доказывается аркозовым или близким к нему составом песчаников (рис. 61-63), а также тяжелыми, глинистыми минералами и химическим составом всех других обломочных пород и минералов на большей части Сихотэ-Алиня. Все эти параметры близки граниту - гранодиориту и метаморфическим породам кислого ряда.

Породообразующие компоненты песчаников из отложений, источником питания которых была зрелая континентальная (гранитно-метаморфическая) кора показаны на рис. 61-63.

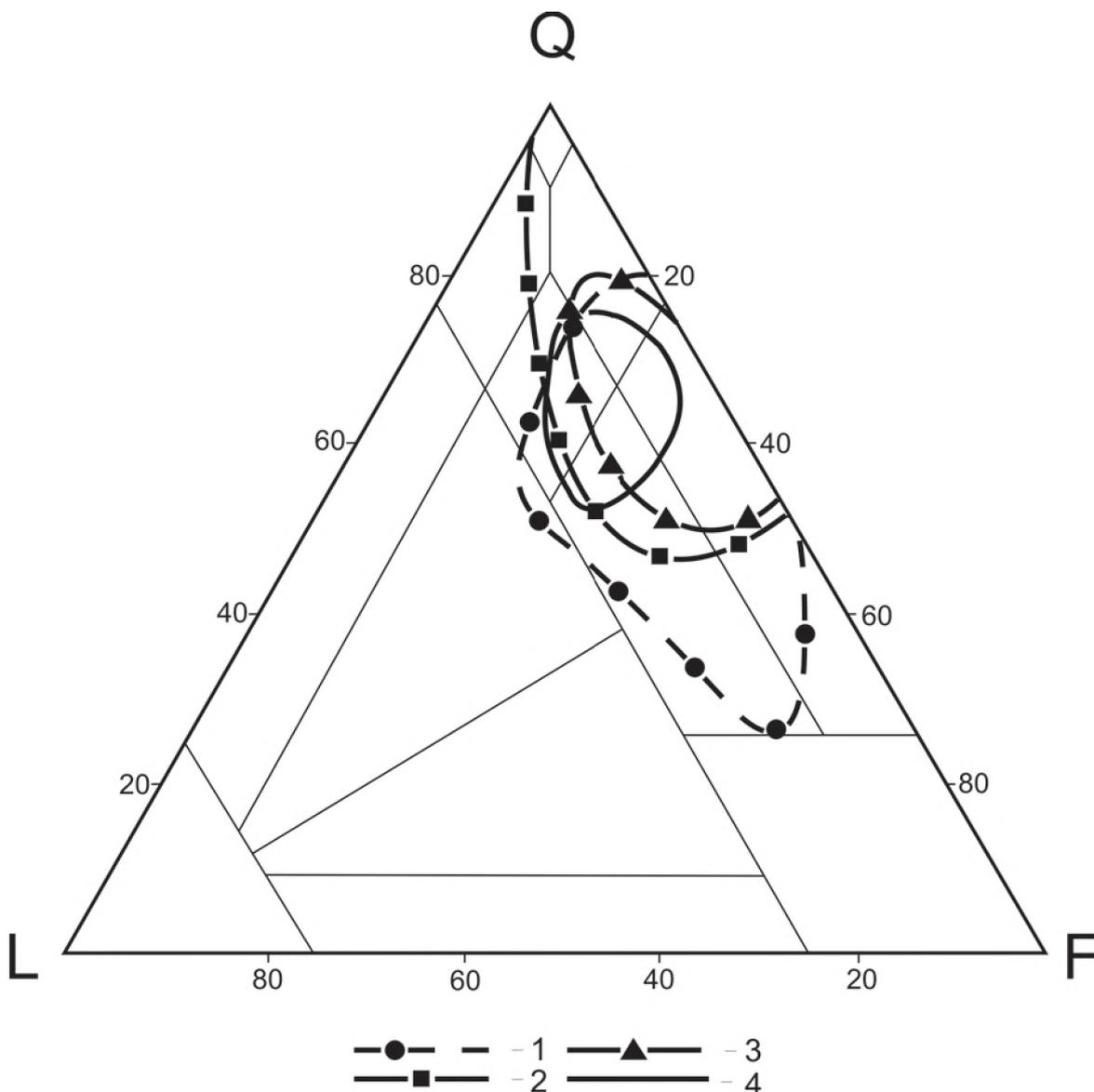


Рис. 61. Породообразующие компоненты песчаников южного Сихотэ-Алиня на треугольнике по [242].
F - полевые шпаты, **L** - обломки пород, **Q** - монокристаллический кварц. **Условные обозначения.** 1 - Коппи-Лужкинская зона, весь нижний мел бассейна р. Павловка [53], 2 - Кемская зона, готерив-альб - уктурская свита бассейна р. Рудная [53], 3 - Прибрежное поднятие, берриас в бассейне р. Монастырка, около с. Мономахово [144], 4 - Прибрежное Поднятия, нижний мел на р. Рудная вблизи г. Дальнегорска [53]

На севере Горинской зоны Западного прогиба, в Восточном прогибе и обрамляющих его Центральном и Прибрежном поднятиях бассейны, в основном, питались именно из этого источника, поэтому песчаники большей частью аркозовые с выходом в соседние классификационные поля и только северно-сихотэ-алинские - Тумнинской зоны и северного окончания Центрального поднятия и Коппи-Лужкинской зоны Восточного прогиба они заметно отклоняются в сторону граувакк.

Глинистые минералы представлены преимущественно гидрослюдой, меньше хлоритом и очень редко (например, во флишевой формации Кемской зоны) - каолинитом.

Тяжелые обломочные минералы происходят в основном из гранитоидов и представлены разнообразными цирконами, турмалином, сфеном, гранатами, ильменитом и немного магнетитом. Минералы основных и ультраосновных пород редки.

Валовой химический состав соответствует граниту-гранодиориту, а среди **малых элементов** профилирующими являются олово, свинец и цинк.

Местонахождение источников питания раннемеловых бассейнов определяется, как правило, западнее и северо-западнее Сихотэ-Алиня. Однако, существует мнение, что морские бассейны питались в это время и с востока, где на месте Японского моря существовал довольно крупный участок суши или, по меньшей мере, архипелаг крупных островов [53, 146, 152 и др.]. В. А. Красилов (устное выступление, 1969 г.) считал, что в большинстве

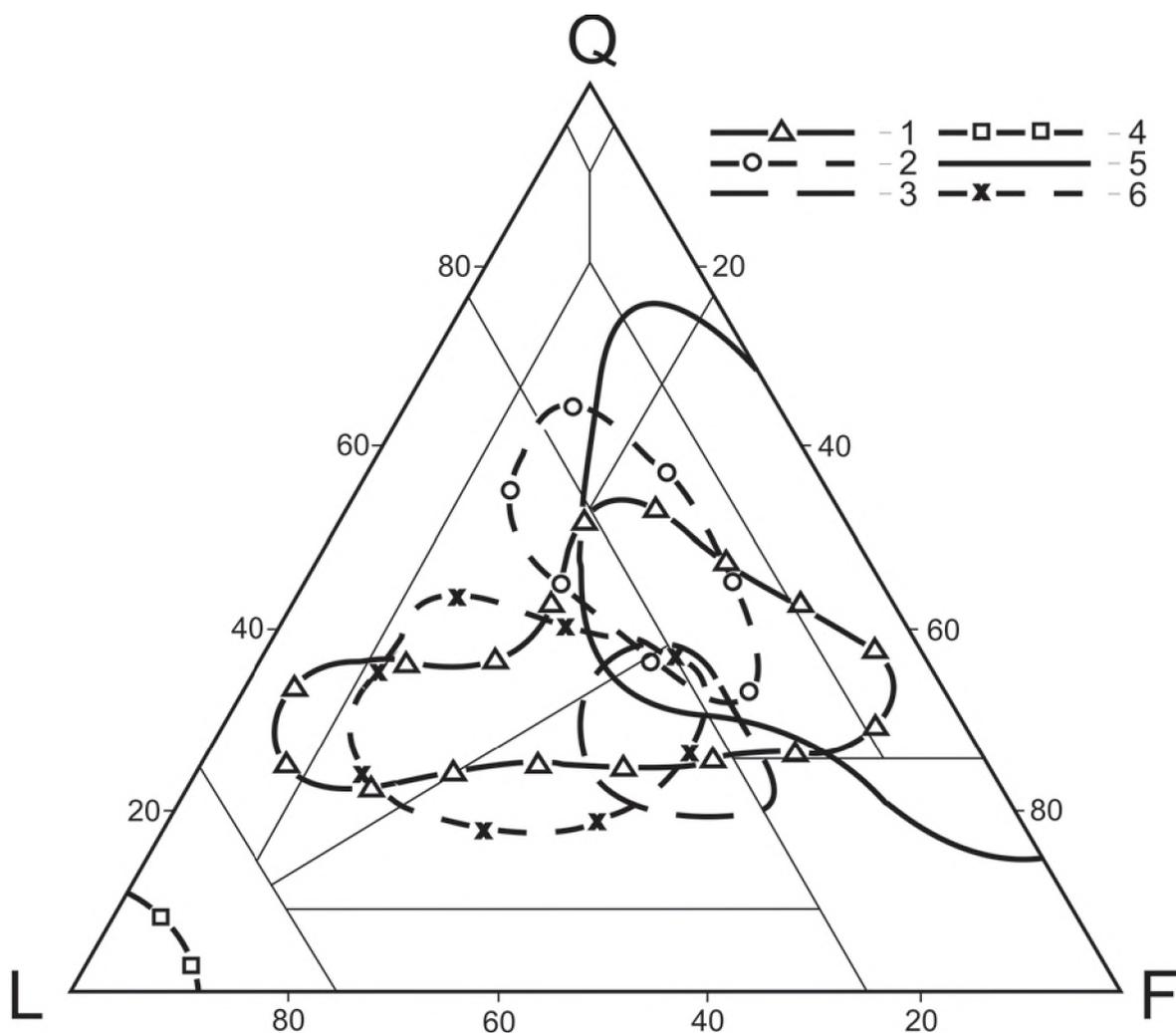


Рис. 62. Породообразующие компоненты песчаников центрального и северного Сихотэ-Алиня.

F - полевые шпаты, L - обломки пород, Q - монокристаллический кварц. **Условные обозначения.** 1, 2 - Центральный Сихотэ-Алинь: 1 - Бикинская зона, берриас и валанжин, [53], 2 - Коппи-Лужкинская зона, готерив-альб - уктурская и лужкинская свиты [62], 3-6 - Северный Сихотэ-Алинь: 3 - Горинская зона, альб-сеноман - аркозовый комплекс левобережья р. Амур у с. Дуди [144] и Тумнинская зона, альб-сеноман - ларгасинская свита на правом берегу р. Амур в окрестностях с. Богородского и оз. Кизи (Малиновский и др., 1993 г.), 4 - Коппи-Лужкинская зона, поздняя юра-нижний мел - киселевская свита [53], 5 - Тумнинская и Коппи-Лужкинская зоны, валанжин - комсомольская серия, готерив-альб - уктурская и ларгасинская свиты по железной дороге Пивань - Советская Гавань [2], 6 - Тумнинская и Коппи-Лужкинская зоны, весь нижний мел - горинская, пиванская, пионерская, уктурская, ларгасинская и удоминская свиты [53]

случаев остатки растений, найденных в нижнемеловых отложениях восточного склона Сихотэ-Алиня, росли на склонах с преимущественно западной экспозицией, что подтверждает существование в раннем мелу источника питания, расположенного восточнее современного Сихотэ-Алиня. Об этом же свидетельствует распределение фаций, в том числе и флиша - от грубообломочных прибрежных на востоке Восточного прогиба до тонкозернистых, включая кремнистые и кремнисто-глинистые - в его осевых частях. Судя по тому, что горбушинская серия, обломки которой преобладают в микститах Коппи-Лужкинской зоны и Прибрежного поднятия, распространена в Прибрежном поднятии, прогиб питался обломочным материалом с юго-востока. Об этом же говорит и изобилие “экзотических” глыб вблизи разлома, разделяющего Прибрежное поднятие и Восточный прогиб [45].

РАННЕМЕЛОВАЯ БИОТА КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ

По представлениям В.П. Коновалова, в течение раннемеловой эпохи на территории Сихотэ-Алиня, произошло несколько морских трансгрессий, которые соответствуют крупным ритмам седиментации (рис. 64). Каждый такой ритм представлен внизу песчаниками, иногда с заметным присутствием более грубых пород, а сверху - алевроаргиллитами с явно подчиненными песчаниками.

В центральных частях Западного и Восточного прогибов море, сообщавшееся с океаном, по-видимому, сохранялось на протяжении всего раннего мела. Создается впечатление, что одна трансгрессия сменяла другую, в связи с чем трудно представить их значение и масштабы. В этом отношении более показательны окраинные

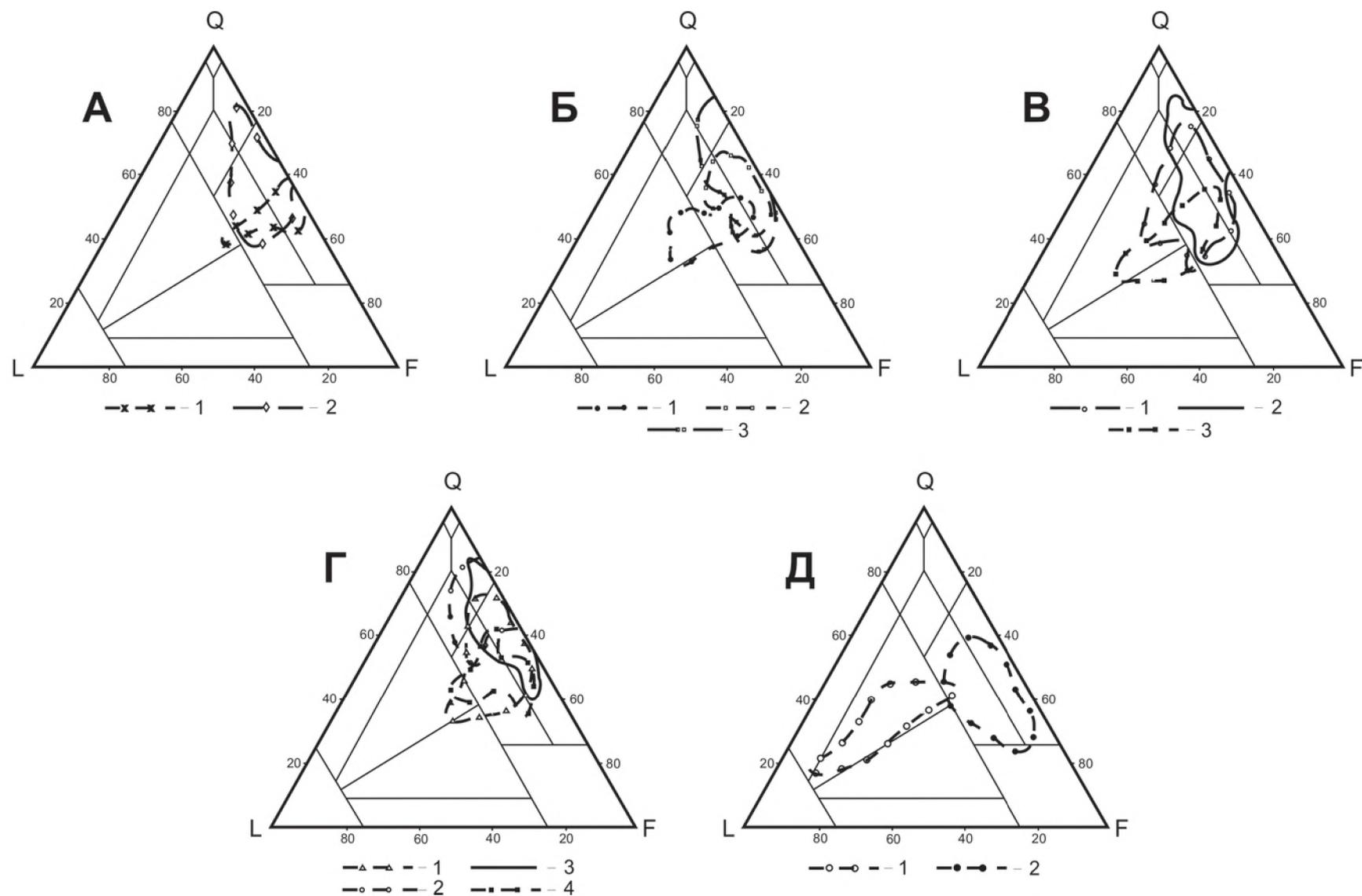
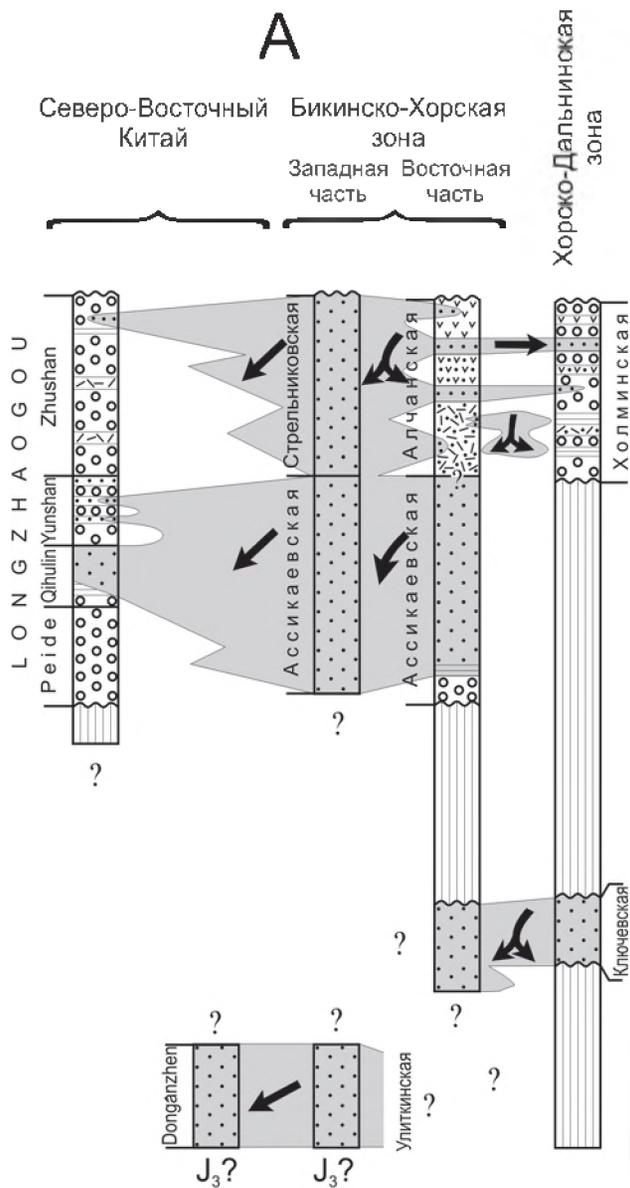


Рис. 63. Сравнение породообразующих компонентов песчаников Коппи-Лужкинской и Кемской зон Восточного прогиба. Условные обозначения. Свиты, подсвиты: А - журавлевская (1), ключевская (2), Б - меандровская (1), приманкинская (2), (Н.И. Шлепкин, 1981 г.), приманкинская (А.А. Сясько, 1975) (3); В - каталевская (Н.И. Шлепкин, 1981 г.) (1), (А.А. Сясько, 1975) (2), нижняя подсвита кемской свиты (Н.И. Шлепкин, 1981 г.) (3); Г - дивнинская и светловоднинская (Н.И. Шлепкин, 1981 г.) (1), дивнинская (2), светловоднинская (3) (А.А. Сясько, 1975), верхняя подсвита кемской свиты (Н.И. Шлепкин, 1981 г.) (4), Д - лужкинская (А.А. Сясько, 1975) (1), П.И. Логвенчев и В.П. Симаненко, 1988 (2). Приведены материалы по следующим территориям: Н.И. Шлепкин, 1981 г. - по бассейнам р. Ороченка, руч. Ветвистый, рек Северянка и Лесистая, А.А. Сясько, 1975 г. - по р. Зеве, П.И. Логвенчев и В.П. Симаненко, 1988 г. - по водоразделу р. Кема и Таежная в истоках руч. Золотой и Мартелевский

НИЖНИЙ ЭЛЕМЕНТ													Отдел										
БЕРРИАС			ВАЛАНЖИН			ГОТЕРИВ			БАРЕМ			ПЛАТ			Ярус			Подъярус					
И	В	В	И	И	В	И	И	В	И	И	В	И	И	В	И	И	В	И	И	В	И	И	

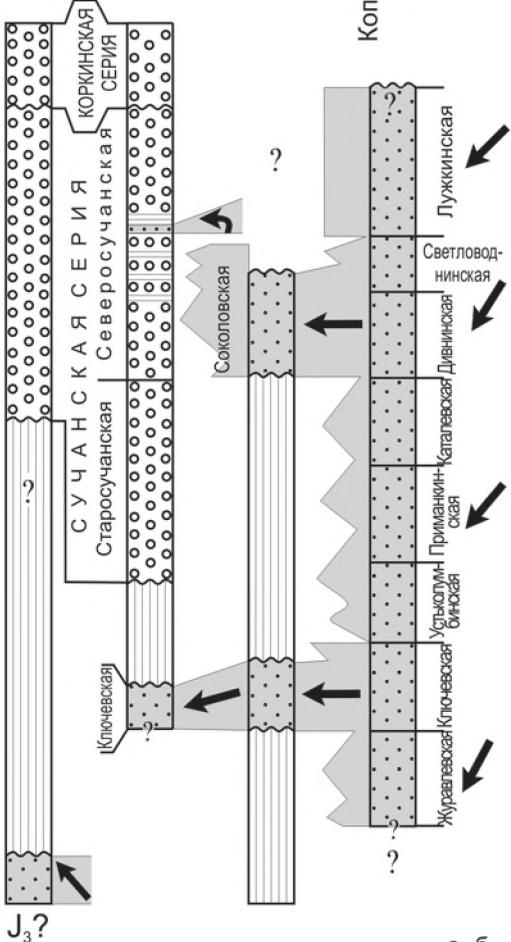


Б

Партизанская
впадина
Западная часть Восточная часть

Окраинная зона

Копи-Лужинская зона
(южная часть)



Основные трансгрессивные и регрессивные циклы и их продолжительность	Влияние Тетической области
<p>Увеличение ←</p>	<p>← Усиление</p>
<p>IV K₁a_l2-3</p>	
<p>III б K₁a_p1-2</p>	
<p>III а K₁a_p1</p>	
<p>II K₁h-br</p>	
<p>I б K₁v₁₋₂</p>	
<p>I а J₃-K₁v₁</p>	



Рис. 64. Колебания уровня раннемелового моря. А - южная и юго-восточная часть Западного прогиба и прилегающие территории, Б - юго-западная часть Восточного прогиба и прилегающие территории. **Условные обозначения:** 1 - континентальные отложения, 2 - морские отложения, 3 - отложения с солоноватоводной фауной, 4 - вулканиты кислого состава: а - лавы, б - туфы, 5 - вулканиты среднего состава: а - лавы, б - туфы, 6 - отсутствие отложений, 7 и 8 - трансгрессии и их направление, ? - отложения не установлены, но их присутствие возможно

части прогибов и прилегающие к ним поднятия. Поэтому мы выбрали два таких района: 1) западную и восточную части Бикино-Хорской зоны Западного прогиба и территорию, прилегающую к нему с юга и юго-востока: Хорско-Дальненскую зону Центрального поднятия, а также Северо-Восточный Китай (А), 2) южную часть Коппи-Лужинской зоны Восточного прогиба с прилегающими к нему с запада Окраинской зоной Центрального поднятия и Партизанской впадиной Южного прогиба (западной и восточной ее частями) (Б).

Выделяется три крупных трансгрессии: позднеюрско (средний титон ?) - валанжинская (Ia и Ib), апт - среднеальбская (IIIa и IIIб) и средне - позднеальбская (IV), разделенные регрессиями: готерив - барремской (II) и среднеальбской. Последняя устанавливается только по косвенным признакам.

Позднеюрско-валанжинская трансгрессия (Ia и Ib) развивалась постепенно.

На первом этапе (Ia), в раннем берриасе, она захватила почти полностью Западный и Восточный прогибы, Анюйскую зону Центрального поднятия и западную часть Партизанской впадины Южно-Приморского прогиба. В конце раннего берриаса она проникла на Прибрежное поднятие.

Этот этап характеризуется сильным влиянием области Тетис. Оно сказалось не только на бентосной фауне мелководья (двустворки: экзогиры, тригонииды и др.), но и на фациях открытого моря (аммониты: *Pseudosubplanites*, *Spiticeras*, *Berriassella*, *Fauriella*, *Neocomites* и др.), хотя резко преобладали бореальные *Buchia*. В Восточном прогибе это влияние было сильнее заметно, чем в Западном, где оно почти не ощущалось.

На втором этапе (Ib), в раннем - позднем валанжине, трансгрессия резко расширилась, достигнув в раннем валанжине своего максимума, и захватила, помимо названных районов, Хорско-Дальненскую и Окраинскую зоны Центрального поднятия, и восточную часть Партизанской впадины Южно-Приморского прогиба. Во всех этих местах валанжинские отложения залегают трансгрессивно на домеловых образованиях.

По-видимому, в связи с крупной перестройкой северной части Северо-Тихоокеанской провинции, влияние на Сихотэ-Алинь Бореальной области более заметно, чем Тетической. Во всех фациях резко преобладают бухии, а тригонииды и экзогиры встречаются редко в мелководных осадках южных районов. Биота в это время резко изменилась. Ассоциации бухий сменились на видовом уровне, среди аммонитов появились представители космополитных родов, а тетические (кроме редких *Thurmaniceras*) исчезли полностью. Вполне возможно, что на западе Северо-Тихоокеанской провинции влияние Бореальной области было более заметно, чем на востоке, где тетическая фауна играет еще заметную роль [249, 268, 269, 275 и др.].

В готериве-барреме наступила крупнейшая на Сихотэ-Алине регрессия (II). Биота этого времени сильно изменилась: исчезли бухии и основные представители валанжинской фауны.

В готериве сильное влияние Бореальной области сохранилось и также, как в валанжине, на западе Северо-Тихоокеанского региона более заметно, чем на востоке. В конце готерива и в начале баррема господствовали крупные иноцерамиды (*Inoceramus colonicus Anders.*), типичные для Северо-Тихоокеанской фауны. Представители готерива типично Бореальной области (*Simbirskites*), хотя и с некоторым запозданием, в раннем барреме проникли далеко на юг, достигнув территории современной Японии [298, 311, 313]. На Сихотэ-Алине они не обнаружены. В барреме, судя по аммонитам из родов *Crioceratites* и *Barremites*, влияние области Тетис было более заметным.

В апте начинается вторая, самая крупная на Сихотэ-Алине, трансгрессия. (IIIa и IIIб).

На первом этапе (IIIa), в апте, она захватила Бикино-Хорскую и, вероятно, Тумнинскую зону Западного прогиба.

В это время ощущается заметное влияние области Тетис. Биота резко меняется. Из двустворок появляются первые ауцеллины (типичные представители Бореальной области), относительно разнообразные представители родов *Entolium*, *Pleuromya* и *Isognomon*, и вместе с ними типичные тетические аммониты *Acanthohoplites* и *Parahoplites*.

На втором этапе (IIIб) в раннем-среднем альбе трансгрессия достигает максимума, захватила почти весь Восточный и Западный прогиб, распространившись на территорию Китая, Окраинскую зону Центрального поднятия и, по-видимому, максимально приблизилась к восточной окраине Партизанской впадины Южного прогиба. В биоте этого времени господствуют двустворки ауцеллины, реже иноцерамиды из группы *anglicus*, и аммониты, характерные для Северо-Тихоокеанской провинции. Типичных представителей области Тетис нет. Влияние Тетической провинции примерно такое, как во время готерив - раннебарремской регрессии.

В среднем альбе произошла очень кратковременная регрессия. Она не выражена явными признаками и резкими несогласиями в предлужинское (или предстрельниковское) время, но предполагается на том основании, что на открытоморских, явно сублиторальных образованиях, светловоднической и ассикаевской свит согласно, но с резким контактом, залегают явно прибрежноморские лужинская и стрельниковская свиты. Резко меняется и фауна.

В среднем-позднем альбе на Сихотэ-Алине произошла третья трансгрессия (IV), по величине равная аптской.

В Западном прогибе ею захвачена часть Хорско-Дальненской зоны Центрального поднятия, а в Тумнинской зоне она хорошо представлена удоминской свитой. Из Восточного прогиба трансгрессия проникла с юга только на короткое время в восточную часть Партизанской впадины Южного прогиба.

В течение этой трансгрессии, особенно в ее начале, влияние Тетической области было сильным: господствовали тригонииды, экзогиры, актеонеллиды и разнообразные представители энтолиумов, панопсёй, плевромий, траций и др.; из гастропод это неринеоптикисы, крагинии, пурпурины и др. Иноцерамы (*I. ex gr. anglicus*, *I. cf. concentricus*, *I. salomoni* и др.) космополитны. В целом, создается впечатление, что мы имеем дело с типичной областью Тетис. Аммониты представлены, в основном, родами, характерными для Северо-Тихоокеанской провинции, и на общую картину не влияют. Тригонииды местами образуют скопления, типичные для “тригониевых песчаников”. К концу трансгрессии влияние Тетической области явно ослабело.

Кроме перечисленных для южного Сихотэ-Алиня трансгрессий, следует упомянуть и позднеальбскую-сеноманскую трансгрессию, хорошо выраженную ситогинской и силасинской свитами северного Сихотэ-Алиня в Нижнем Приамурье, а в Приморье - адинской толщей бассейна р. Бикин, которая еще слабо изучена. В это время сильного влияния области Тетис не было. Фауна представлена космополитными видами, которые характерны как для Бореальной, так и для Тетической области.

Таким образом, фаунистические сообщества раннего мела Восточноазиатских морей формировались под влиянием двух областей: Бореальной и Тетис. На Сихотэ-Алине выделяется особый экотон [68], а на юге Приморья описаны смешанные комплексы бореальных бухий и тетических аммонитов [87]. Широтная дифференциация фауны объясняется существованием климатической [68] и фитоклиматической зональности. Расселение организмов подчинялось не только широтной климатической зональности, но и долготной, обусловленной структурной неоднородностью зоны перехода континент - океан.

Среди радикальных компонентов морской биоты раннего неокома [166] следует особо выделить аммонитов, белемнитов, бухий и иноцерамов. Все они важны для выделения и расчленения неокома, а также для расшифровки в это время внутренней структуры Бореального пояса, границы которого прямо определяют пределы распространения бухий. В юре-неокоме они были распространены к северу от параллели 40° СШ, обитали в морях с температурой, близкой к умеренно-теплым и умеренным (10-15° С), были достаточно неприхотливы к условиям обитания (свет, глубина, характер грунтов и т.д.).

В Бореальном поясе могут быть выделены территории (юг Дальнего Востока, Западная Канада, Тихоокеанское побережье США), где бухиям сопутствуют аммониты, обычные в тетическом поясе. Большое значение для стратиграфии имеют иноцерамы, которые не только занимали такие же площади, что и бухии, но и выходили за пределы распространения последних. Иноцерамы известны во всех подразделениях неокома.

Поздненеокомская (готерив-барремская) биота в Бореальном поясе [166] формировалась под влиянием широчайшей трансгрессии симбирскитовых морей и образования флишевых прогибов. Оба этих фактора кардинально трансформировали предыдущие экосистемы мела, особенно в Тихоокеанской области. Радикалы морской биоты в позднем неокоме сменились почти полностью [166], место бухий заняли особые группы иноцерамов (гетероптерии и колоницерамы).

Что касается аптских фаун [166], то в это время в Бореальном бассейне завершилось образование оригинальной биоты, формирование которой началось еще в барреме. Можно говорить лишь о более скромных масштабах таксономического разнообразия аптских бореальных моллюсков по сравнению с тетическими. Ауцеллины играли существенную роль в морских бореальных биоценозах, хотя даже они настолько глубоко проникли в бассейны Тетиса, что не всегда оправдывали свое субарктическое происхождение. Они больше тяготеют к дальневосточной части Тихоокеанской области, включая Анадырско-Корякский, Корякско-Камчатский регионы и Сихотэ-Алинь. Соотношение ауцеллин и иноцерамов в аптское время подобно таковому для бухий и иноцерамов раннего неокома. В какой-то мере это свидетельствует об установлении в аптских морях Бореального пояса режима, подобного тому, который существовал в начале мела. Данные по аммонитам говорят об относительном равновесии бореальных и тетических морей. Это один из главных факторов, определивших автономию аптской биоты, наряду со сменой трансгрессивного режима на регрессивный.

Альбское время [166], ознаменовалось формированием биоты, отличающейся по всем основным компонентам от биоты апта (баррема-апта). В Тихоокеанской области выделяются две основные биофациальные системы: внешняя, для которой типовыми являются Внутренние районы западной Америки, и внутренняя - привязанная к Внутренней дуге Тихого океана - от Калифорнии до Японии. Внешняя дуга протягивается от штата Колорадо через Северо-Восток России и предположительно о ней можно говорить в Приамурье и в Приморье. Внутренняя дуга, начинаясь в Калифорнии и проходя через Северо-Восток России, продолжается на юг через Западную Камчатку и Сахалин на Японские о-ва. Отложения альба представляют заключительные стадии геосинклиналиного осадконакопления или входят в состав моласс.

Меловой период [106] ознаменовался “планктонным фораминиферовым взрывом” и появлением цветковых растений. Разнообразие организмов резко возросло, а в конце мела катастрофически упало за счет вымирания доминирующих групп, и на первый план выступают оппортунистические виды.

Одновременно с “планктонным взрывом” в готериве сменяются доминирующие виды моллюсков. В бореальных фаунах доминирующих позднеюрских-неокомских двустворок из рода *Buchia* замещают гомеоморфные виды *Aucellina*, господствовавшие в период максимального распространения в этой области апт-альбских черно-

сланцевых фаций. Последние бухии известны в готериве (?), а первые ауцеллины - в позднем барреме. Возросший уровень накопления органического вещества в осадках стимулировал развитие илоедов, которые разрыхляя и перемешивая ил дестабилизировали сообщества фильтраторов. Особенно пагубно это сказалось на неприкрепленных и неподвижных двустворках, лежащих на тонком иле или частично погруженных в нем. Со “взрывом” совпадают в целом и события на суше: появление цветковых в барреме.

В.А. Захаров [68] выделил для мезозоя Дальнего Востока между параллелями 45° и 55° СШ экотон, в котором сосуществовали бореальные и тетические морские беспозвоночные. Севернее этого экотона обитали преимущественно бореальные организмы, а южнее - свойственные Тетису. Соответственно, на севере больше накопилось кластогенных пород, а на юге - карбонатных. Определенные С.В. Зябровым тетические радиолярии [74], как намного более подвижные и способные перемещаться в толще воды на большие расстояния, вполне укладываются в эту модель.

КЛИМАТ И ЭВОЛЮЦИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ

Судя по остаткам наземной растительности и морской фауны, раннемеловой климат в источниках питания был промежуточным между тетическим (субтропическим) и бореальным (гумидным). По палинологическим критериям [139] в начале раннего мела климат на Востоке России был теплым и достаточно влажным, с потеплением в берриасе и с некоторым похолоданием в валанжине, когда сокращается участие в растительных ассоциациях пыльцы *Classopolis*. Затем климат снова становится более теплым с оптимумом в барреме-апте и резким похолоданием в альбе. Растительность представляла собой хвойные леса: в Раздольненской впадине Южного прогиба - араукариевые, таксодиевые и ногоплодниковые, а в Партизанской - таксодиевые. Климатические рубежи, определенные по остаткам макрофлоры и морской фауны, совпадают в основных чертах с выводами по палинологическим данным.

В.С. Маркевич [139] выделила для раннего мела Приморья южнее 50° СШ несколько группировок палинофлор: 1) *Classopolis-Leiotriletes*, наиболее типично выраженная в таухинской свите берриаса южного Приморья; 2) *Bisacites-Schizaceae* - палинофлора уссурийской свиты баррема Раздольненской впадины; 3) *Inaperturopollenites-Gleicheniidites* - старосучанская свита баррема Партизанской впадин; 4) *Inaperturopollenites-Laevigatosporites*, характерная для галенковской свиты нижнего-среднего альба Раздольнинской впадины и северосучанской свиты апта-альба Партизанской впадины; 5) *Classopolis-Schizaceae*, характерная для нижней части коркинской серии верхнего альба-сеномана Раздольненской впадины. В альбе различия между палинофлорами Раздольненской и Партизанской впадин, резко выраженные в берриасе-барреме, сглаживаются, что могло быть связано с соединением этих впадин в один бассейн.

Таким образом, в середине мелового периода раннемеловые хвойно-цикадовые ассоциации замещаются хвойными лесами нового типа, в которых на прибрежных равнинах Южного Приморья доминировали таксодиевые и гирмериелловые. Подтверждается также альбское похолодание, когда хвойно-цикадофитовые кустарники (чаппараль) и брахифилловые леса сменились паратаксодиевыми летнезелеными лесами с платанолистными цветковыми и секвойевыми вечнозелеными лесами с более разнообразными кипарисовыми. Палинологические доказательства похолодания в середине мела совпадают с данными по остаткам макрофлоры. На незначительное потепление в конце альба указывает увеличение участия *Classopolis* в Раздольненской и Партизанской впадинах. Число видов альбской флоры (47 видов) по сравнению с аптом (101 вид) сокращается более, чем в два раза, в основном за счет теплолюбивых глейхениевых и магониевых. Альбская флора и систематически беднее. Резко сокращаются цикадофиты - группа, доминировавшая от позднего триаса до апта включительно, и некоторые хвойные, что связано с вымиранием одной из основных растительных формаций - хвойно-цикадофитовых кустарников (“чаппараль”). Среди беннетитовых, которые стали редкими, или их совсем нет, хвойные доминируют во всех местонахождениях, но и среди них нет родов, связанных с цикадофитово-хвойными. Цветковые очень редки, и они не играли заметной роли в растительных сообществах. Флороносные слои Южного прогиба можно разделить на две группы. Нижняя, соответствующая тригониевым слоям, обычно не имеет покрытосеменных, тогда как в верхней (надтригониевые слои) они уже встречаются в большинстве местонахождений. В течение среднего мела приходит в упадок и другая типично мезозойская растительная формация - брахифилловые леса, состоявшие из нескольких групп хвойных.

В Раздольнинском бассейне [109, 110] наиболее резкое изменение растительности, связанное с ухудшением климата, произошло на границе накопления липовецкой и галенковской свит, когда исчез ряд доминирующих в липовецкое время пойменных лесов и стали многочисленными остатки *Ginkgoites* (*Ginkgo*), *Neozamites* и некоторых других растений, характерных для флор Сибирской области. В липовецкой свите эти растения известны из единичных аллохтонных захоронений.

Интересные закономерности обнаруживаются в распространении ассоциации, доминируемой *Athrotaxis expansa*. В богатых захоронениях липовецкой свиты встречен только один экземпляр этого вида, тогда как в одно-возрастных отложениях Партизанского бассейна его остатки многочисленны. Раздольнинский и Партизанский бассейны в то время были разделены поднятием, и сучанская угленосная толща частично образовалась в паралических условиях. Известно, что в странах с муссонным климатом границы высотных поясов растительности на обращенных к морю склонах понижаются - это явление хорошо изучено для современного Сихотэ-Алиня.

Разную высоту встречаемости *Athrotaxopsis* можно объяснить таким же смещением поясов раннемеловой растительности: на восточном склоне р. Партизанская они располагались ниже, чем на западном (р. Раздольная). Таким образом, экозоне *Athrotaxetum expansae (allochthonum)* Раздольнинского бассейна в восточных районах соответствует экозона *Athrotaxetum expansae (autochthonum)*. В галенковское время *Athrotaxopsis* часто встречается и в Раздольнинском бассейне.

Сихотэ-Алинь и северный Китай попадают целиком в северную, умеренную с преобладанием феникопсисовых лесов широтную раннемеловую фитоклиматическую зону [107] - рис. 44, с. 184], а Южное Приморье - субтропическая зона. Большая часть южного Китая [254] в течение мела характеризовалась очень теплым, сухим климатом.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ КОМПЛЕКС МОРЕЙ ОСТРОВОДУЖНЫХ СИСТЕМ

На Сихотэ-Алине этот комплекс открыт и изучается недавно: сведения о раннемеловых островных дугах публикуются с 1958 г., поэтому в книге им уделено сравнительно много места и посвящен особый раздел.

Комплекс включает дуги и прилегающие к ним пред- и задуговые бассейны, развит в Киселевско-Маноминском блоке Горинской зоны, в виде фрагментов - в Тумнинской зоне Западного прогиба, а также в Коппи-Лужкинской и Кемской зонах - Восточного прогиба. В Кемской зоне он развит наиболее широко. Комплекс выделяется по главному признаку - присутствию вулканических пород (лав, лавобрекчий и туфов основного и среднего состава) в геологических разрезах или по существенному участию синседиментационного вулканического материала того же состава в вулканогенно-осадочных породах. Отложения островодужных систем включают (рис. 49): 1) образования собственно вулканических дуг, покрывавшие подводные их части и 2) осадки связанных с ними приостроводужных пред- и задуговых (передовых и тыловых) бассейнов, более удаленных от дуг. Эти осадки представляют собой продукты эрозии дуг вместе с синседиментационными вулканическими продуктами, а после завершения вулканизма в дугах - это накопления вулканомиктового материала, содержащие некоторое количество посторонней кластики.

Участки где были обнаружены такие фрагменты показаны на рис. 65

До недавнего времени большинство фрагментов Самаргинской части дуги выделялось на основании сходства развитых в них вулкаников с современными островодужными, поэтому лучше всего изучены вулканические породы, и сведения о них наиболее полные. Сопровождающие же их осадочные и вулканогенно-осадочные образования освещены в литературе крайне скупо, отчасти потому что на вулканогенно-осадочных комплексах фрагментов островодужных систем, как правило, мало работали специалисты-седиментологи, генетическая связь их с островными дугами обычно не распознавалась и, тем более, не подчеркивалась.

Нужно признать, что в публикациях некоторых авторов этой книги [53, 143, 148, 151 и др.], утверждалось, что во внешней зоне Тихоокеанского пояса, которая включает Сихотэ-Алинь, в отличие от внутренней зоны, влияние на осадконакопление вулканизма, особенно островодужного, было незначительным. Основанием для такого утверждения служили не только редкая встречаемость здесь фрагментов вулканических островных дуг, но и небольшая мощность и территориальное распространение связанных с ними островодужных осадков, особенно вулканограувакк. Кроме того, сонахождение граувакк и аркозов в генетически единой структуре Сихотэ-Алиня, как казалось тогда в рамках геосинклинальной концепции, не могло удовлетворительно объясняться. Авторы считали также, что вулканизм ощутимо влиял на накопление нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня только на раннегеосинклинальной стадии (базальтовый инициальный) и в конце позднегеосинклинальной стадии (андезитовый предорогенный). Последнюю стадию они рассматривали как локальные извержения, продукты которых к тому времени были известны только в бассейнах рек Кема и Самарга. Хотя еще тогда было ясно, что по составу эти вулканики вполне сопоставимы с вулканиками Камчатско-Курильской островной дуги, они считали эти авторы, вряд ли могут быть доказательством существования в раннем мелу островодужных систем, так как возникли одновременно с окончанием флишевого этапа и с началом накопления молассы, непосредственно перед формированием в позднем мелу Восточно-Сихотэалинского орогенного вулканического пояса. Следовательно, островодужные фрагменты могут свидетельствовать лишь, что мощный орогенный вулканизм предвредлся локальными позднегеосинклинальными его проявлениями [53, 143, 152].

Однако, к настоящему времени накопилось большой материал по раннемеловым островодужным системам на Сихотэ-Алине, Сахалине, а также в Японии и Китае, который вынуждает пересмотреть это мнение.

В настоящее время на Сихотэ-Алине известны фрагменты островодужных систем двух типов: эпиокеанические (Удыльская система) - и эпиконтинентальные (Монероно-Самаргинская система).

ЭПИОКЕАНИЧЕСКАЯ УДЫЛЬСКАЯ ОСТРОВОДУЖНАЯ СИСТЕМА

В Нижнем Приамурье, на юго-восточном берегу оз. Удиль, а также на левобережье р. Амур у с. Дуди (рис. 66), обнаружен небольшой (примерно 10 на 40 км) островодужный фрагмент, среди нижнемеловых вулканогенно-осадочных образований которого впервые было выделено три структурно-вещественных комплекса, возраст которых определен по макрофауне и радиоляриям (рис. 67): 1) кремнистый - нижний-средний

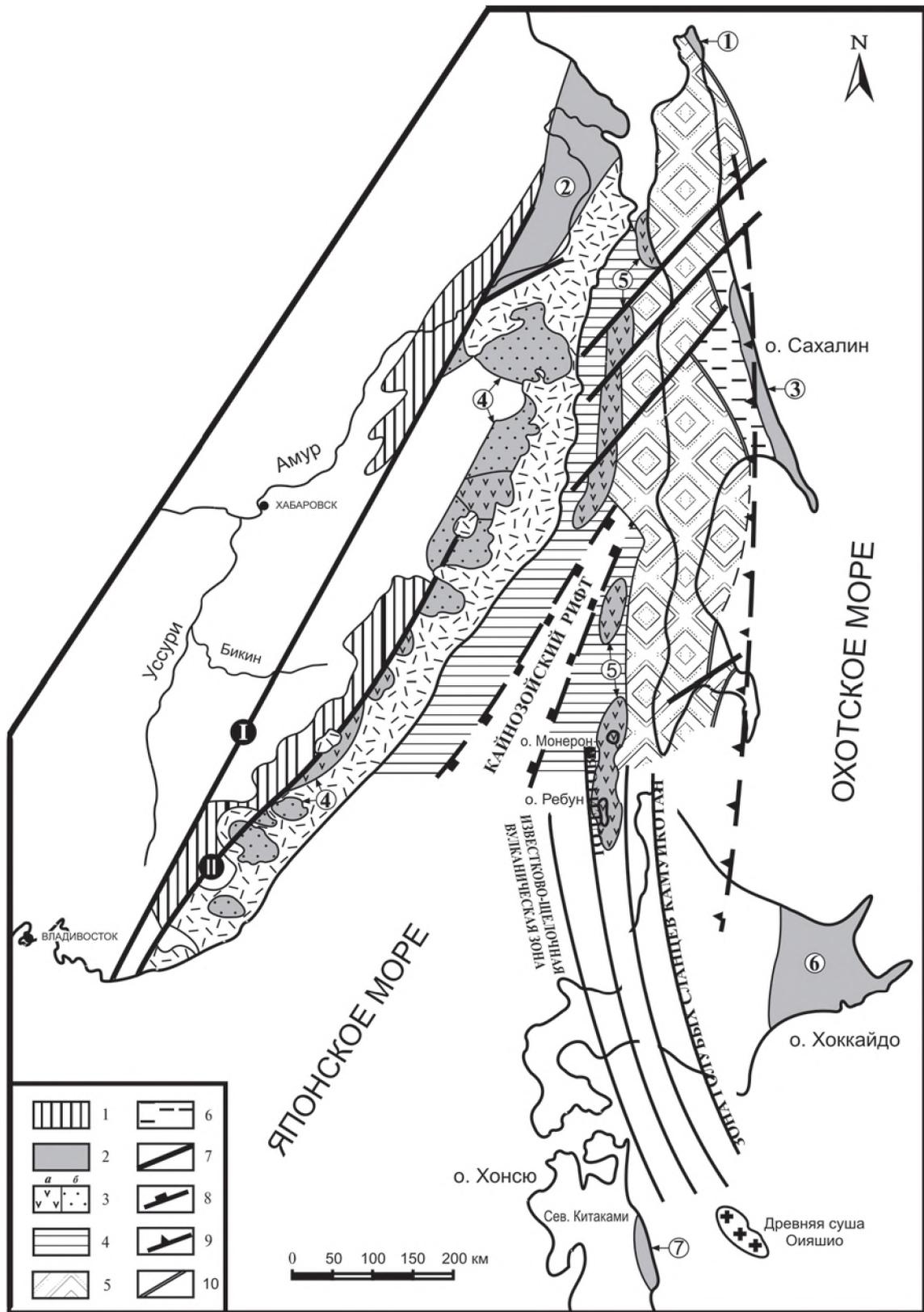


Рис. 65. Реконструкция различных элементов раннемеловых островодужных систем юга Дальнего Востока.

Условные обозначения. Сихотэ-Алинь [145, 207]: 1 - терригенные комплексы тыловодужного бассейна, 2 - островодужные апт-альбские комплексы неразделенные, 3 - то же: а - вулканогенные, б - вулканогенно-осадочные. **Татарский пролив и о-в Сахалин** [72]: 4 - междуговой альб-сеноманский прогиб, 5 - преддуговой остаточный прогиб, 6 - аккреционный субдукционный комплекс. **Для обоих регионов:** 7 - основные разломы (I - Центрально-Сихотэалинский, II - Восточный), 8 - границы кайнозойского рифта, 9 - положение предполагаемой зоны Беньофа, 10 - граница преддуговой бассейн - аккреционный комплекс. **Японские о-ва** - по [267, 171]. **Цифры в кружках - фрагменты островных дуг:** 1 - Шмидтовский (J-K), 2 - Удальский (K, ht-al), 3 - м. Терпения (J-K, ber.), 4 - Самаргинские (K, ap-al), 5 - Ребуно-Монеронские (K, v-ap), 6 - Восточного Хоккайдо (K), 7 - г. Китаками (K, h-ap)

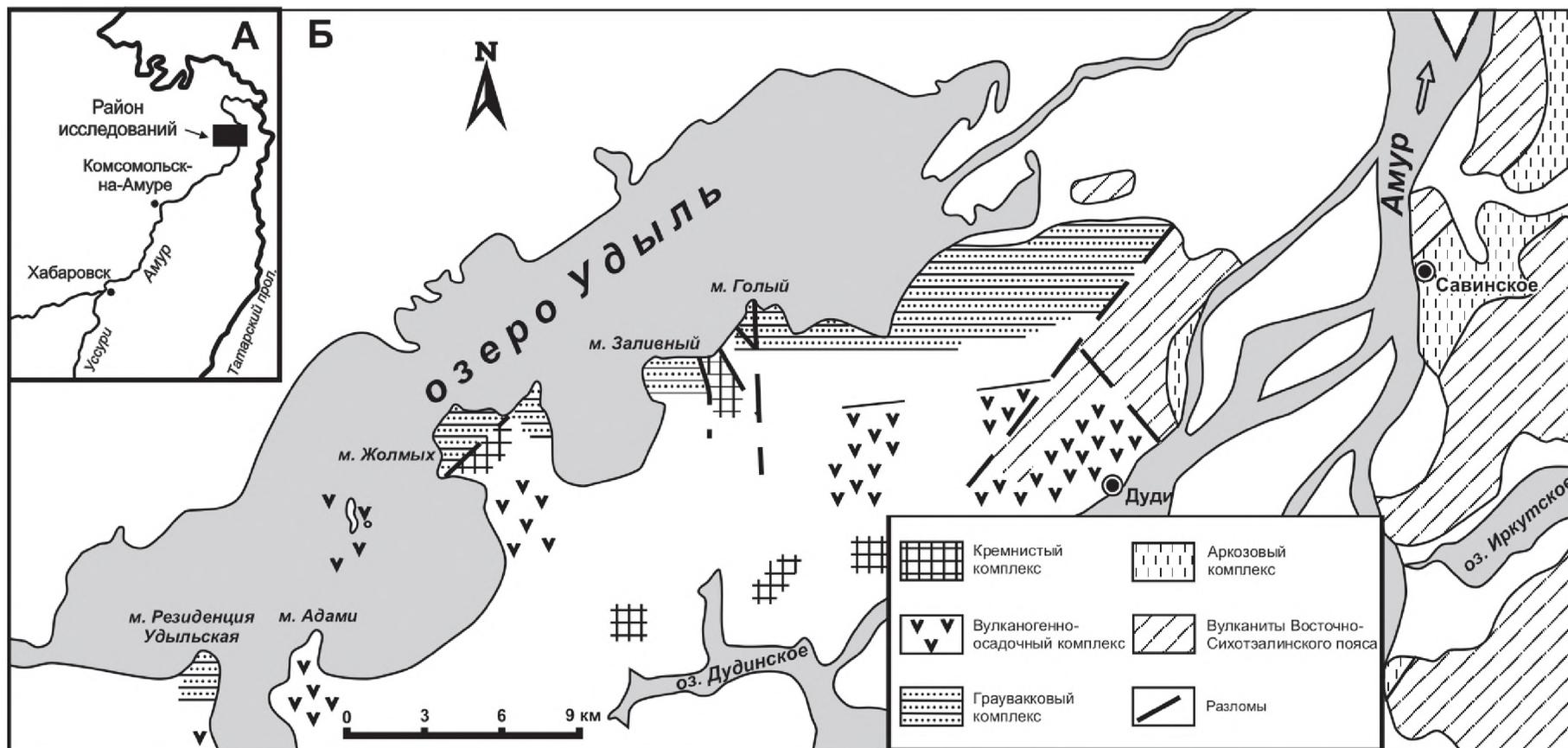


Рис. 66. Фрагмент Удыльской островодужной системы в Нижнем Приамурье [142, 144, 145]. **Условные обозначения.** **А:** 1 - Киселевско-Маноминский блок, к которому приурочена островодужная система, 2 - Центрально-Сихотэалинский разлом. **Б:** литофациальные комплексы и толщи Киселевско-Маноминского террейна: 1 - кремнистый комплекс, 2-3 - вулканогенно-осадочный комплекс, толщи: 2 - туфовая, 3 - туфогенно-осадочная, 4-6 - граувакковый комплекс, толщи: 4 - алевроаргиллитов и олигостромовая, 5 - песчаников, 6 - алевроаргиллитов и алевролитов, 7 - Журавлевско-Тумнинский террейн, аркозовый комплекс. 8 - вулканыты Восточно-Сихотэалинского пояса, 9 - разломы

валанжин - готерив-баррем, 2) вулканогенно-осадочный - готерив - альб и 3) граувакковый - альб - нижний сеноман [142, 144, 145].

Кремнистый комплекс состоит из радиоляриевых яшм, кремней, щелочных внутриплитных океанических вулкаников и ассоциирующихся с ними кремнисто-глинистых и карбонатных пород. Комплекс, вероятнее всего, накопился в пелагических и гемипелагических областях океана, возможно, в низких широтах, поскольку, наряду с бореальными содержит тетические радиолярии (подробнее см. раздел “Вулканогенно-кремнистый комплекс океанических бассейнов” этой главы).

Вулканогенно-осадочный комплекс в нижней части состоит из гидроэксплозивных псаммито-алевритовых основных туфов, неравномерно чередующихся с тефротурбидитами и горизонтами переслаивания туфопесчаников и туфоалевролитов с многочисленными радиоляриями. Изредка встречаются туфосилициты и базальты. Верхняя часть комплекса сложена алевроаргиллитами, в том числе кремнистыми, и глинистыми кремнями, включающими тонкие прослои вулканомиктовых песчаников и линзы конгломерато-брекчий.

Граувакковому комплексу свойственна сильная фациальная изменчивость и пестрый набор пород. В нижней части выделяются фации: оливково-серые алевроаргиллиты и темно-серые кремнистые алевроаргиллиты. Выше среди алевролитов и алевроаргиллитов, содержащих редкие прослои песчаников и умеренно-кислых туфов, появляется много разнообразных гравитационных образований: от подводнооползневых горизонтов и олистостром до дебритов. Еще выше преобладают песчаники, часто ритмично чередующиеся с алевроаргиллитами, напоминая флиш, редко встречаются олистостромы и кислые туфы. Венчает комплекс толща монотонных алевроаргиллитов и алевролитов с тонкими слоями тонкозернистых либо алевритовых песчаников.

Граувакковый комплекс принципиально отличается от аркозового, преобладающего среди отложений Сихотэ-Алиня, в том числе и Северного. В нем содержатся разнообразные иноцерамы и, как и в нижележащем вулканогенно-осадочном комплексе - радиолярии, но только бореальные.

Рассматриваемые комплексы [145] - реликты раннемеловой островодужной системы, и, по всей вероятности, представляют собой: 1) кремнистый комплекс - океанический фундамент вулканической дуги или его возможный возрастной и вещественный аналог, 2) вулканогенно-осадочный комплекс - продукты синседиментационной вулканической деятельности собственно островной энсиматической (эпиокеанической) островной дуги и представляет собой ее вулканокластический шлейф, непосредственно прилегавший к дуге и 3) граувакковый комплекс - отложения, состоящие из продуктов денудации аккреционной призмы, в которую входили фрагменты этой же дуги, эпиконтинентальных дуг, а также океанических островов, офиолитовых комплексов и континентальных сиалических блоков. Комплекс накапливался в пред- и задуговых морях, а также в глубоководном желобе, расположенных вблизи уже невулканической дуги.

Геоисторически и в общерегиональном аспекте Удыльская область островодужной седиментации может рассматриваться двояко. Это либо: 1) фрагмент островодужных систем востока Азии, существовавших в позднем мезозое, в том числе и в раннем мелу, на территории Нижнего Приамурья, Сахалина, Приохотья и Японии (рис. 65), а также на дне Охотского моря, либо 2) коллаж мелких фрагментов, которые изначально формировались независимо друг от друга, на различном удалении от их современного положения, и только к началу позднего мела были аккрецированы к окраине Палеоазии. Структурно вся совокупность комплексов рассматривается как сложная аккреционная призма с чешуйчато-надвиговой структурой, возникшая в результате позднемезозойской субдукции океанической плиты под Палеоевразийский континент и осложненная сдвигами различного масштаба.

К северо-востоку и юго-западу, на продолжении структур оз. Удыль [52, 119, 142, 144, 145, 178 и др.] известны отложения, которые могут быть близкими островодужным комплексам. Они тянутся по обоим берегам р. Амур: на юго-запад - от с. Киселевка и оз. Медвежье до с. Нижне-Тамбовское, а на север - до самых низовьев р. Амур. Если эти, довольно проблематичные пока, а возможно и некоторые другие, фрагменты будут присоединены со временем к хорошо изученному Удыльскому, палеогеографическая картина островных дуг Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья станет более полной.

Юго-западнее с. Киселево, на левом берегу Амура, между заливами Ситога и Медвежий, к юго-западу от оз. Удыль по общему простиранию складчатости, в Горинской зоне Западного прогиба развиты баррем-альбские алевролиты мощностью 574 м со слоями и линзами песчаников, а также конкрециями и линзами известняков, в которой часты обломки раковин пелеципод [52]. Вверху толщи есть пироксеновые и плагиоклазовые андезитовые порфириты, а также их туфы и лавоконгломераты. Нередки линзы тефроидов и слои песчаников с примесью пирокластиков и преобладанием среди обломочных компонентов вулканокластиков. По литологическим особенностям толща аналогична толще, развитой на м. Жолмых оз. Удыль, отнесенной нами на основании находок радиолярий к альбу-раннему сеноману.

В нижнем течении р. Амур Л.М. Парфенов [178] отнес к островодужным образованиям баррем-альбские лавы и туфы пироксеновых и пироксен-роговообманковых андезитов, андезито-базальтов и дацитов, а также синхронные с ними туффиты, туфопесчаники и туфоалевролиты, вулканомиктовые конгломераты и песчаники.

В Северном Сихотэ-Алине А.И. Кянно [119] по линейным максимумам силы тяжести и по положительным линейным магнитным аномалиям выделил вулканические дуги и, по аналогии с современными и древними их гомологами, предположил, что вулканики в них образовались на невысоких подводных, постепенно воздымавшихся грядах, которые в раннем мелу превратились в островные дуги и интенсивно размывались. *Одна такая дуга* протягивается от устья р. Тывлинка через юго-западную часть оз. Чля и далее на юг за пос. Тахта. Ширина ее

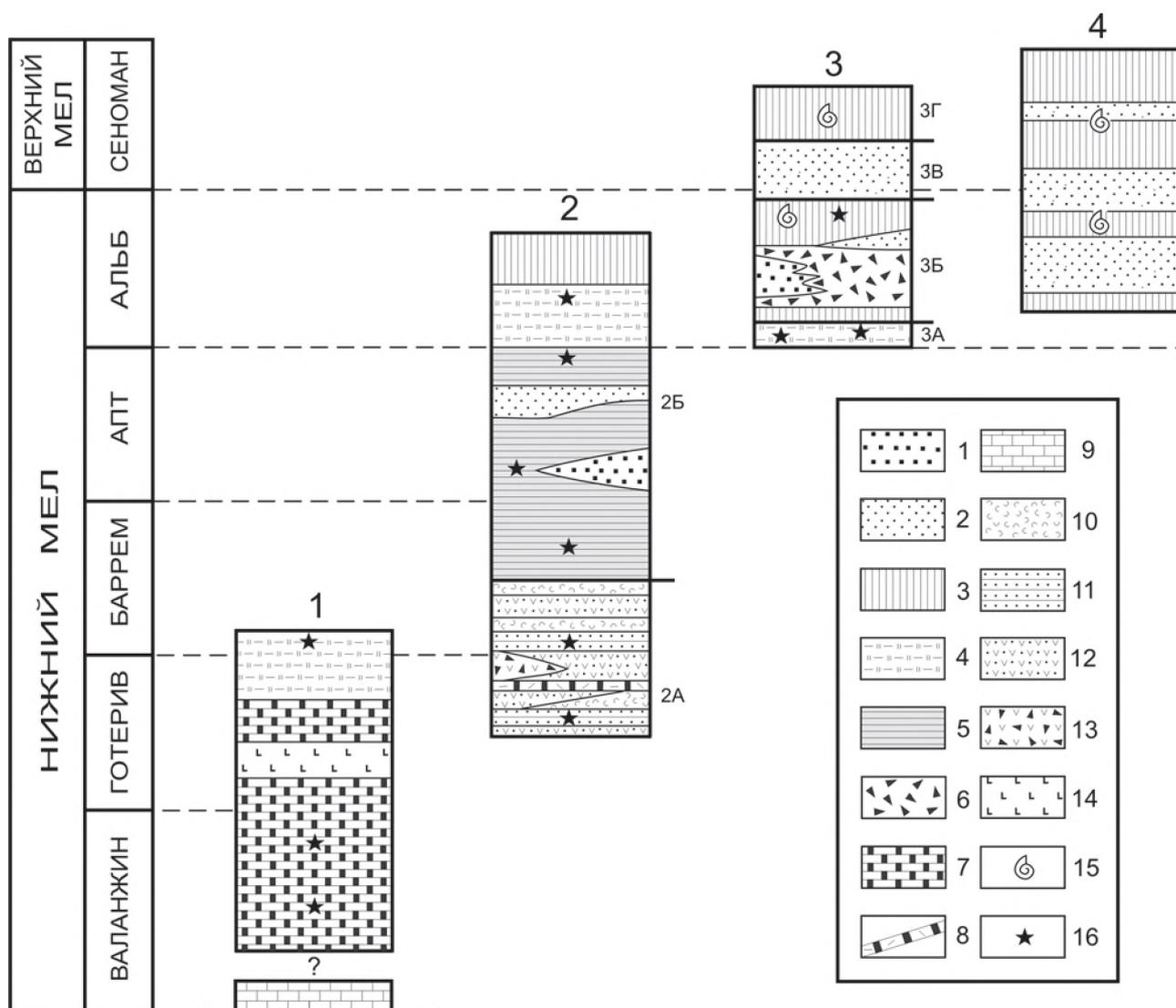


Рис. 67. Стратиграфическое положение и общее строение литофациальных комплексов Удыльской островодужной системы [145].

Цифрами обозначены: 1-3 для Киселевско-Маноминского террейна, комплексы: 1 - кремнистый, 2 - вулканогенно-осадочный, толщи: 2 А - туфовая, 2 Б - туфогенно-осадочная, 3 - граувакковый комплекс, толщи: 3А - алевроаргиллитов, 3 Б - олистостромовая, 3 В - песчаников, 3 Г - алевроаргиллитов и алевролитов. 4 - для Журавлевско-Тумнинского террейна, аркозовый комплекс. **Условные обозначения.** 1 - конгломераты, конгломератобрекчи и гравелиты, 2 - песчаники, 3 - алевроаргиллиты и алевролиты, 4 - кремнистые алевроаргиллиты и глинистые кремни, 5 - алевроаргиллиты и туфоалевролиты, 6 - олистостромы, 7 - кремни, 8 - туфосилициты, 9 - известняки, 10 - тефроиды, 11 - тонко чередующиеся туфопесчаники и красно-коричневые туфоалевролиты и алевроаргиллиты, 12 - основные туфы, 13 - вулканогенные олистостромы, 14 - базальты и диабазы, 15 - иноцерамы, 16 - радиолярии

10-15 м, а длина 150 км. В северной части она имела два небольших ответвления на северо- и юго-запад. Другая дуга протягивалась на 150 км от с. Киселевка на северо-восток с плавным поворотом на оз. Кади и заканчивалась перед р. Амур, а ветвь этой дуги тянулась вдоль южного берега оз. Удыль, через с. Дуди до правого русла Амура около 50 км (Удыльский фрагмент, вероятно, часть этой дуги. Ред.). Третья дуга - от р. Верхняя Удоми через низовье р. Джаур и далее до р. Анюй. Длина этой дуги более 160 км, а ширина 15-20 км. По геофизическим данным она протягивается в основании Среднеамурской впадины до хр. Хехцир.

Однако, эти реконструкции вряд ли приемлемы по той причине, что геофизические аномалии вызваны основными вулканитами киселевской и джаурской свит, поэтому этот автор ставит знак равенства между киселевской и джаурской свитой, с одной стороны, и островными дугами, с другой. Между тем, в последнее время доказано, что эти свиты имеют внутриплитное океаническое происхождение и, следовательно, могут представлять собой лишь возможный фундамент дуг, как это видно на примере Удыльской эпиокеанической дуги.

ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНАЯ МОНЕРОНО-САМАРГИНСКАЯ ОСТРОВОДУЖНАЯ СИСТЕМА

Островная дуга под таким названием выделена В.П. Симаненко [204, 207, 209], который обобщил весь имевшийся геолого-геофизический и петрохимический материал. Сихотэ-Алинская часть этой дуги протягивается на востоке от Кемской зоны в Коппи-Лужкинскую зону Восточного прогиба Приморья и в Тумнинскую - Западного прогиба Хабаровского края до низовьев р. Амур. Восточнее островодужная система захватывает Татарский пролив, о-ва Сахалин, Монерон и Ребун, а южнее продолжается на о. Хоккайдо, возможно на Хонсю и в целом включает все главные тектонические элементы, свойственные таким структурам: вулканическую дугу, задуговой (тыловой) и преддуговой (передовой) бассейны (рис. 65). На о. Монерон [185] вскрыты мезозойско-кайнозойские вулканогенно-осадочные отложения. Нижнемеловая (по палеонтологическим данным) часть сложена лавами и лавобрекчиями основного состава [106], *K-Ar* возраст которых около 118-141 млн. лет. Эти породы сопоставимы с вулканами п-ова Осима на о. Хоккайдо в поясе Китаками, залегающими между осадочными породами берриаса и готерива-баррема (черными аргиллитами, песчаниками, конгломератами с прослоями вулканических брекчий, вулканомиктовых песчаников и алевролитов). По крайней мере с конца раннего мела вулканогенно-осадочные образования Восточного Сахалина и района о-вов Монерон, Ребун и Исири относились к одному типу и составляли общую структуру типа островной дуги, восточнее которой на Западном Сахалине и прилегающей части Татарского пролива развивался преддуговой прогиб, для которого эта дуга была основным поставщиком материала. Крайним восточным элементом рассмотренного латерального ряда являлся аккреционный клин Восточного Сахалина.

На Сихотэ-Алине в виде разобщенных участков реконструируются осевая часть вулканической дуги и задуговой (тыловой) бассейны. *Осевая часть дуги*, сложенная апт-альбскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, тянется вдоль восточного края Сихотэ-Алиня в самой молодой части складчатого фундамента орогенного Восточно-Сихотэалинского пояса. Главная же масса островодужных комплексов осевой зоны скрыта, вероятно, этим поясом, а также осадками Татарского пролива и Японского моря. *Отложения задугового (тылового) бассейна (или окраинного моря)* прослеживаются вдоль всего Сихотэ-Алиня к западу от островной дуги.

По петрохимическим свойствам вулканитов Монероно-Самаргинская дуга отнесена к типу зрелых дуготнесена к типу зрелых дуг [204]. Ее вулканиты образуют ряд от толеитовых и известково-щелочных базальтов до трахибазальтов и трахиандезитобазальтов, характеризующихся повышенной глиноземистостью и щелочностью, что сближает их с базальтоидами Курило-Камчатской островодужной системы.

Сихотэ-алинскую часть Монероно-Самаргинской дуги можно интерпретировать как фундамент Восточно-Сихотэалинского пояса [209]. Если пояс лежит непосредственно на островодужных образованиях, он обладает признаками структурной, формационной, петрохимической и геохимической унаследованности, наибольшей мощностью вулканических накоплений и наиболее фемическим составом. Если же он залегает на более древних складчатых комплексах, то он резко наложен, его контакт со складчатым фундаментом несогласный или по поверхности размыва, он имеет меньшую мощность и более лейкократовый состав [207].

На Сихотэ-Алине известно несколько фрагментов Монероно-Самаргинской островодужной системы, ниже кратко описанных с севера на юг.

Тумнинский фрагмент включает вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования уктурской в перекрывающей ее удоминской свиты [52, Н.А. Нелюбов, 1990 г.]. Внизу уктурской свиты много основных вулканитов, кремнисто-глинистых пород и кремней с раннемеловыми радиоляриями, а удоминская содержит вулканиты среднего состава.

Вулканиты уктурской свиты представлены пироксеновыми и пироксен-роговообманковыми, андезитовыми, андезитобазальтовыми и редко дацитовыми порфиритами и их туфами. Вулканогенно-осадочные породы это туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, а также вулканомиктовые песчано-алевритовые породы, состав обломочного материала которых соответствует лавам свиты. Предполагается, что вулканиты начали формироваться в обстановке мелкого моря, постепенно сменившейся субэвральными условиями [52].

Около станции Сихотэ железной дороги Комсомольск-на-Амуре-Советская Гавань [52] установлены предположительно баррем-альбские миндалекаменные пироксеновые андезитобазальты мощностью 80-100 м. На их простираии к юго-западу, на водоразделе р. Гур и ее левого притока р. Амигдаки, среди песчаников были обнаружены баррем-альбские туфы среднего состава.

Здесь же, в районе пос. Высокогорный, на водоразделе руч. Дополнительный и Медвежий, притоков р. Мули, В.П. Симаненко [204, 206] изучил среднюю подсвиту уктурской свиты готерив-альбского возраста (850-900 м), сложенную, в основном, терригенными породами, вмещающими пласты вулканитов основного и среднего состава мощностью до 60 м и вулканогенно-осадочные породы, составляющие до 30-40% мощности подсвиты (рис. 68). Среди терригенных пород преобладают алевролиты и аргиллиты с прослоями мелкозернистых песчаников, содержащих примесь пепла. Вулканиты представлены базальтами, андезитобазальтами, андезитами и диабазами, разделенными слоями тэфроидных брекчий, конгломератобрекчий, гравийных песчаников, туфов среднего и основного состава и туфоалевролитов.

Вулканиты относятся к базальт-андезитовой формации островных дуг и подразделяются на умеренно-магнезиальные - толеитовой серии и высокомагнезиальные - известково-щелочной серии. По главным минера-

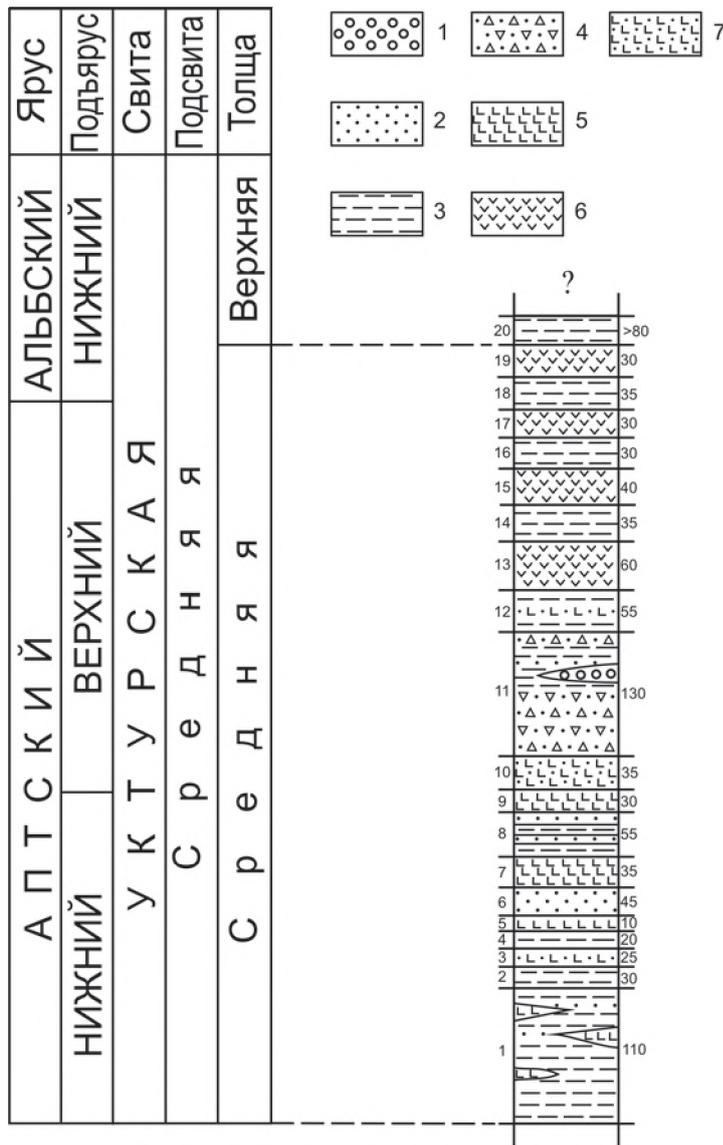


Рис. 68. Литолого-стратиграфическая колонка участка Мули [206].
Условные обозначения. 1 - седиментационные брекчии и конгломераты, 2 - грубозернистые песчаники, 3 - алевролиты, туфоалевролиты, аргиллиты, 4 - седиментационные брекчии, 5 - базальты, андезитобазальты и андезиты толеитовой серии, 6 - андезито-базальты, андезиты и дациты известково-щелочной серии, 7 - тонкообломочные туфы

173]. *Бикинский тип* - существенно терригенный и развит на западе фрагмента, в бассейнах рек Бикин и Самарга. *Кемский тип* - вулканогенно-осадочный и известен на востоке, в бассейнах рек Самарга, Единка и Кабанья.

С запада на восток мощность комплекса растет от 850 до 3600 м. Нижняя его часть состоит из чередования пачек ритмичного переслаивания и мощных пластов (до 50 м) грубозернистых граувакк, часто с градационной слоистостью [173]. В некоторых разрезах до 80% вулканитов. Это лавы мощностью до 150 м, агломератовые туфы и пачки тонкого переслаивания песчаников и алевролитов, которые иногда содержат "бомбы" базальтовых порфиритов и пироксенитов. Верхняя часть комплекса сложена ритмичным переслаиванием кварцевых и аркозовых песчаников и алевролитов с базальтами, андезитобазальтами, андезитами и их туфами различной зернистости, диабазами, спилито-диабазам, гялокластитам, туффитам, туфопесчаникам и туфоалевролитам.

Вулканогенно-флишевый комплекс формировался в задуговом прогибе, куда помимо обильного терригенного континентального материала, с вулканических поднятий поступали разнообразные вулканические продукты. Петрохимически основные типы пород комплекса сопоставимы с наиболее ранними образованиями современных островодужных систем западной части Тихого океана.

Верхнеальбские отложения слагают вулканогенно-молассовый комплекс сложенный чередованием пачек (до 150 м) агломератовых туфов, глыбовых брекчий, туфоагломератов и грубообломочных туффитов с лин-

логическим и петрохимическим параметрам породы известково-щелочной серии близки аналогичным породам островных дуг, но проявляют «бонинитовую тенденцию», что позволяет говорить об их близости к бонинитам энсиматических островных дуг, залегающим в их основании.

Южнее, в верховьях рек Бута, Коппи, Иггу, Бюленей, широко развиты вулканиты среднего-основного состава, прорывающие терригенные отложения валанжинского возраста и конформно залегающие среди образований уктурской свиты апт-альбского возраста. При ранних геолого-съёмочных работах эти образования были отнесены к сенomanу. Вместе с тем, по мнению В.П. Симаненко, с ними пространственно ассоциируются мелкие массивы и штоки монцитонитов баппинского интрузивного комплекса, рубидий-стронциевый изохронный возраст которых 110-130 млн лет, а начальное $(Sr^{st}/Sr^{sb})_0$ отношение равно 0,70423-0,70468, т.е. одинаковое с островодужными вулканитами бассейна р. Мули. Таким образом, вполне вероятно, что вулканиты Бута-Коппинского района связаны с монцитонитами баппинского комплекса не только пространственно, но и генетически, имеют раннемеловой возраст и принадлежат островодужной ассоциации.

Самаргинский фрагмент был впервые описан и включен в Монероно-Самаргинскую вулканическую дугу в работах С.В. Коваленко [46, 173, 192, 207, 209, 227] и В.П. Симаненко [204, 207, 209]. А.И. Ханчук и др. [227] отнесли его, также как и ниже описанный Кемский, к выделенному ими Кемскому островодужному террейну.

С.В. Коваленко выделяет здесь апт-альбские вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, протягивающиеся от верховьев рек Бикин и Сукпай до среднего течения рек Единка и Самарга в полосе шириной 60-80 км.

Апт-среднеальбские отложения слагают вулканогенно-флишевый комплекс (рис. 69), имеющий два типа разрезов [89,

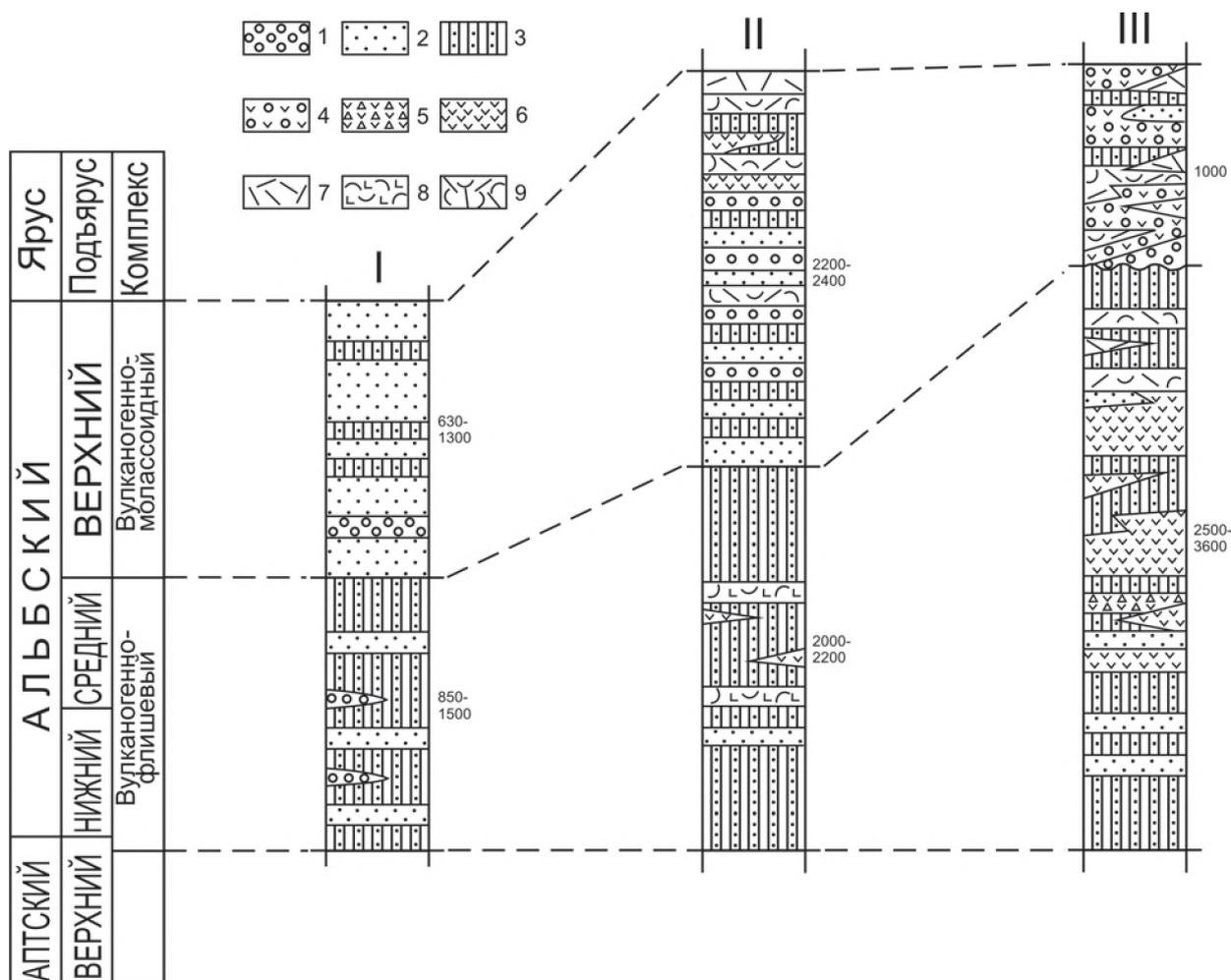


Рис. 69. Литолого-стратиграфическая колонка бассейна рек Самарга и Кабанья [90].

Разрезы: I - терригенные, II - вулканогенно-осадочные, III - вулканогенные. **Условные обозначения.** 1 - конгломераты, 2 - песчаники, 3 - флишоидное переслаивание песчаников и алевроаргиллитов, 4 - туфоконгломераты, 5 - терригенно-тефроидные брекчии, 6 - вулканиты основного состава, 7 - вулканиты кислого состава, 8 - тейфроиды основного состава, 9 - тейфроиды кислого состава

зами и прослоями терригенных пород, пепловых туфов и тейфроидов и редких горизонтов базальтов, андезитобазальтов и андезитов. В основании комплекса ракушки с пеллециподами, тригониидами и актеонеллами. В бассейне р. Венюковка есть пресноводные моллюски, остатки насекомых и фрагменты листьев [173]. Терригенные породы обычно переслаиваются, аналогично пачкам вулканогенно-флишоидного комплекса, либо более грубо, начинаясь, как правило, с конгломератов и грубых граувакк и оканчиваясь тонкозернистыми кварцевыми аркозами и алевроаргиллитами («дикий флиш»). Комплексу свойственно обилие грубообломочных фаций, сходных с молассой и олистостромами, пестрый состав морских и континентальных вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, а также дифференциация вулканитов от базальтов до липаритов при преобладании андезитобазальтов. Мы полагаем, что вулканогенно-молассовый комплекс представляет собой самые нижние слои Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса, которые могут быть свидетельством унаследованности орогенного пояса от островодужной системы.

Вулканогенный и эдафогенный материал в осадочных породах обоих комплексов, а также состав кластики песчаников свидетельствуют о разрушении одних и тех же вулканических структур. Это объясняется деятельностью долгоживущих вулканических центров, которая в апте-альбе проявлялась подводными излияниями, а в позднем альбе - подводными и субаэральными эксплозивно-эффузивными извержениями.

Основные типы пород комплекса петрохимически сопоставимы с наиболее ранними образованиями современных островодужных систем западной части Тихого океана.

Кемский фрагмент был впервые исследован А.И. Бурдэ и В.К. Мостовым [18, 19]. Они выделили баррем-альбские отложения мощностью до 5500 м, включающие ритмичное переслаивание песчаников и алевроаргиллитов. Позже эти отложения были отнесены к Кемскому островодужному террейну [227], надвинутому на расположенный западнее Журавлевский террейн, с которым, как считают эти авторы, он связан в палеосистеме окраинное море - островная дуга.

Вулканогенно-осадочные отложения террейна [227] это турбидиты - ритмичное переслаивание мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, с горизонтами вулканомиктовых пород, с мощными пластами основных вулканитов. Внизу разреза флиш чередуется со среднезернистыми песчаниками и туфопесчаниками, которым свойственны градационная слоистость и обилие алевроаргиллитовых включений. Песчаники флиша аркозовые, а среднезернистые - мощных прослоев - граувакковые. *Вулканиты* представлены лавами базальтов, в том числе и брекчиевыми, мощностью от первых метров до нескольких десятков метров, гиалокластитами и гидроэксплозивными туфами основного состава. Выделяются толеитовая и известково-щелочная серии, типичные для островных дуг. Кемская часть -Монероно-Самаргинской палеоостровной дуги формировалась, вероятно, вблизи окраины континента.

По П.В. Маркевичу [148, 152] флишевый комплекс Кемского островодужного фрагмента состоит из двух толщ.

Нижняя толща - это двухкомпонентный терригенный флиш (рис. 70, А и Б). Почти полное отсутствие в нем грубозернистых пород, а также довольно большая роль алевроаргиллитового компонента в нижней части флишевой толщи, позволяют отнести его к дистальным турбидитам; градационная слоистость выражена постепенным переходом песчаник-алевроаргиллит. Вверху толщи во флише больше песчаников, более ярко выражены турбидиты, обладающие полным или «урезанным» (снизу) циклом А. Боума [253]. Нижние поверхности ритмов резкие, гладкие, скульптурные знаки - в основном, биоглифы, в том числе единичные *Beloraphe* и *Paleodictyon*, реже механоглифы.

Верхняя толща - сложенная, главным образом, вулканогенным флишем (рис. 70, В), накопилась под сильным влиянием подводного и субаэрального вулканизма, обогатившего породы флиша пепловым и вулканомиктовым материалом и образовавшего в нем мощные вулканогенные пачки, нарушающие правильную ритмичность. В это время вулканизм был главным агентом формирования флиша. С ним, очевидно, было связано эпизодическое поступление больших масс вулканического материала, формировавшего турбидиты. Судя по тому, что в некоторых разрезах вулканические образования с «бомбами» составляют до 80% мощности, извержения происходили в области седиментации или очень близко от нее [18, 19, 207].

Нижняя и верхняя толщи относятся к кемской свите.

В 1998-1999 г. в бассейне р. Кема проводились целенаправленные седиментологические полевые работы в рамках гранта РФФИ 98-05-65328 «Раннемеловые островодужные седиментационные бассейны юга Дальнего Востока России», под руководством А.И. Малиновского.

В результате этих работ коррелированы, детально изучены и опробованы ряд опорных разрезов *кемской (ант-средний альб) и лужкинской (средний-верхний альб) свит*. Кемская свита разделяется на две подсвиты (рис. 71). *Нижняя подсвита* (более 3200 м) сложена в верхней части лавами и лавобрекчиями базальтов, пирокластическими и осадочными породами и пачками их переслаивания, горизонтами микститов и подводнооползневых образований, нижняя часть состоит из мощных горизонтов полимиктовых гравелитов, часто переходящих в мелкогалечные конгломераты и песчаники и содержащих горизонты микститов и подводно-оползневых образований: в самом низу преобладают турбидиты. *Верхняя подсвита* (более 1500 м) образована мощными пачками ритмичного переслаивания песчаников, алевролитов и алевроаргиллитов, содержащими горизонты песчаников, алевроаргиллитов и подводнооползневых образований.

Лужкинская свита изучена на водоразделе рек Кемы и Таежной, и согласно нашим данным и данным П.И. Логвенчева и В.П. Симаненко (1988 г.), сложена, в основном, разнозернистыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов и обильной фауной двустворок. В нижней части свиты отмечаются среднегалечные конгломераты, гравелиты, алевролиты, туфопесчаники, туффиты, туфы, а также лавы андезитов и андезито-базальтов. Песчаники свиты мелко- и среднезернистые полимиктовые, большей частью граувакковые аркозы (Рис. 72). Вулканические породы представлены базальт-андезитовой ассоциацией, относятся к высокоглиноземистому и низкотитанистому типам и близки базальтоидам островных дуг.

Авторами был детально изучен вещественный состав пород кемской свиты. Среди осадочных пород основное внимание было уделено песчаникам и, меньше, – алевроаргиллитам.

По породообразующим компонентам среди песчаников свиты выделяются две разновидности: полевошпатовые аркозы и полевошпатово-кварцевые граувакки, хотя в целом они близки и постепенно переходят одна в другую (рис. 73, А). К первой разновидности относятся все песчаники верхней и частично нижней подсвит кемской свиты, а ко второй – только нижней. Различаются эти разновидности содержанием кварца (от 34 до 62%), а также тем, что во второй разновидности больше обломков пород, среди которых резко преобладают основные вулканиты. На диаграмме, выявляющей тектонические типы источников питания (Рис. 73, Б), почти все песчаники попадают в поля, характеризующиеся смешанным составом этих источников: ремобилизованных орогенов и зрелых островных дуг. На рис. 73 В видно, что точки состава песчаников попадают как в поля межконтинентальных рифтов и авлакогенов, так и бассейнов активных континентальных окраин, осложненных сдвиговыми деформациями по трансформным разломам, а также близки к полю бассейнов окраинно-континентальных островных дуг. Таким образом, без привлечения дополнительных данных, диаграмма не дает однозначного ответа на вопрос, в каком тектоническом типе бассейна накапливались осадки. На диаграмме позволяющей распознавать типы островных дуг (Рис. 73, Г) кемские песчаники отвечают развитым и зрелым, но больше сильно эродированным дугам.

По тяжелым кластическим минералам (табл. 2) кемские песчаники разделяются на две группы: в первой

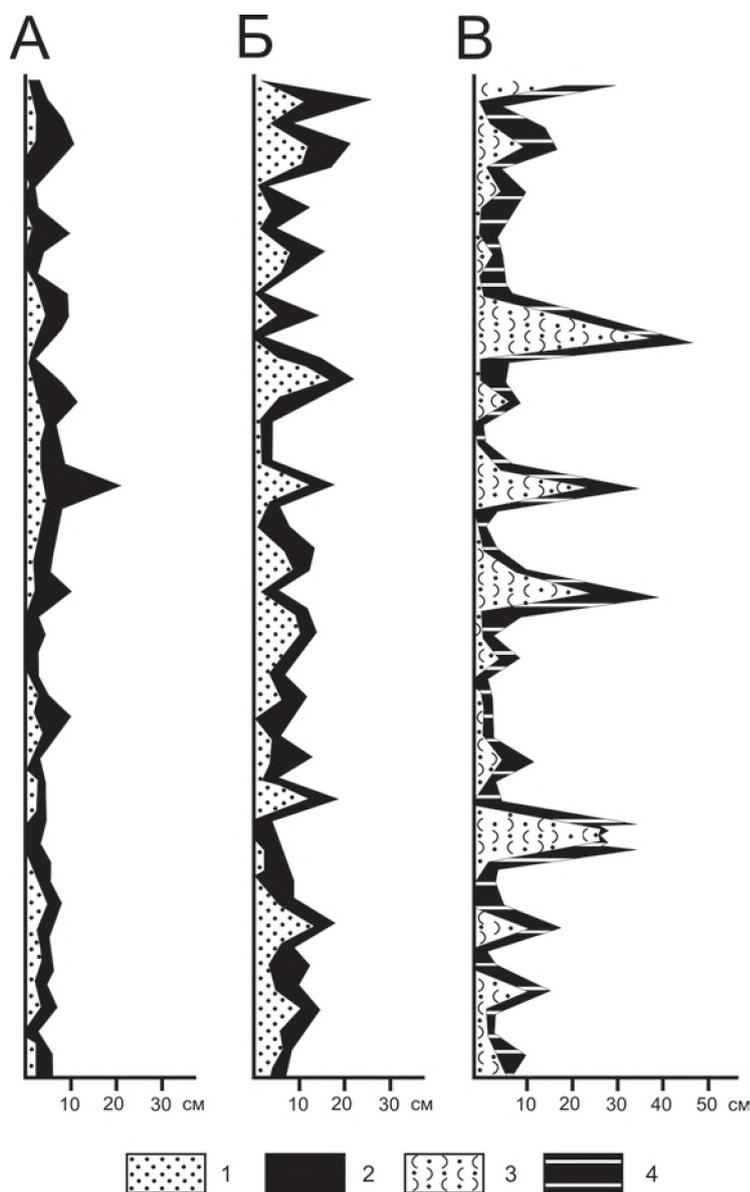


Рис. 70. Ритмограммы основных типов флиша Кемского фрагмента [10]. А и Б - терригенного, В - вулканогенного. Условные обозначения. 1 - песчаники, 2 - алевроаргиллиты, 3 - туфопесчаники, 4 - туфоалевроаргиллиты

Al_2O_3 бассейнам, связанным с окраинно-континентальными дугами и активным континентальным окраинам, сопряженным со сдвигами, "отходят" от них из-за повышенного отношения K_2O/Na_2O . Такие отклонения обусловлены в первом случае большей "зрелостью" песчаников верхней и части нижней подсвит кемской свиты, а во втором - нехарактерным для граувакк преобладанием K над Na , благодаря обломкам высококальциевых базальтов (шошонитов).

Химический состав алевроаргиллитов (табл. 3) близок составу ассоциирующихся с ними песчаников, а его палеотектоническая интерпретация (рис. 77) не противоречит сделанной по химическому составу песчаников.

Таким образом, судя по вещественному составу терригенных пород, они накопились на активной континентальной окраине, в бассейне, сопряженном с энсиалической островной дугой.

Петро- и геохимические особенности базальтов кемской свиты, выявленные в результате изучения их валовым химическим (силикатным) и количественным спектральным анализами, а также определения 30 редкоземельных, крупноионных, высокозарядных и радиоактивных элементов, показали, что они чаще всего принадлежат шошонитовой (или высококальциевой субщелочной), реже высококальциевой известково-щелочной сериям и могут образоваться в различных геодинамических обстановках. Наиболее широко они проявляются в рифтах при локальном растяжении континентальной коры, в окраинно-континентальных поясах и активных окраинах андийского типа, а также в островных дугах. В последних они образуются в тыловых частях дуг на заключи-

преобладают сиалические циркон, гранат, турмалин, эпидот, апатит, сфен и рутил, а во второй - типичны островодужные орто- и клинопироксены, роговая обманка, хромит и магнетит. Сиалические минералы обычны для верхней (терригенной) подсвиты кемской свиты, которая, видимо формировалась под значительным влиянием сиалического континентального источника. Островодужные минералы свойственны нижней (вулканогенной) подсвите, в которой, судя по закономерному уменьшению снизу вверх содержания пироксенов и роговой обманки, роль вулканизма со временем уменьшалась. В верхнюю подсвиту немного вулканического материала поступало, в основном, благодаря размыву ранее образованных вулканитов. Рис. 74 показывает, что тяжелые минералы формировались под влиянием двух главных источников сноса. Островодужные минералы происходят из энсиалической дуги и (или) активной континентальной окраины при малом угле конвергенции плит, а сиалические из ее фундамента или из других фрагментов зрелой континентальной коры. Не исключен размыв невулканической континентальной окраины, а также возможна трансформная граница плит, где также не было вулканизма.

По химическом составу (табл. 3) песчаники также разделяются на две группы - "аркозовую" и "граувакковую", различающиеся прежде всего по содержанию SiO_2 (53-85%), Al_2O_3 (6-17%), а также по TiO_2 , FeO , Fe_2O_3 , K_2O и Na_2O . На генетических диаграммах (Рис. 75) большинство песчаников попадает в поле активных континентальных окраин или континентальных островных дуг либо приближается к ним. Эти бассейны сопряжены с островными дугами, развитыми на зрелой континентальной коре. На рис. 76 песчаники близки к пескам из бассейнов, связанных с пассивными континентальными окраинами, либо, соответствуя по отношению $SiO_2/$

БАРРЕМСКИЙ	АПТСКИЙ		АЛЬБСКИЙ			Ярус
	НИЖНИЙ	ВЕРХНИЙ	НИЖНИЙ	СРЕДНИЙ	ВЕРХНИЙ	Подъярус
МЕАНДРОВСКАЯ	КЕМСКАЯ		Верхняя			Свита
	Нижняя	Средняя	Верхняя			Подсвита

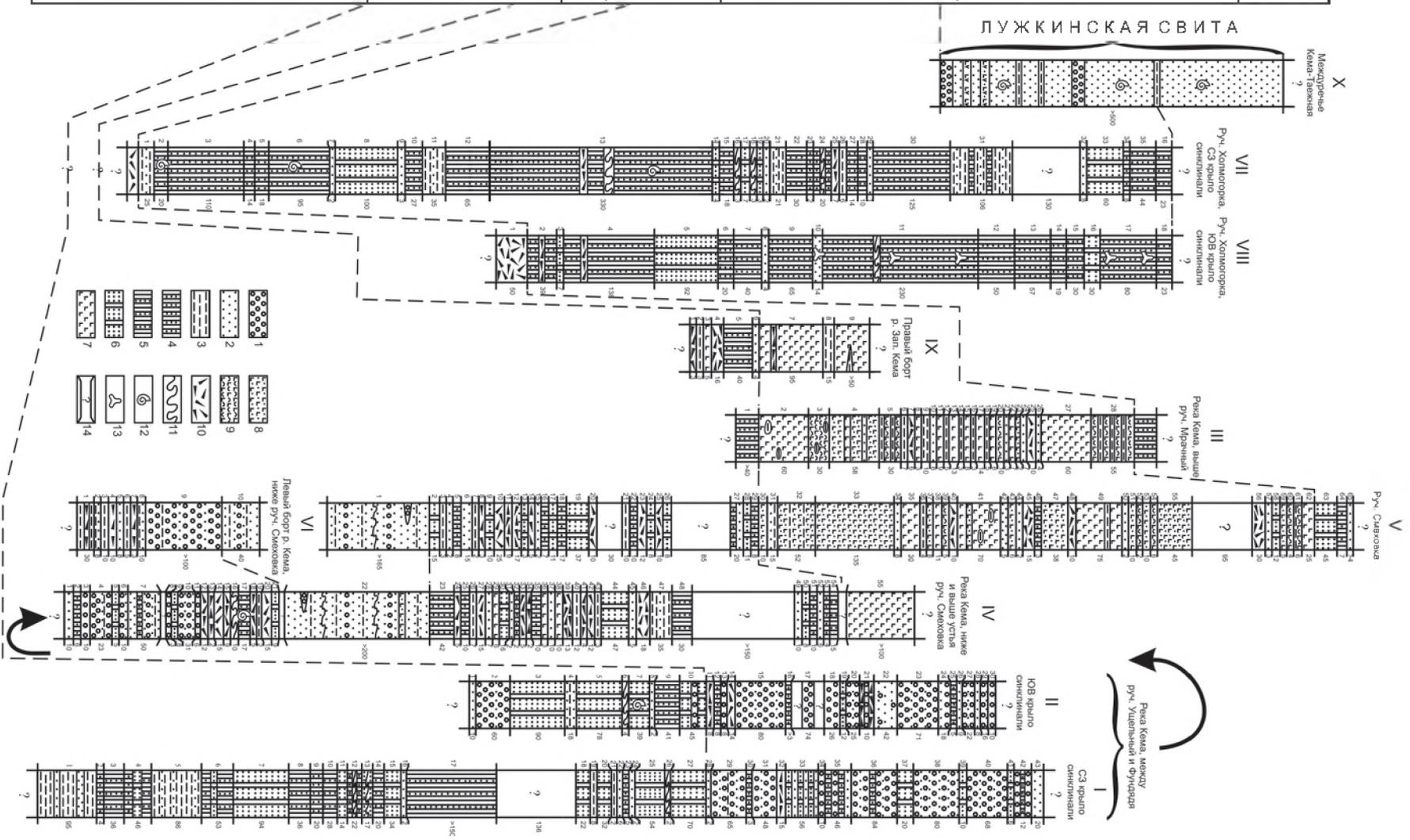


Рис. 71. Литолого-стратиграфические колонки Кемского островодужного фрагмента.

Условные обозначения: 1 – конгломераты и гравелиты, 2 – песчаники, 3 – алевролиты и алевроаргиллиты, 4-6 – ритмичное чередование песчаников и алевроаргиллитов: 4 – с равным их соотношением, 5 – с преобладанием алевроаргиллитов, 6 – с преобладанием песчаников, 7 – базальты, 8 – туфы основного состава, 9 – микститы, 10 – подводнооползневые образования, 11 – рассеянный гравийный материал в алевроаргиллитах, 12 – тектонические контакты

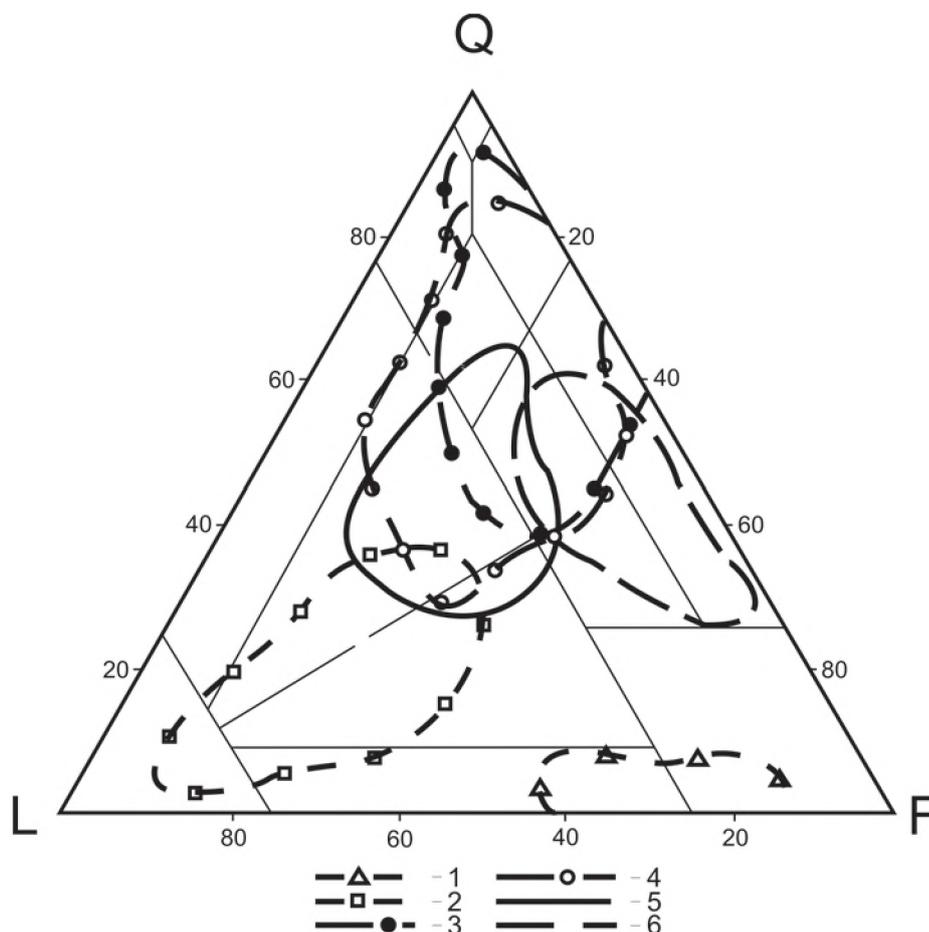


Рис. 72. Породообразующие компоненты песчаников различных фрагментов раннемеловых островодужных систем Сихотэ-Алиня.

F – полевые шпаты, L – обломки пород, Q – кварц монокристаллический. **Условные обозначения:** 1, 2 – Удильский фрагмент, комплексы [146]: 1 – вулканогенно-осадочный (K_1 hot-al), 2 – граувакковый (K_1 al-cen), 3, 4 – Самаргинский фрагмент, комплексы [90]: 3 – вулканогенно-флишевый K_1 ar-al₂, вулканогенно-молассовый K_1 al₁, 5-6 – Кемский фрагмент: 5 – кемская свита (K_1 ar-al), 6 – лужкинская свита (K_1 al)

тельных этапах их формирования, являясь одним из элементов поперечной зональности, которая выражается в смене состава магм от бонинитовых и толеитовых во фронтальной части, через известково-щелочные в центральных частях, к высококалиевым и шошонитовым и щелочным – в тылу дуг. Кроме того, шошониты известны во фронтальных (в северном сегменте Марианской дуги) и центральных частях дуг (вулкан Уксичан на Камчатке), в задуговых бассейнах (Фиджи и бассейн Лау) и даже в глубоководных желобах (Новогейбридский). Во всех этих случаях шошониты связаны с локальным рифтогенезом, возникающим в островных дугах по разным причинам на разных этапах их развития. Обладая общими минералогическими и петрохимическими характеристиками, шошониты каждой из упомянутых геодинамических обстановок отличаются рядом особенностей, и в первую очередь, валовым содержанием литофильных и редкоземельных элементов.

В целом исследования показали, что отложения Кемского террейна формировались у подножия островодужного склона в тыловой части дуги (преобладают турбидиты, а также отложения дебризных потоков и оползней) на фоне активного базальтового вулканизма. Геохимические особенности базальтов указывают на надсубдукционную природу синседиментационного вулканизма. Исследования макрооползневых дислокаций и ориентировки язычковых гиероглифов оснований элементарных ритмов показали, что подводный склон бассейна, поперек которого двигались плотностные потоки, имел северо-восточное простирание и северо-западную экспозицию. Эти данные, состав песчаников турбидитов, а также крупные фрагменты обугленной древесины в осадках доказывают, что на отдельных участках окраины Восточной Азии в апте – альбе

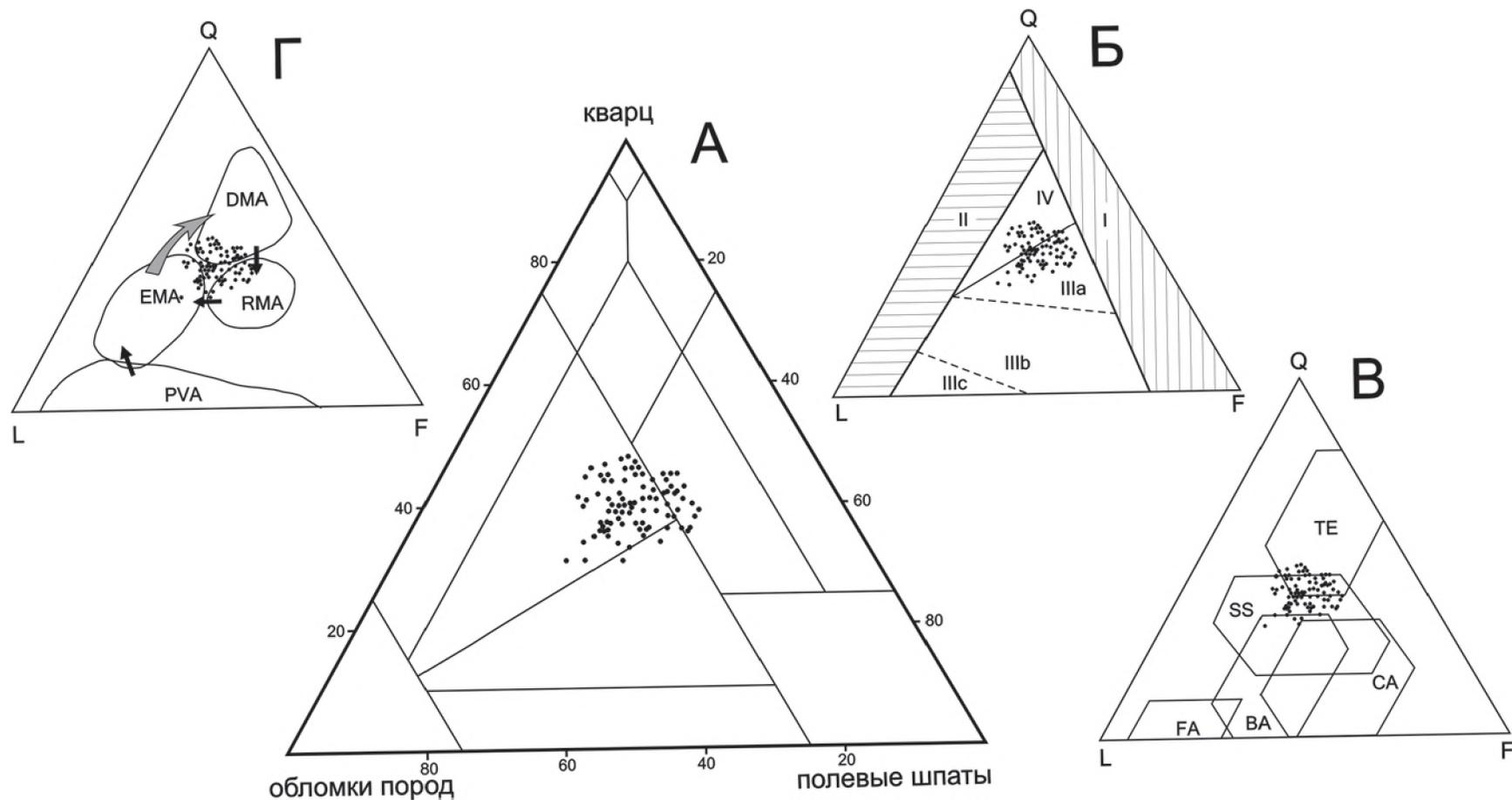


Рис. 73. Породообразующие компоненты песчаников бассейна р. Кемы и их палеогеодинамическая интерпретация.

А – классификационная диаграмма типов пород [243]. Б – типы источников питания [242]. I – континентальные блоки, II – ремобилизованные орогены, III – магматические дуги (IIIa – расчлененные, глубоко эродированные, IIIb – переходные, IIIc – нерасчлененные, слабо эродированные), IV – смешанные источники питания. В – типы бассейновых обстановок [303]. Пассивные обстановки: TE – интерконтинентальные рифты и авлакогены. Бассейны активных континентальных окраин, сопряженные: со сдвиговыми дислокациями (SS); с окраинно-континентальной магматической дугой (CA); с океанической вулканической дугой (бассейны: FA – преддуговые и BA – задуговые). Г – типы магматических дуг [288]. Черные стрелки показывают процессы развития и вызревания, серая – указывает на размыв верхних частей дуг и их расчленение в результате эрозии. Типы дуг: PVA – вулканические, примитивные; магматические: EMA – развитые и зрелые, DMA – эродированные, RMA – обновленные.

**СОСТАВ ТЯЖЕЛОЙ ФРАКЦИИ ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВЫХ ПОРОД
КЕМСКОЙ СВИТЫ (БАССЕЙН РЕКИ КЕМА)**

Номер пробы	Кол-во зерен	Cr	Mt	Ilm	Lcx	Orx	Срх	Am	Ep	Zr	Gr	Sph	Tr	Ap	Ru	An
Нижняя подсвита																
Река Кема, ниже руч. Смеховка																
КМ-3	168	1,2	0,6	0,6		0,6	11,9	10,1	1,2	70,8	1,8		0,6			0,6
КМ-4	295	0,7		0,3	1,0		0,4			94,9		0,7		0,3		1,7
КМ-5	98			1,0		1,0	16,3	2,0		79,7						
КМ-6/А	300	4,0		2,3	11,0		0,7	0,3	зн.	76,3		0,7	зн.	3,0		1,7
КМ-7	300	3,0		3,0		0,3		0,3		87,4		0,3	0,7	3,0		2,0
КМ-8	307	1,0	0,3	1,6	1,6	0,3	2,0	4,9		78,3	10,0					
КМ-10	41	7,3				4,9	7,3	17,1	4,9	53,7	4,8					
КМ-11	45	26,7					15,5	31,1		26,7						
КМ-15	73	1,4				1,4	2,7	6,9		86,2	1,4					
КМ-17	282	7,1		1,2	3,1		0,7	0,3		85,8			0,3	0,3	1,2	зн.
КМ-18	262	2,7		3,8	5,0		0,8	13,7		70,2	0,4	2,2		0,4		0,8
КМ-19	235	0,8	3,0	0,8		1,3	63,2	1,2		28,9	0,4			0,4		
КМ-23	534	0,9		1,3	0,2	1,9	55,6	27,2	2,6	6,9	2,6	0,2	0,2	0,4		
КМ-27	228	0,4		5,7	0,9	0,9	7,2	8,3		71,0	4,3	0,9	0,4			
КМ-34	320	8,1	0,6	0,6	1,6		4,9	3,4		79,6		0,3	0,3	0,3		0,3
КМ-35	279	6,1		1,0	1,4		0,4	2,2		14,0	74,5	0,4				
КМ-36	108					0,9	72,3	7,4		17,6	0,9	0,9				
КМ-41	545	2,6		6,8	8,6	0,2	11,2	4,0		56,2	1,1	0,4	8,5			0,4
КМ-43	102					2,9	18,8	8,8	2,9	63,7	2,9					
КМ-52	206	5,3				1,0	20,0	55,8		15,0	1,9	0,5		0,5		
КМ-329	272	3,3		2,2			5,9	10,0		77,9		0,7				
Среднее		2,8	0,3	1,8	2,2	0,5	17,1	9,4	0,2	57,7	6,1	0,5	0,6	0,4	0,4	

Ручей Смеховка

КМ-64	346	2,6					6,9	7,2		82,4		0,9				
КМ-67	418	7,4		1,9	5,3	0,2	1,5	8,6		73,2	зн.	0,2	1,0	0,5		0,2
КМ-69	299	2,0		0,3	2,0		3,9	2,0		88,6	0,3	0,3	0,3			0,3
КМ-76	98	8,2			1,0		1,0	1,0		87,8						1,0
КМ-107	300					1,0	97,7	0,3		1,0						
КМ-109	300	4,6		0,7		1,3	64,4	4,6		15,5	8,3		0,3			0,3
КМ-125	456	1,3		6,6	5,0	1,8	41,2	28,3	0,2	8,6	2,4	1,3		2,9		0,4
КМ-128	394	0,3		0,8	0,3	0,3	90,3	5,1		1,8	0,3	0,3		0,5		
КМ-571	300	8,3		1,0			0,2	0,7		78,5	4,0		6,6			0,7
Среднее		3,1		1,4	1,9	0,5	34,6	7,5	зн.	49,1	0,4	0,4	0,2	0,6	0,3	

Левый борт р. Кема, ниже руч. Смеховка

КМ-213	156	5,2						1,3		92,8						0,7
КМ-219	290				1,4		0,7			20,0	77,8					
КМ-223	300	0,3			0,7		2,7	3,0		85,6	1,3		4,0	0,7		1,7
Среднее		1,8			0,7		1,3	0,5		66,1	26,4		1,3	0,2		0,8

Верхняя подсвита Ручей Тарагай

КМ-132	503				2,0	0,2	20,5	37,6	0,6	22,6	14,9	1,0		0,6		
КМ-135	561	1,4		0,5	0,4	0,4	55,1	28,2	0,4	12,3	0,7			0,4		0,2

Номер пробы	Кол-во зерен	Cr	Mt	Ilm	Lcx	Orpx	Cpx	Am	Ep	Zr	Gr	Sph	Tr	Ap	Ru	An
Верхняя подсвита Ручей Таратай																
КМ-139	118	2,5		0,8	1,7		45,8	2,5		36,6	9,3	0,8				
КМ-143	368	3,5		2,7	6,5		1,4	3,0		77,4	1,1	0,3	1,1	0,3	2,2	0,5
КМ-163	338	1,2		1,5	2,7		1,2	3,0		87,4	1,8		0,6	0,3	0,3	
КМ-304	412	3,6		1,7	1,5		0,4	0,4		90,8	0,2		0,2	0,2	1,0	
КМ-306	358	3,6		4,4	6,4		1,0	0,3		76,7	5,3		0,6	0,6	1,1	
КМ-314	364	5,2		0,8	2,7		0,3	0,3		86,3	3,2	0,3	0,3		0,5	
Среднее		2,6		1,6	3,0	0,1	15,7	9,4	0,1	61,1	4,6	0,3	0,4	0,3	0,7	0,1

Примечание: Cr - хромит, Mt - магнетит, Ilm - ильменит, Lcx - лейкоксен, Orpx - ортопироксен, Cpx - клинопироксен, Am - роговая обманка, Ep - эпидот, Zr - циркон, Gr - гранат, Sph - сфен, Tr - турмалин, Ap - апатит, Ru - рутил, An - анатаз. Анализы выполнены в лаборатории седиментологии ДВГИ ДВО РАН В.И. Тихоновой и П.Д. Гасановой.

существовали далеко выдвинутые в Тихий океан фрагменты зрелой континентальной коры, которые служили источником питания островодужных, в том числе и флишевых бассейнов перед тем, как они были вовлечены в процесс субдукции. Таким образом, в средней юре и раннем мелу на Тихоокеанской окраине Азии существовала островодужная система, подобная современной япономорской, куда входили выдвинутые в сторону океана островные дуги и тыловодужные бассейны.

Нужно подчеркнуть, что кемская свита, содержит остатки фауны, скорее всего, нижней сублиторали, которые, по мнению В.П. Коновалова, первично захоронились или на месте обитания, или на небольшом расстоянии от него. Это, также как в терригенном комплексе подножия континентального склона в дальнегорском флише, вступает в противоречие с седиментологическими критериями определения глубины седиментации. Поэтому мы и здесь считаем, что остатки фауны переотложены гравитационными плотностными потоками.

Вблизи с. Щербаковка В.Ф. Игнатова и Г.И. Худяков [77] отнесли часть раннемеловых палеошельфовых фаций южного Сихотэ-Алиня к осадкам островодужного шельфа. Этот район Н.П. Васильковский еще раньше считал субокеанической - структурой, близкой к островным дугам, которая начала формироваться с палеозоя. В.П. Симаненко [205] отнес ее к апт-альбским островодужным комплексам Монероно-Самаргинской раннемеловой вулканической дуги, хотя по последним данным здесь развиты только юрско-берриасские и валанжинские отложения, и по возрасту, следовательно, этот фрагмент не попадает в эту структуру. Авторы [77] посчитали, что аркозовые песчаники произошли в результате переработки граувакк, что по меньшей мере спорно. Кроме того, при повторных специальных полевых работах андезиты, упомянутые в этой книге, обнаружить не удалось, поэтому детальнее этот фрагмент не описывается, поскольку нет доказательств его островодужной природы.

Г.Б. Левашев с соавторами [120] выделяет в кемской свите этой зоны апт-альбский базальтовый комплекс, тяготеющий к осевой части Восточного прогиба - к центру раннемелового рифта, как считает этот автор, и различает в комплексе Самаргинский и Кемский регионы, разделенные Светловодненским блоком. Комплекс состоит из субаквальных базальтов и андезито-базальтов, меньше из андезитов. Средний состав вулканитов наиболее близок к андезито-базальтовой формации В.Л. Масайтиса [155] или к андезитовой - Ю.А. Кузнецова [116], а по Г.М. Власову [39] соответствует базальтам внутренних островных дуг. В.П. Уткин [220] относит этот тип вулканизма к островодужному (вулканоостровному) этапу развития Приморского рифто-грабена. Однако, в настоящее время вулканические островные дуги обрамляют с океанической стороны только задуговые бассейны, обусловленные спредингом в тылу дуг (тыловыми рифтами). В типичных же внутриконтинентальных рифтах они пока не описаны и механизм их функционирования был бы непонятен с точки зрения современных представлений и геологических моделей.

Реконструированные нами на Сихотэ-Алине островодужные обстановки хорошо вписываются в более общие палеорекострукции раннемеловых обстановок [65], где подчеркивается, что островные дуги существовали в обрамлении Тихого океана по меньшей мере с юры. Это подтверждает также распределение макро-, микро- и редкоземельных элементов в базальтах, сопутствующих среднеюрским (келловейским) кремням ердагоуской свиты Таухинского террейна южного Сихотэ-Алиня [205]. Распределение показывает, что базальты генерировались в условиях, близких к условиям зарождения базальтов срединноокеанических хребтов, при этом обладая рядом признаков, характерных для толеитовых базальтов островных дуг. Такое сочетание обычно для базальтового вулканизма, протекающего в обстановке задугового спрединга в окраинных морях под влиянием субдукции

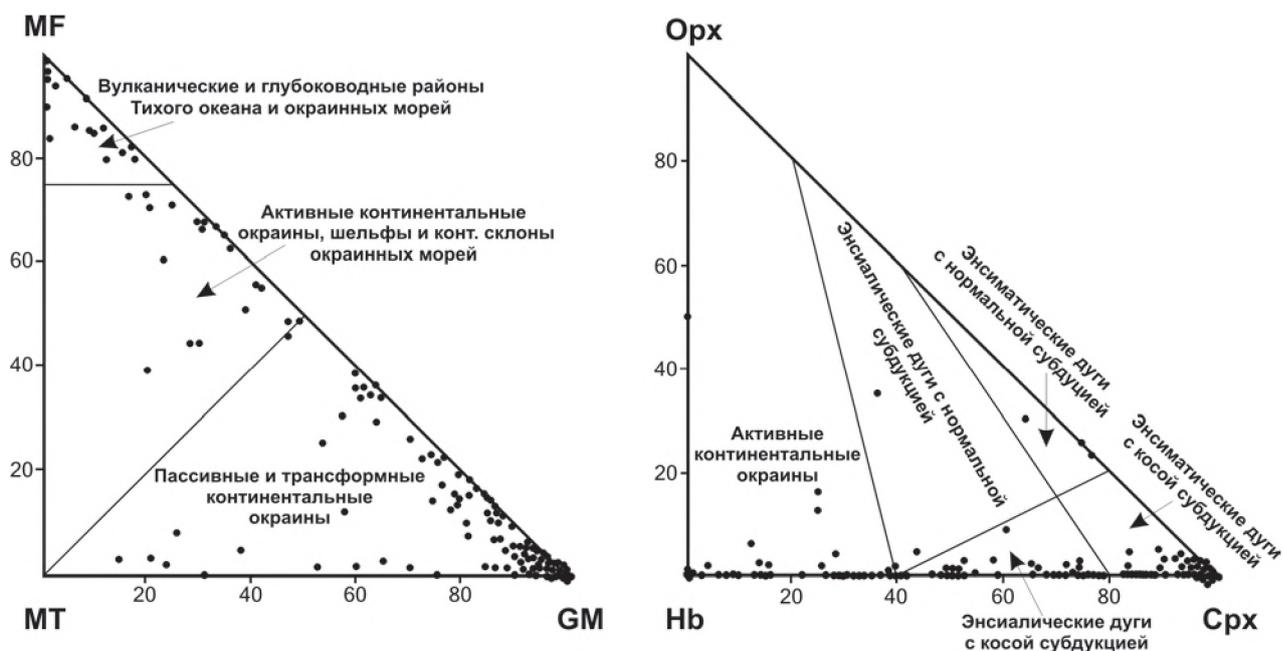


Рис. 74. Сравнение состава тяжелой фракции песчаников бассейна р. Кемы с современными осадками из различных геодинамических обстановок, по [145].

MF – сумма содержаний оливина, орто- и клинопироксенов, зеленой роговой обманки; MT – сумма содержаний эпидота, граната, сине-зеленых амфиболов; GM – сумма содержаний циркона, турмалина, и андалузита. Орх – ортопироксен, Hb – роговая обманка, Crx – клинопироксен.

Таблица 3

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД КЕМСКОЙ СВИТЫ (БАССЕЙН РЕКИ КЕМА)

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₃	п.п.п.	H ₂ O	Сумма
-------------	------------------	------------------	--------------------------------	--------------------------------	-----	-----	-----	-----	-------------------	------------------	-------------------------------	--------	------------------	-------

Песчаники Нижняя подсвита

Река Кема, ниже руч. Смеховка

КМ-4	79,20	0,16	6,21	1,45	1,80	0,11	1,29	3,59	1,06	0,94	0,08	3,37	0,18	99,44
КМ-6/А	76,09	0,37	10,90	2,61	0,82	0,03	2,01	0,14	1,50	1,71	0,11	2,72	0,78	99,79
КМ-7	81,71	0,14	7,42	1,63	0,71	0,03	0,79	1,65	1,20	1,13	0,06	2,72	0,18	99,37
КМ-10	71,84	0,43	12,28	0,85	3,82	0,04	1,50	1,25	2,30	1,35	0,15	3,27	0,43	99,51
КМ-17	78,66	0,26	8,77	1,41	1,72	0,05	1,20	2,10	1,10	1,24	0,10	3,07	0,23	99,91
КМ-18	79,84	0,29	6,77	2,05	1,23	0,12	0,79	2,19	1,50	1,00	0,09	0,39	3,28	99,54

Река Кема, ниже руч. Смеховка

КМ-34	80,95	0,25	8,18	1,01	0,69	0,03	1,69	1,60	1,28	1,22	0,09	2,32	0,28	99,59
КМ-35	57,92	0,64	15,79	1,53	5,31	0,08	3,50	3,18	1,54	2,53	0,27	0,63	6,87	99,79
КМ-37	68,55	0,42	12,18	0,06	3,10	0,06	2,91	2,79	1,62	2,55	0,23	0,10	4,98	99,55
КМ-46	73,35	0,20	8,17	0,30	2,85	0,07	1,49	4,57	1,22	1,29	0,05	5,51	0,39	99,46
КМ-52	63,85	0,53	15,02	1,15	4,89	0,15	0,96	3,77	0,89	3,84	0,15	0,38	4,21	99,79
КМ-57	66,00	0,66	16,19	0,29	2,48	0,02	2,64	1,85	1,93	3,49	0,13	0,17	3,84	99,69
КМ-329	69,43	0,47	11,09	1,77	1,73	0,05	1,29	3,60	2,02	1,84	0,15	5,62	0,58	99,64
КМ-333	78,50	0,29	8,81	0,58	1,97	0,01	1,71	1,68	1,29	1,98	0,10	3,10	-	100,02

Номер пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	п.п.п.	H_2O	Сумма
Ручей Смеховка														
КМ-64	75,02	0,32	9,68	0,93	2,29	0,10	1,27	2,43	0,48	3,44	0,12	0,20	3,60	99,88
КМ-67	74,57	0,32	8,15	1,05	1,39	0,20	3,12	3,57	1,39	1,62	0,05	0,28	4,07	99,78
КМ-69	77,75	0,33	11,14	0,93	0,40	0,03	1,00	1,22	1,46	2,61	0,16	0,37	2,52	99,92
КМ-76	71,80	0,39	11,26	1,04	2,62	0,12	1,24	2,04	1,26	2,67	0,09	0,31	4,72	99,56
КМ-78	56,30	0,67	14,74	2,88	4,66	0,08	5,64	4,83	1,58	1,18	0,22	5,57	0,93	99,28
КМ-79	72,32	0,38	11,46	1,81	3,08	0,04	2,40	0,56	2,47	2,16	0,13	2,35	0,45	99,61
КМ-97	80,59	0,29	8,85	1,18	0,57	0,03	1,10	0,63	1,89	1,29	1,10	0,09	2,16	99,77
КМ-107	58,26	0,67	14,09	3,53	2,76	0,15	4,49	5,21	2,56	3,04	0,22	0,16	4,40	99,54
КМ-108	65,09	0,40	13,92	2,55	1,30	0,08	1,20	2,98	2,26	2,64	0,15	0,57	6,48	99,62
КМ-109	74,39	0,37	10,19	2,69	0,67	0,12	0,67	2,59	1,98	1,36	0,23	0,37	4,38	100,01
КМ-125	55,82	0,75	16,82	2,67	4,99	0,11	2,66	4,74	2,28	2,29	0,32	0,39	5,74	99,58
КМ-571	82,24	0,23	8,74	0,99	0,44	0,02	0,70	0,42	1,90	1,18	0,07	2,52	0,18	99,63
Река Кема, выше руч. Кехтосо														
КМ-570	66,14	0,62	13,60	1,90	3,62	0,06	3,79	1,88	3,52	1,49	0,14	2,05	0,65	99,46
Левый борт р. Кема, ниже руч. Смеховка														
КМ-213	72,82	0,58	14,21	1,28	1,21	0,02	1,00	0,28	1,68	2,90	0,24	3,05	0,16	99,43
КМ-219	53,30	0,66	16,67	3,07	4,13	0,12	2,21	5,61	2,74	2,45	0,25	7,15	1,15	99,51
КМ-223	80,19	0,22	8,52	1,97	1,79	0,03	1,40	0,14	1,99	1,23	0,10	1,75	0,25	99,58
КМ-321	74,92	0,43	11,14	0,40	2,43	0,04	1,31	2,24	2,06	2,12	0,08	2,48	0,32	99,97
КМ-322	74,11	0,41	11,18	0,80	2,34	0,04	2,80	0,69	1,83	2,54	0,12	2,81	0,09	99,76
Верхняя подсвита														
Ручей Тарагай														
КМ-132	72,66	0,38	9,43	1,21	1,95	0,06	1,30	3,34	2,09	1,33	0,16	5,12	0,38	99,41
КМ-135	72,59	0,29	9,28	1,19	1,09	0,08	1,86	3,90	2,12	1,85	0,09	0,49	4,74	99,57
КМ-143	85,01	0,16	6,92	1,03	0,20	0,05	0,51	1,07	1,65	1,77	0,03	0,19	1,52	100,11
КМ-153	80,75	0,21	7,19	1,09	0,63	0,02	1,25	1,17	2,59	1,93	0,03	0,62	2,23	99,71
КМ-176	79,09	0,21	8,78	1,60	1,16	0,03	0,80	0,83	2,81	1,64	0,08	1,83	0,57	99,43
КМ-187	77,45	0,18	6,10	1,05	1,43	0,04	2,25	3,10	1,70	0,86	0,03	0,41	5,26	99,86
КМ-304	81,33	0,26	8,23	1,39	0,19	0,03	0,20	1,95	1,60	1,38	0,07	2,54	0,36	99,53
КМ-306	77,51	0,27	8,52	0,93	1,16	0,09	1,09	2,29	1,87	1,62	0,10	4,30	0,30	100,05
КМ-314	71,97	0,25	8,55	1,22	1,24	0,08	1,01	5,19	1,71	1,45	0,10	6,54	0,36	99,67
КМ-316	74,65	0,27	8,77	1,36	0,70	0,07	0,60	4,19	2,05	1,36	0,09	5,30	0,30	99,71
Алевролиты и алевроаргиллиты														
Нижняя подсвита														
Река Кема, ниже руч. Смеховка														
КМ-1	64,11	0,54	13,64	1,57	3,27	0,06	4,34	1,30	1,66	3,47	0,19	0,12	5,23	99,50

Номер пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	п.п.п.	H_2O	Сумма
КМ-2	76,02	0,27	9,25	1,55	2,53	0,06	1,70	1,67	1,29	1,19	0,07	3,29	0,51	99,40
КМ-9	64,69	0,69	14,95	1,54	3,74	0,05	1,80	1,63	1,55	2,85	0,19	4,85	0,85	99,38
КМ-11	74,22	0,40	10,54	1,26	2,93	0,08	1,32	1,85	1,69	1,44	0,15	0,44	3,51	99,83
КМ-12	64,20	0,71	15,91	1,91	3,56	0,03	2,02	0,56	1,22	3,23	0,15	5,07	0,73	99,30
КМ-50	71,50	0,39	10,17	1,27	2,77	0,07	1,70	3,20	1,56	2,35	0,14	3,89	0,41	99,42
Ручей Смеховка														
КМ-60	57,62	0,95	19,58	0,65	2,54	0,05	1,79	3,19	1,62	4,96	0,25	6,27	0,43	99,90
КМ-71	72,98	0,48	11,86	0,81	2,61	0,04	1,30	0,42	1,03	3,13	0,11	4,21	0,59	99,57
КМ-77	69,60	0,61	14,21	1,97	2,22	0,03	1,49	0,27	1,34	3,43	0,12	3,45	0,75	99,49
КМ-121	56,54	0,60	17,26	2,26	3,67	0,06	3,83	3,58	2,63	3,35	0,17	0,71	4,92	99,58
КМ-128	66,55	0,64	12,94	4,65	1,81	0,13	0,91	1,02	1,41	2,53	0,10	0,36	6,46	99,51
Левый борт р. Кема, ниже руч. Смеховка														
КМ-210	69,29	0,54	14,00	0,70	3,68	0,07	1,47	1,69	2,22	3,05	0,11	0,12	2,81	99,75
Верхняя подсвита														
Ручей Тарагай														
КМ-131	65,59	0,52	12,51	2,76	1,78	0,05	3,40	1,65	2,67	2,52	0,14	0,38	6,14	100,11
КМ-133	66,74	0,59	13,88	1,42	3,24	0,03	1,41	1,68	2,05	2,69	0,13	4,80	0,80	99,46
КМ-139	67,20	0,51	15,06	0,27	3,39	0,14	0,34	2,49	1,93	2,43	0,11	0,38	5,34	99,59
КМ-146	67,99	0,58	13,17	1,80	2,24	0,03	2,20	0,84	2,10	2,65	0,12	4,82	0,88	99,42
КМ-149	65,89	0,63	14,56	1,31	2,09	0,04	2,53	1,53	1,87	2,28	0,10	0,49	6,24	99,56
КМ-189	62,47	0,72	15,39	3,39	1,67	0,04	2,26	1,42	2,20	2,95	0,22	0,35	6,69	99,77
КМ-194	61,76	0,69	15,41	1,52	3,10	0,04	2,01	1,51	1,73	3,09	0,20	0,84	7,72	99,62
КМ-196	60,34	0,70	16,14	1,34	3,52	0,04	2,03	1,53	1,95	3,53	0,12	1,07	7,31	99,62

Примечание: Анализы выполнены в лаборатории седиментологии ДВГИ ДВО РАН Каминской В.Н. и Вржосек Л.А.

океанической плиты. Существующие геодинамические реконструкции восточной окраины Азии для средне-позднеюрского времени предполагают обстановку активной окраины Андийского типа. Изложенные данные позволяют предполагать, что по крайней мере на отдельных участках этой окраины в это время существовала островодужная система, подобная современной япономорской, сочетавшей выдвинутые в сторону океана островные дуги и тыловодужные окраинные бассейны.

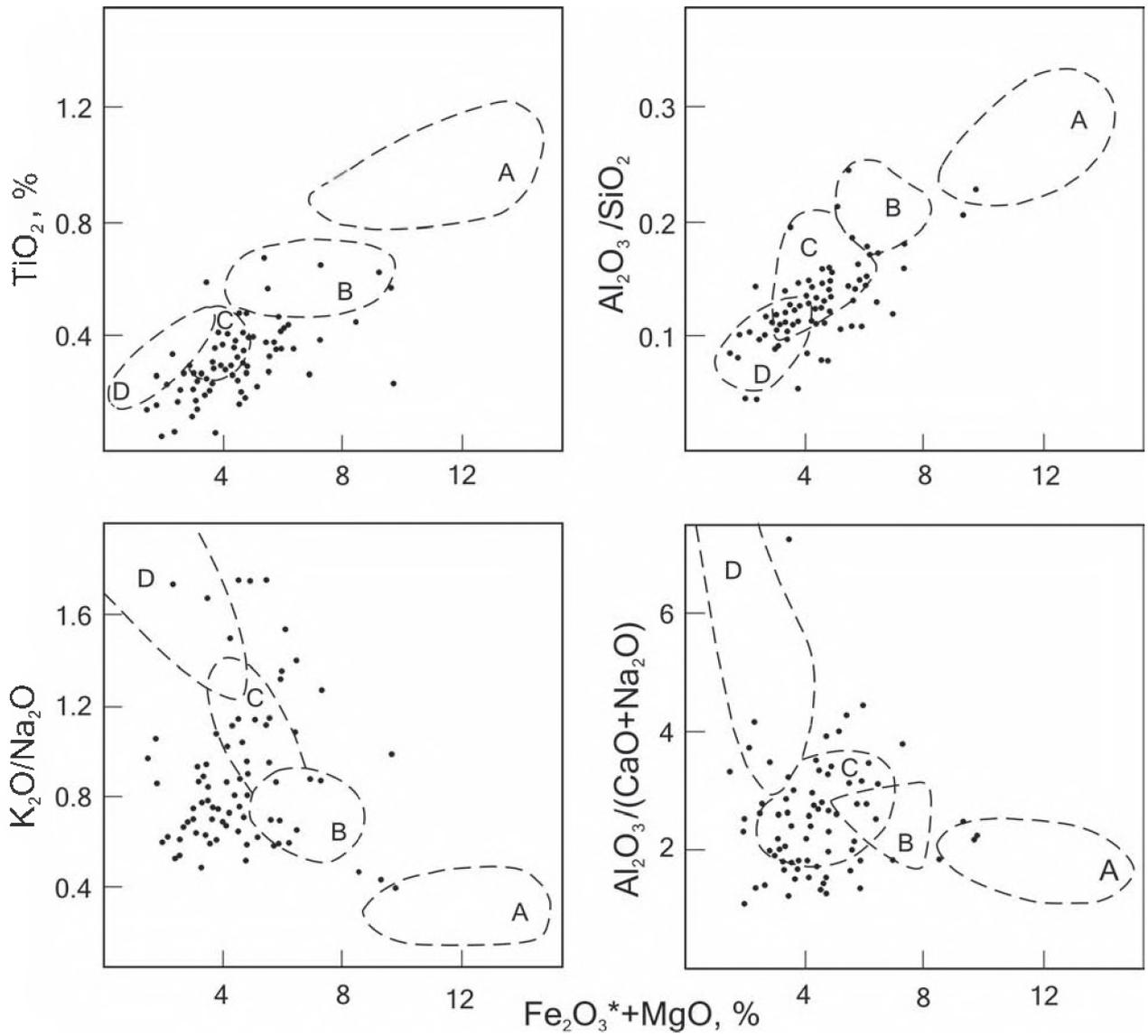


Рис. 75 Диаграммы химического состава песчаников из различных геодинамических обстановок.

Типы бассейнов, по [252]. Пунктирные линии – поля значений геохимических параметров древних песчаников из бассейнов, сопряженных с островными дугами: А - океаническими, В - континентальными, с континентальными окраинами: С - активными, D - пассивными. $Fe_2O_3^*$ - общее железо.

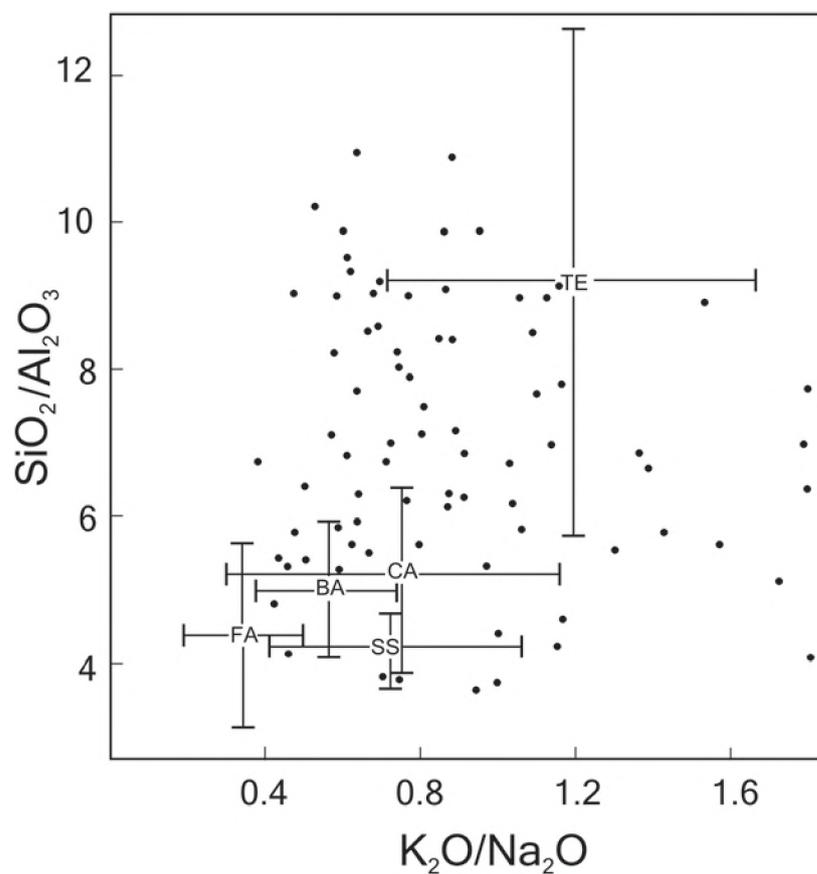


Рис. 76. Диаграммы химического состава песчаников из различных геодинамических обстановок. **Бассейновые обстановки**, по [302]. Пересекающиеся линии – стандартные отклонения от средних составов современных глубоководных песков из бассейнов: **TE** – пассивных, **SS, CA, BA, FA** – активных континентальных окраин: **SS** – осложненных сдвиговыми дислокациями, **CA** – сопряженных с окраинно-континентальными дугами, и с океаническими вулканическими дугами (**BA** – задуговые, **FA** – преддуговые бассейны).

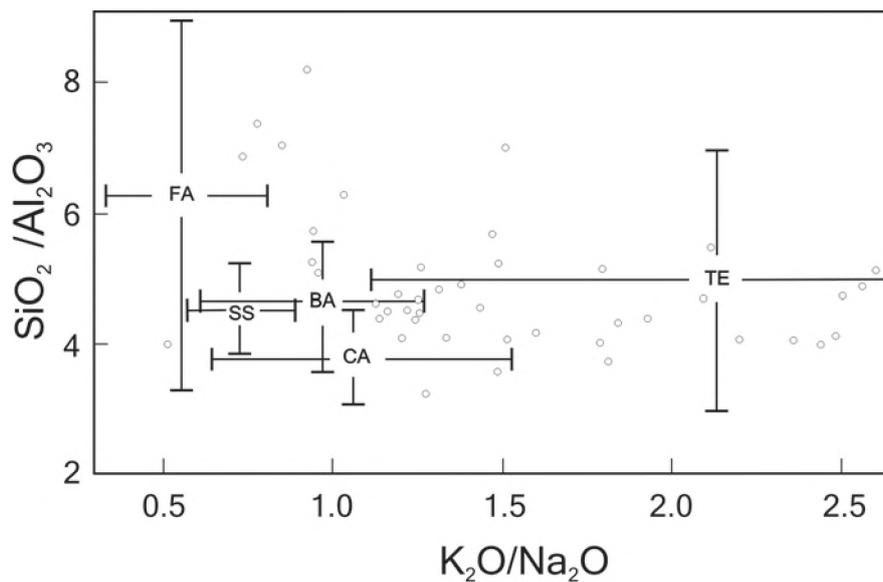


Рис. 77. Диаграмма химического состава глинистых пород из различных геодинамических обстановок, по [302]. **Пересекающиеся линии** – стандартные отклонения от средних составов современных глубоководных глин из различных геодинамических обстановок. **Аббревиатуры** на рис. 76

ИСТОЧНИКИ ПИТАНИЯ ОСТРОВОДУЖНЫХ БАССЕЙНОВ

Источниками питания островодужных бассейнов являются вулканические процессы и их продукты *на вулканических дугах*, а также другие геологические тела более сложного строения и состава, к которым относятся блоки зрелой континентальной коры и аккреционные комплексы сложного состава.

Иногда материал из того или иного источника преобладает или он единственный (например, осадки преддуговых бассейнов эокеанических систем, сложены почти целиком из материала, поступавшего с дуг); в случае же задуговых бассейнов, граничащих с континентом и с глубоко эродированными вулканическими дугами, островодужный вулканический материал “разбавляется” в различной степени сиалическим “гранитным”, происходящим из зрелой континентальной коры, из “корней” дуг и (или) из аккреционных призм. После затухания вулканизма в дугах они продолжали снабжать эти же бассейны вулканомиктовой кластикой [89, 145 и др.], а в случае глубоко денудированных дуг продуктами разрушения их основания (фундамента).

Вулканические островные дуги. Вулканический материал синседиментационных вулканических извержений присутствует в том или ином количестве во всех отложениях приостроводужных морей, но главную роль он играет в осадках преддуговых бассейнов. В тех случаях, когда в формировании отложений главная роль принадлежит вулканическому островодужному материалу, образуются вулканогравакки, к которым относится большая часть песчаников граваккоавого комплекса Удыльского островодужного фрагмента [144, 145]. Минеральный и химический состав пород, питавшихся из этого источника, примерно соответствует андезиту.

Аккреционные комплексы сложного состава, могли содержать в разном соотношении фрагменты зрелой континентальной коры и островодужных систем, реликты мафического и ультрамафического дна, а также располагавшихся на нем поднятий со специфическим “набором” и составом пород. Предполагается, что эти последние компоненты аккреционных комплексов были включены в них в результате “соскребывания” их с океанической плиты в процессе ее субдукции под окраину континента [145]. Такие сложные и разнообразные источники питали задуговые бассейны Монероно-Самаргинской дуги, отложения которых составляют большую часть фрагментов островодужных систем Сихотэ-Алиня. Они занимают важное место и в Удыльской системе, но главным образом на стадии невулканических дуг, когда приостроводужные бассейны соседствовали с разнообразными источниками питания, в том числе и с аккреционными призмами сложного состава.

Минеральный и химический состав пород, питавшихся из этого источника, весьма разнообразен и может соответствовать широкому диапазону магматических пород - от гранита до андезито-базальта.

КРЕМНИСТО-ГЛИНИСТЫЕ КОМПЛЕКСЫ ГЛУБОКОВОДНЫХ ЖЕЛОБОВ

Обстановка глубоководного желоба реконструируется с некоторой долей условности и только по маломощной части разреза в Удыльском эокеаническом островодужном фрагменте [145]. Осевая часть желоба реконструируется здесь по присутствию ассоциации радиоляриевых кремнистых алевроаргиллитов, алевроаргиллитов и островодужных вулканитов, а отложения приостроводужного борта желоба представлены - вулканогравакковыми гравитационными образованиями.

ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТЫЙ КОМПЛЕКС ОКЕАНИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ

Под этими бассейнами понимаются водоемы с максимальной площадью акватории, значительной глубиной и относительно небольшим отношением площади питающей провинции к площади акватории [216]. Особенности образующихся в них осадков в первую очередь определяются упомянутыми признаками, а не типом земной коры.

К фрагментам осадочного выполнения таких бассейнов отнесены юрско-раннемеловые вулканогенно-кремнистые и ассоциирующиеся с ними карбонатные, кремнисто-глинистые и обломочные породы, которые слагают тектонические блоки среди нижнемеловых терригенных отложений лево- и правобережья р. Амур, образуя узкую (до 20 км) прерывистую полосу северо-восточного простирания, протягивающуюся от левого бережья р. Усури на юге до оз. Удыль (Рис. 78). В ней выделяется три участка: северо-восточный - левобережье р. Амур от с. Киселевка до оз. Удыль, центральный - правобережье р. Амур в нижнем течении рек Маномы и Анюй и юго-западный - правобережье р. Усури юго-восточнее пос. Вяземский. Северо-восточный участок сдвинут относительно двух других по Центрально-Сихотэ-Алинскому разлому.

Эти отложения, объединенные нами в вулканогенно-кремнистый комплекс, имеют первостепенное значение для палеогеографических реконструкций и расшифровке мелового этапа геодинамической эволюции не только Сихотэ-Алинского региона, но и значительной части восточной окраины Азии. Однако, изучены они недостаточно, а мнения об их генезисе и природе бассейна накопления различны. Одни исследователи [14, 74, 142, 145, 168, 228, 305, 337] рассматривают породы вулканогенно-кремнистого комплекса как наиболее молодые палеоокеанические образования Сихотэ-Алиня в среднемеловой аккреционной призмe, формировавшейся в результате субдукции вблизи Азиатского палеоматерика. В.П. Уткин [219, 220] считает эту точку зрения недостаточно обоснованной и полагает, что комплекс - результат рифтообразования на континентальной коре. Он относит его к начальным стадиям развития выделенного им Амурского рифто-грабена, для которых характерны режим растяжения глы-



Рис. 78. Расположение вулканогенно-кремнистого комплекса и района детальных исследований. 1 - юрско-раннемеловые образования комплекса (цифры в кружках - участки: 1 - северо-восточный, 2 - центральный, 3 - юго-западный); 2 - район детального изучения; 3 - Центральный Сихотэ-Алинский разлом

боку вдающегося в континент морского бассейна и условия осадконакопления, сходные с океаническими. Поэтому раздел, посвященный вулканогенно-кремнистому комплексу, приводится с наибольшей полнотой, включая фактический материал по входящим в его состав юрским отложениям, а также аргументы в пользу его океанической природы.

Ниже изложены сведения, полученные, в основном, А.Н. Филипповым, о строении комплекса, возрасте, литолого-генетических особенностях и вещественном составе слагающих его пород, а также представления об обстановках их формирования.

СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ

Комплекс детально изучен на центральном участке - в бассейне р. Манома. Исследования юрской части разреза юго-западного фланга [196] и нижнемеловой - северо-восточного [74, 142, 145, 337] использованы как дополнительный материал, помогающий выяснить его фациальные особенности.

В бассейне р. Манома вулканогенно-кремнистый комплекс слагает тектонический клин северо-восточного простирания. По Центрально-Сихотэ-Алинскому разлому он граничит с вулканогенно-осадочными образованиями Самаркинского террейна - средне-позднеюрской - раннемеловой аккреционной призмы южного и центрального Сихотэ-Алиня, а на северо-западе и юго-востоке, соответственно, с альб-сеноманскими (?) и берриас (?) - валанжинскими терригенными отложениями (рис. 79). Значительная часть вулканогенно-кремнистого комплекса закрыта кайнозойскими вулканитами. Его строение в этом районе реставрировано по двум разрезам: на правом берегу р. Манома ниже устья руч. Мал. Холми и в карьере на лесовозной дороге пос. Лидога - р. Анюй.

Нижняя часть комплекса изучена по обнажениям правого берега р. Манома (рис. 80 А и 81), где условия залегания пород, их литологические особенности и радиояриевые возрастные датировки (табл. 4) позволяют реставрировать следующую последовательность:

1. Яшмы темно-коричневые грубоплитчатые (5-12 см) с геттанг-плинсбахским (проба М39), плинсбахским (М40, М41) и плинсбах-тоарским (М38, М36, М32) комплексами радиоярий. Взаимоотношение яшм с базальтами слоя 2 не установлено 18 м
2. Базальты серые миндалекаменные около 2 м
3. Яшмы коричневые грубоплитчатые (7-12 см). Внизу 3 м - кремнекласитовые мелкообломочные брекчии. В средней - части плинсбах-тоарский комплекс радиоярий (проба М18) 22 м
4. Диабазы, базальтовые порфириды и кластолавы с обломками яшм. Взаимоотношение с вышележащими слоями не установлено 22 м
5. Яшмы глинистые коричневые, тонкоплитчатые (1-3 см), слоистые 3 м
6. Яшмы красные грубоплитчатые (7-12 см) с ааленским комплексом радиоярий (проба М44) 30 м
7. Яшмы красно-коричневые плитчатые (2-4 см), слоистые с аален-байосским комплексом радиоярий (проба М4). Взаимоотношение яшм с выше- и нижележащими слоями не установлено 4 м
8. Яшмы коричневые плитчатые (5-7 см), слоистые, в пробе М33 средне-позднебайосский комплекс радиоярий 5 м

Возраст рассмотренного фрагмента по определениям радиоярий, выполненным И.М. Поповой и П. Баумгартнером [321, 322], геттанг-плинсбах - байос. Стратиграфическое положение других вулканогенных и кремнистых пород этого разреза определено условно. Кремнистые ламиниты, обнажающиеся около устья руч. Мал. Холми (слой 13), индентичны таким же породам в карьере вдоль дороги пос. Лидога - р. Анюй, в которых обнаружены баррем-аптские радиоярии (см. ниже). Массивные и плитчатые красные яшмы и ассоциирующиеся с ними



Рис. 79. Геологическая карта участка р. Манома. **Условные обозначения:** 1 и 2 - вулканы: 1 - кайнозойские, 2 - позднемеловые; 3 и 4 - терригенные отложения: 3 - альб-сеноманские (?), 4 - берриас (?)-валанжинские; 5 - юрско-раннемеловые образования вулканогенно-кремнистого комплекса; 6 - вулканогенно-осадочные образования Самаркинского террейна; 7 - граниты; 8 - Центральный Сихотэ-Алинский разлом; 9 - изученные разрезы: А - правый берег р. Манома, Б - карьер вдоль дороги пос. Лидога - р. Ануей

Таблица 4

Юрские радиолярии разреза правого берега р. Манома

Радиолярии	Пробы									
	M39	M40	M41	M38	M33	M36	M18	M44	M4	M32
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>Acaeniotylopsis variatus</i> (Ozoldova)					*					
<i>A. variatus triacanthus</i> (Kito & De Wever)									*	
<i>Acaeniotyle</i> (?) sp. A	*									
<i>A. (?)</i> sp. B	*									
<i>A. (?)</i> sp. C	*				*					
<i>Bagotum erraticum</i> Pessagno & Whalen				aff						aff
<i>B. modestum</i> Pessagno & Whalen	*									
<i>B. sp.</i>	*									
<i>B. (?)</i> sp.	*									
<i>Bipedis calvabovis</i> De Wever		aff	aff							
<i>B. (?)</i> sp.	*									
<i>Canoptum artum</i> Yeh										
<i>C. merum</i> Pessagno & Whalen			*				cf			
<i>C. sp. A</i>						*				
<i>C. sp. B</i>						*				
<i>C. (?)</i> sp. C	*					*				
<i>C. sp. D</i>						*				
<i>C. sp. E</i>	*									
<i>C. sp.</i>	*									
<i>Canutus rockfishensis</i> Pessagno & Whalen	aff									
<i>Crucella</i> (?) sp.		*								
<i>Eucyrtidiellum quinquatum</i> Takemura				*				cf		
<i>E. (?)</i> sp.								*		
<i>Farcus</i> sp. B										*
<i>Hexastylus</i> sp.									*	
<i>Higumastra</i> sp.						cf				
<i>Homoeoparonaella argolidensis</i>						cf		cf		
<i>Baumgartner</i>										
<i>H. gigantea</i> Baumgartner								aff		
<i>H. sp. A</i>	*									

	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>H. (?) sp.</i>									*	
<i>Hsuum matsukoi</i> Isozaki & Matsuda				cf			cf		*	cf
<i>H. probosus</i> Pessagno & Whalen	*			*						
<i>H. sp. A</i>										
<i>H. sp. B</i>		*								
<i>H. (?) sp. A</i>			*							
<i>H. (?) sp. B</i>										
<i>Jacus isa</i> De Wever	cf									
<i>J. wakitai</i> Takemura	*									
<i>Katroma biconus</i> De Wever	cf									cf
<i>K. clara</i> Yeh				aff						aff
<i>K. sp. A</i> Yeh				*						*
<i>K. sp. B</i>			*							
<i>K. (?) sp. A</i>			*							*
<i>K. (?) sp. B</i>										
<i>Linaresia chrafatensis</i> El Kadiri					*				*	
<i>Nassellaria</i> gen. et sp. indet 5		*								
<i>N. gen. et sp. indet 6</i>		*								
<i>Orbiculiforma</i> sp.								*		*
<i>Palinandromeda sognoensis</i> Baum.								cf		
<i>Pantanellium (?) sp.</i>	*									
<i>Paracanoptum anulatum</i> Pessagno & Poison		cf						aff	*	
<i>Parahsuum grande</i> Hori & Yao										
<i>P. (?) hinocosta</i> Baumgartner & De Wever										aff
<i>P. izeense</i> Pessagno et Whalen						cf				
<i>P. longiconicum</i> Sashida										
<i>P. oficeremce</i> (Pessagno et Whalen)	cf			*			cf	*		
<i>P. ovale</i> Hori & Yao										*
<i>P. simplum</i> Yao						cf				*
<i>P. sp. A</i>										*
<i>P. sp. B</i>						*				*
<i>P. sp. C</i>										*
<i>P. (?) sp.</i>									*	
<i>Paronaella tripla</i> De Wever							cf			*
<i>P. (?) sp. A</i>							*			*
<i>P. (?) sp. B</i>		*								*
<i>P. (?) sp. C</i>										*
<i>P. (?) sp. D</i>	*									*
<i>Podocapsa foremanae</i> Yang	aff									*
<i>P. (?) sp.</i>										*
<i>Poulpus</i> sp. A				*						
<i>P. (?) sp.</i>										cf
<i>Praeconocaryomma mamillaria</i> (Rust)									*	
<i>P. sp. B</i>									*	
<i>Protopsium posinos</i> Pessagno & Poison			aff						*	
<i>Pseudocrucella (?) sp.</i>		*							*	
<i>Pseudoecyrtis</i> sp. A		*								
<i>P. sp. B</i>		*								
<i>P. (?) sp. C</i>			*							
<i>P. sp. D</i>				*						
<i>P. (?) sp.</i>		*								
<i>Quarticella conica</i> Takemura										aff
<i>Saitoum keki</i> De Wever	cf									
<i>S. (?) sp.</i>		*								*
<i>Saturlinadae</i> gen. et sp. indet										
<i>Sethocapsa (?) sp.</i> Aita				*		*				
<i>Spumellaria</i> gen. et sp. indet C					*					
<i>S. convexa</i> Yao						aff				
<i>S. sp.</i>		*								
<i>Syringocapsa batodes</i> De Wever	*	*		aff						
<i>S. (?) sp. A</i>		*		*						
<i>S. (?) sp.</i>		*								
<i>Transhsuum brevicostatum</i> Ozvoldova						*				
<i>T. fuschsi</i> Grill & Kozur						*				
<i>T. hisuikyoense</i> (Isozaki & Matsuda)									*	*
<i>Tricolocapsa</i> sp.				*						
<i>Tripocyclia trigonum</i> Rust										
<i>T. (?) sp.</i>								*	*	
<i>Triversus (?) sp.</i>							*	*	*	
<i>Unuma (?) sp.</i>								*	*	
<i>Zartus (?) sp.</i>		*								

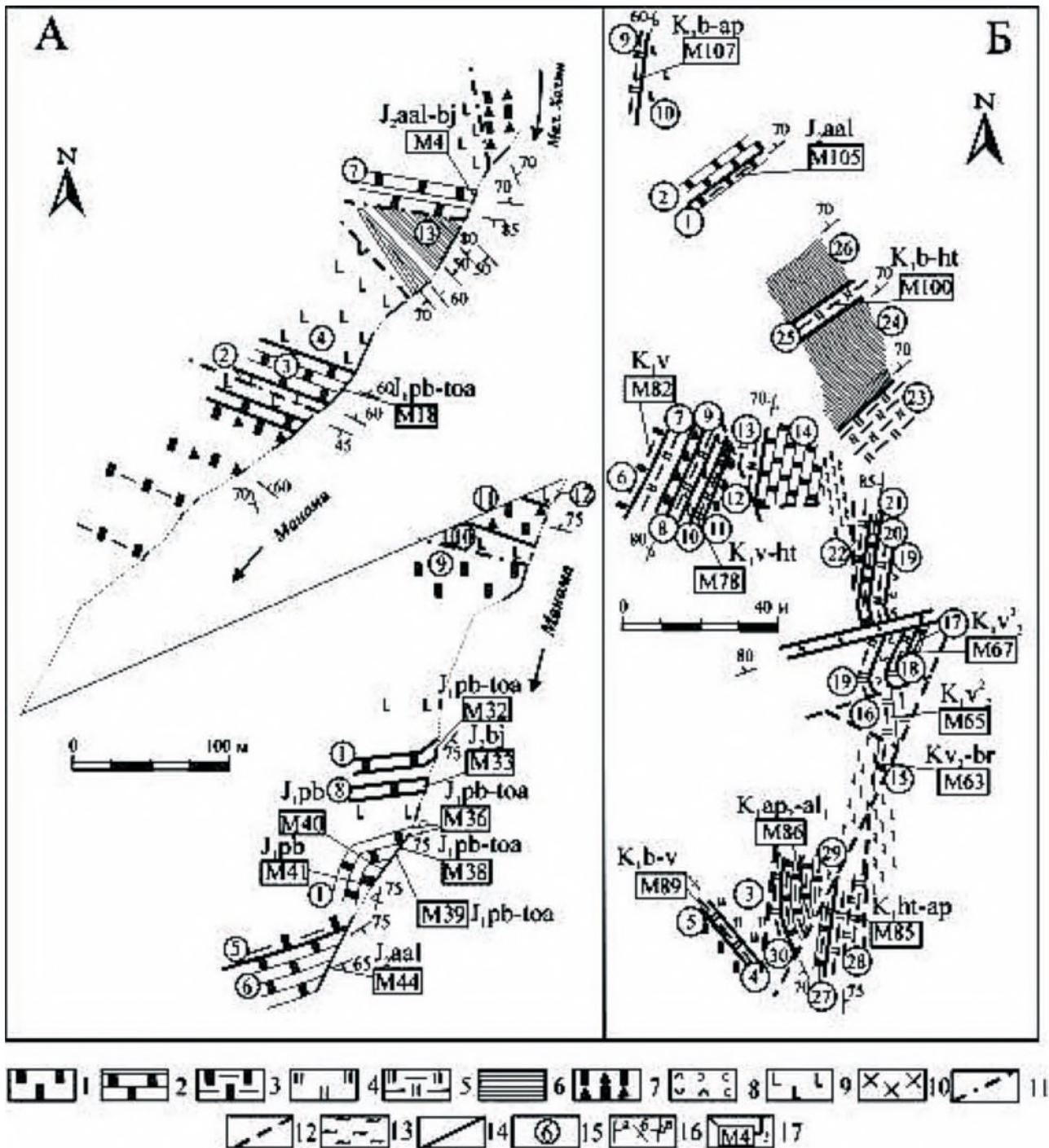


Рис. 80. Строение вулканогенно-кремнистого комплекса. А - на правом берегу р. Манома, Б - в карьере вдоль дороги пос. Лидога - р. Анной. **Условные обозначения:** 1-3 - яшмы: 1 - массивные, 2 - плитчатые, 3 - глинистые; 4 - массивные кремни; 5 - кремнистые аргиллиты; 6 - кремнистые ламиниты; 7 - кремнекlastитовые брекчии; 8 - кремнистые туффиты; 9 - основные вулканы; 10 - диоритовые порфириды; 11-12 - разломы: 11 - предполагаемые, 12 - установленные; 13 - зоны расщепления и меланжа; 14 - границы слоев; 15 - номера слоев; 16 - элементы залегания: а - нормальные, б - вертикальные, в - опрокинутые; 17 - места отбора проб, их номер и возраст

мелкообломочные кремнекlastитовые брекчии и основные эффузивы (слои 9-12) по литологическим признакам отличаются от охарактеризованных ниже-среднеюрских и рассматриваемых выше нижнемеловых пород. Поэтому, вероятно, они средне-позднеюрские. Разрез их следующий:

- 9. Яшмы темно-красные, массивные 10 м
- 10. Диабазы массивные, зеленовато-серые 10 м
- 11. Брекчии мелкообломочные кремнекlastитовые 15 м
- 12. Диабазы трещиноватые, участками сильно раздробленные 5 м

Верхняя часть комплекса обнажена в карьере вдоль дороги пос. Лидога - р. Анной (рис. 80 Б и 81). Его структура здесь из-за многочисленных срывов весьма сложная, но радиоларии хорошей сохранности, выделенные в

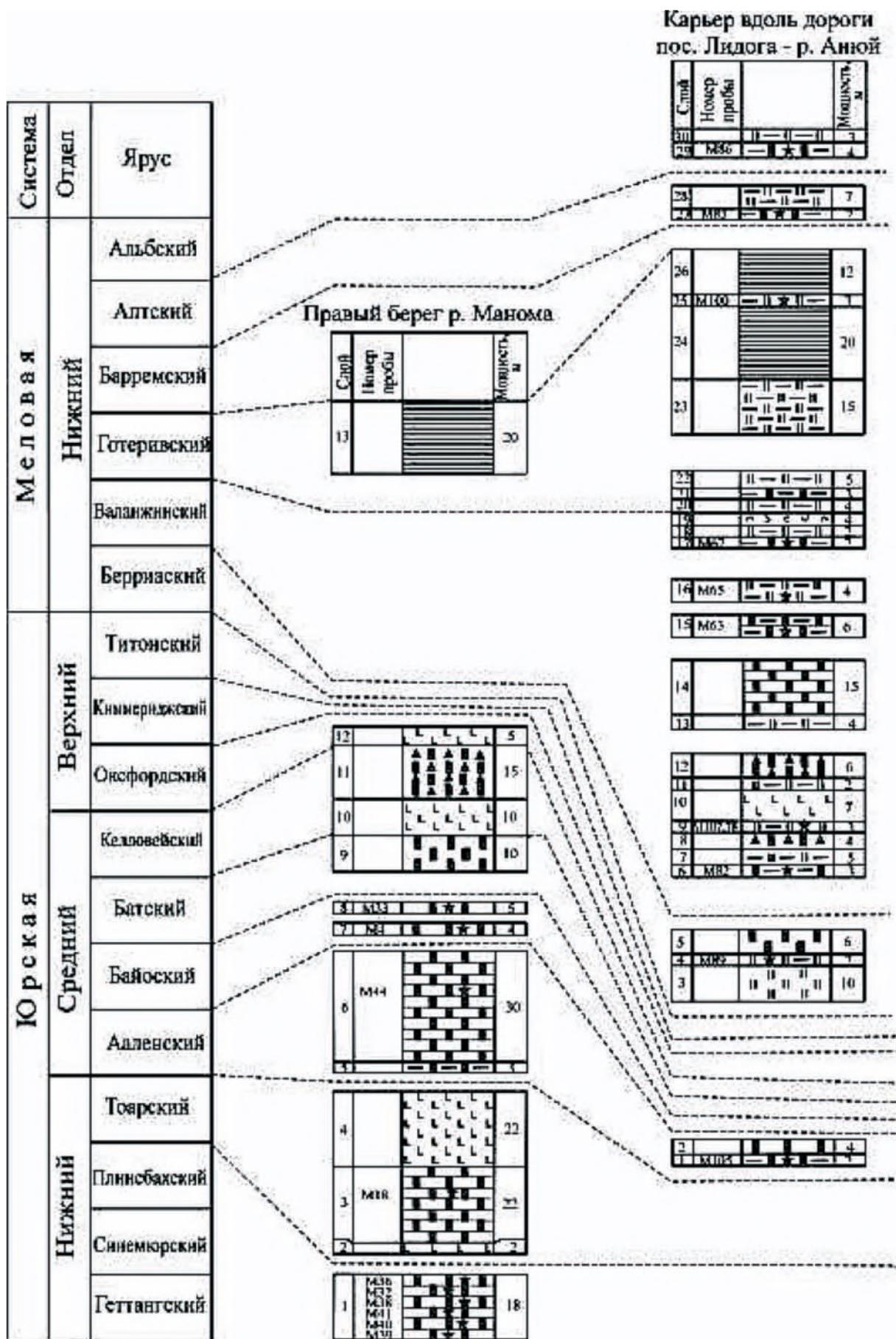


Рис. 81. Корреляция разрезов вулканогенно-кремнистого комплекса на участке р. Манома. Условные обозначения на рис. 80. Черные звездочки - положение проб с радиолариями

девяти пробах (табл. 5, рис. 82), позволяют реконструировать следующую последовательность.

Самые древние слои в ней - темно-коричневые глинистые и красно-коричневые грубоплитчатые яшмы слоев 1 и 2. В них найдены ааленские радиолярии (проба M105), и они сопоставляются со слоем 6 правого берега р. Манома. Выше залегают:

Верхняя часть комплекса обнажена в карьере вдоль дороги пос. Лидога - р. Анной (рис. 80 Б и 81). Его структура здесь из-за многочисленных срывов весьма сложная, но радиолярии хорошей сохранности, выделенные в девяти пробах (табл. 5, рис. 82), позволяют реконструировать следующую последовательность.

Самые древние слои в ней - темно-коричневые глинистые и красно-коричневые грубоплитчатые яшмы слоев 1 и 2. В них найдены ааленские радиолярии (проба M105), и они сопоставляются со слоем 6 правого берега р. Манома. Выше залегают:

3. Яшмы коричневые глинистые, известковистые, слоистые с киммеридж-титонским комплексом радиолярий (проба M63) 6 м
4. Яшмы темно-красные глинистые, слоистые с титон-берриасскими радиоляриями (проба M67). Взаимоотношение со слоем 3 не установлено 2 м
5. Аргиллиты кремнистые коричневые с редкими мелкими овальными включениями зеленовато-серых кремнистых туффилов 2 м
6. Туффилов кремнистые зеленовато-серые массивные 4 м
7. Аргиллиты кремнистые как в слое 5 4 м
8. Яшмы темно-красные глинистые с редкими тонкими линзами зеленовато-серых кремней 3 м
9. Аргиллиты кремнистые темно-коричневые массивные 5 м

Разрывное нарушение

10. Яшмы светло-красные разноплитчатые с толщиной плиток от 2-4 до 10 см. Прослой 0,5-20 см темно-коричневых кремнистых аргиллитов 15 м
11. Аргиллиты кремнистые темно-коричневые, массивные 4 м

Разрывное нарушение

12. Брекчии кремнекласитовые мелкообломочные и массивные брекчированные кремни 6 м
 13. Аргиллиты кремнистые темно-коричневые массивные 2 м
 14. Диабазы массивные до 7 м
 15. Аргиллиты кремнистые коричневые с валанжин-готеривскими радиоляриями (пробы M65, 107) 3 м
 16. Брекчии кремнекласитовые мелкообломочные 4 м
 17. Аргиллиты кремнистые темно-коричневые массивные 5 м
 18. Яшмы глинистые с валанжин-аптским комплексом радиолярий (проба M82) 3 м
 19. Аргиллиты кремнистые темно-коричневые. Взаимоотношение со слоем 18 не установлено 15 м
 20. Кремнистые ламиниты - чередование слойков (до 1-7 мм) светло-серых кремней и красно-коричневых железисто-кремнистых пород 20 м
 21. Аргиллиты кремнистые темно-коричневые с тонкими линзами красных яшм. В пробе M100 позднебарремский-раннеаптский комплекс радиолярий 3 м
 22. Кремнистые ламиниты как в слое 20 12 м
 23. Кремни светло-серые массивные перекристаллизованные, кверху постепенно переходящие в темно-красные яшмы. Взаимоотношение со слоем 22 не установлено 10 м
 24. Аргиллиты кремнистые темно-коричневые с линзовидными прослоями 3-7 см красных яшм. В пробе M89 позднебарремско-раннеаптский комплекс радиолярий 2 м
 25. Яшмы темно-красные массивные 6 м
- Разрывное нарушение.
26. Яшмы глинистые темно-красные массивные с редкими линзами 2-10 см красных яшм. В пробах M85, 86 из яшм позднеаптско-раннеальбский комплекс радиолярий 4 м
 27. Аргиллиты кремнистые темно-коричневые с линзой 5-7 см зеленовато-серых туффилов 7 м

Таблица 5

Юрские и меловые радиолярии из карьера вдоль дороги пос. Лидога - р. Анной

Радиолярии	Пробы										
	M105	M63	M67	M65	M107	M82	M89	M100	M85	M86	
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
<i>Acaeniotyle diaphragona</i> Foreman						cf					
<i>Alievium regulare</i> Wu & Li									*	*	
<i>Amphipyndax</i> (?) sp.								*			
<i>Archaeocenosphaera nodulosa</i> Pessagno		*	*	*	*			*	*	*	
<i>Archaeodictyomitra apiarum</i> Rust		*	*	*	*	*	*	*	*	*	
<i>A. excellens</i> Tan						*	*	*			
<i>A. sp. A</i>								*			

	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>Archicapsa (?) sp</i>							*		*	
<i>Cinguloturris cylindrica</i> Kemkin & Rudenko							*		*	
<i>C. (?) sp.</i>									*	
<i>Cryptamphorella conara</i> (Foreman)									*	
<i>C. sphaerica</i> (White)									*	cf
<i>D. (?) sp. A</i>							*		*	
<i>D. sp. B</i>							*		*	
<i>D. (?) sp. C</i>							*		*	
<i>Emiluvia hopsoni</i> Pessagno						cf				
<i>E. (?) sp. A</i>		*								
<i>E. (?) sp. B</i>		*								
<i>Eucyrtidiellum quinquatum</i> Takemura	*									
<i>E. sp.</i>			*							
<i>Holocryptocanium barbui</i> Dumitrica							*			
<i>Hemicryptocapsa capita</i> Tan				*						
<i>Homoeoparonaella sp.</i>	*									
<i>Hsuum (?) sp.</i>							*			
<i>Mictyoditra sp.</i>							*			
<i>Mirifusus dinae minor</i> Baumgartner									*	
<i>Nassellaria gen. et sp. indet 2</i>									*	
<i>Neorelumbra buwaydanensis</i> Kiessling				aff						
<i>N. tippitae</i> Kiessling							aff			
<i>Palinandromeda sognoensis</i> Baumgartner	cf									
<i>Pantanellium squinaboli</i> Tan								*		
<i>Pantaneliidae gen. et sp. indet</i>		*								
<i>Parahsuum cruciferum</i> Takemura	aff									
<i>P. grande</i> Hori & Yao	*									
<i>Parapodocapsa furcata</i> Steiger						*				
<i>Paronaella tubulata</i> Steiger		aff					*	*		
<i>Parvingula boesii</i> Parona					*	aff	*	*		
<i>P. cosmoconica</i> Foreman								cf		
<i>P. mashitaensis</i> Mizutani									aff	
<i>P. usotaensis</i> Tumanda				cf						
<i>P. (?) sp. B</i>							*			
<i>Podobursa triacantha</i> (Fischli)							aff			
<i>P. sp.</i>								*		
<i>Praecaneta mimetica</i> Dumitrica		*		*						
<i>Praeconocaryomma sp. A</i>	*			*				*		
<i>Pseudodictyomitra carpatica</i> Lozyniak				*			*			
<i>P. nuda</i> Schaaf				*			cf			
<i>P. primitiva</i> Matsuoka & Yao		aff								
<i>P. (?) sp.</i>									*	
<i>Pseudoxitus bonus</i> Wu			*	*					*	
<i>Sethocapsa kaminogoensis</i> Aita			*				aff			aff
<i>S. simplex</i> Taketani							aff			
<i>Sethocapsa utrculus</i> (Parona)			*					*		
<i>S. zweilii</i> Jud								*	*	
<i>Sethocapsa (?) sp.</i>									*	
<i>Siphocampium davidi</i> Schaaf				aff			aff	*		
<i>S. (?) sp.</i>								*		
<i>Stichocapsa pulchella</i> (Rust)				*		*				
<i>Stichomitra communis</i> Squinaboil		*								
<i>S. doliolum</i> Aita			*			*				
<i>Thanarla conica</i> (Aliev)						*				
<i>T. pulchra</i> Squinaboi		aff								
<i>T. sp.</i>		*								
<i>T. (?) sp.</i>		*								
<i>Tricolocapsa rusti</i> Tan		*								
<i>T. simolex</i> Tan		*							*	
<i>Tripocyclia brooksi</i> Pessagno, Six & Yang	cf								*	
<i>Wrangellium depressum</i> Baumgartner		*							*	
<i>W. puga</i> Schaaf		*							*	
<i>W. sp.</i>		*							*	
<i>Xitus gifuensis</i> Mizutani			aff						*	*
<i>X. spicularius</i> Aliev				*		*			*	*
<i>Xitidae gen. et sp. indet A</i>				*					*	*

Возраст отложений в этом фрагменте от киммеридж-титона до позднего апта-раннего альба, а всего вулканогенно-кремнистого комплекса на участке р. Манома - от ранней юры до раннего альба включительно. Его общая мощность около 300 м. Бат-оксфордский интервал радиоляриями не охарактеризован, но вряд ли в это время осадконакопление прерывалось, так как на юго-западном и северо-восточном участках известны отложения такого возраста.

В бассейне рек 2-я и 3-я Седьмая на юго-западном участке сургучные и коричневые яшмы и их глинистые разности, аналогичные вышеописанным, неравномерно чередуются с основными вулканитами и содержат пласты 20-65 м пелитоморфных и органогенных известняков (рис. 83). Радиолярии, изученные в шлифах кремнистых пород, датируют этот разрез интервалом от келловея до титона [195]. Кроме того, в известняках обнаружены юрские синзеленые водоросли *Cayexia piae* Frollo, *Cyanophyta* и фораминиферы верхов средней (?) - верхней юры: *Marsonella sp.*, *Pseudocyclamina? sp.*, *Ammobaculites sp.*, *Agathammina sp.*, *Gandryina* [А.Ф. Атрашенко и др., 1989 г.]. В то же время Ф.Р. Лихт [132] сообщает о находке в известняках этого участка (г. Известковая) среднекаменноугольных фораминифер. Смещение разновозрастной фауны уже отмечалось в известняковых телах

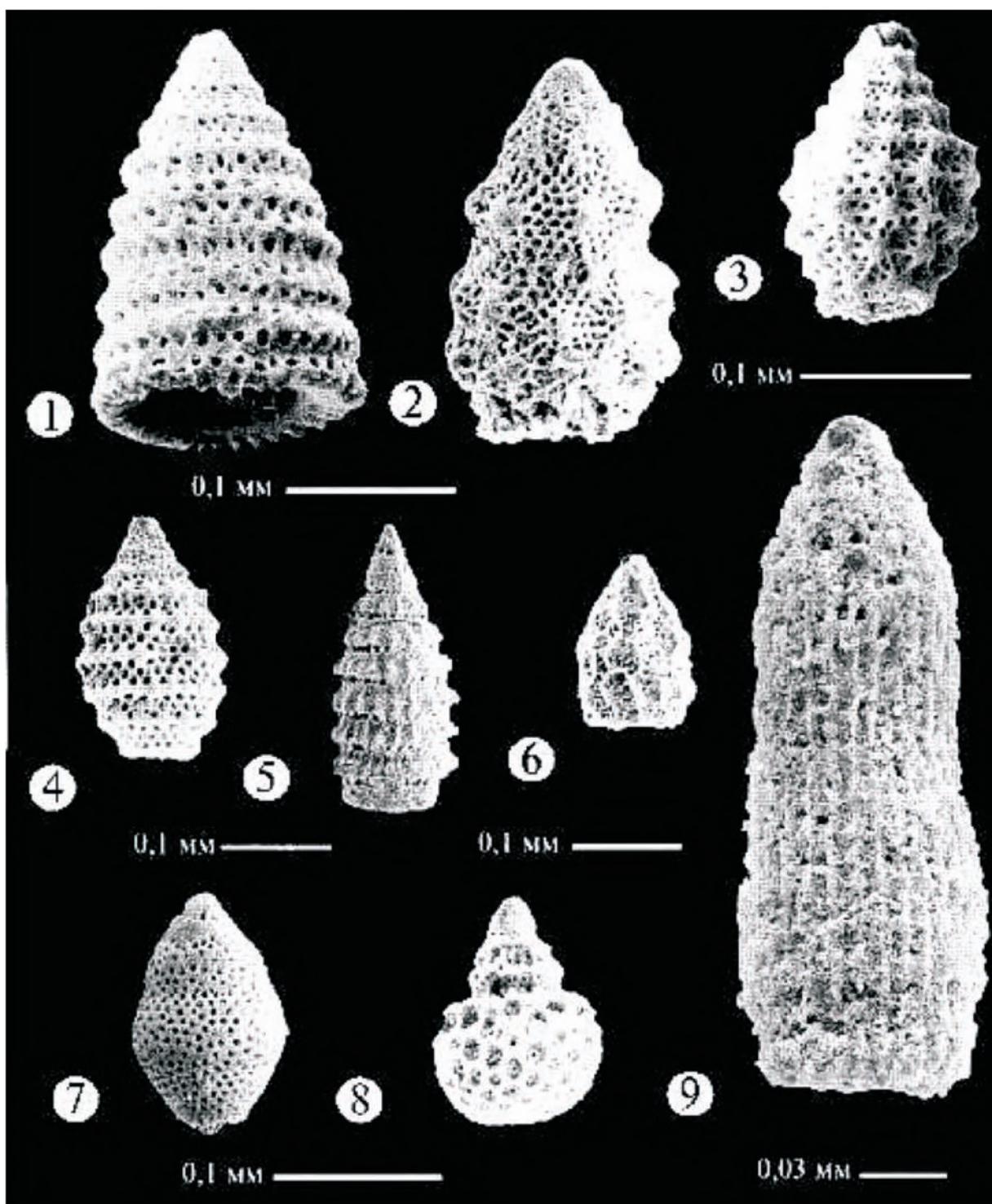


Рис. 82. Меловые радиоларии из кремнисто-глинистых пород карьера вдоль дороги пос. Лидога - р. Анюй. 1 - *Praecaneta mimetica* Dumitrica (Обр. M67), 2 - *Xitidae* gen. sp. indet (Обр. M65), 3 - *Parvicingula* cf. *usotaensis* Tumanda (Обр. M65), 4 - *Parvicingula* aff. *mashitaensis* Mizutani (Обр. M85), 5 - *Pseudodictyomitra carpatica* Loznyiak (Обр. M100), 6 - *Neorelumbra* aff. *buwaydaensis* Kiessling (Обр. M65), 7 - *Stichocapsa* aff. *robusta* Matsuoka (Обр. M50), 8 - *Sethocapsa uterculus* Parona (Обр. M67), 9 - *Archaeodictyomitra excellens* Tan (Обр. M82)

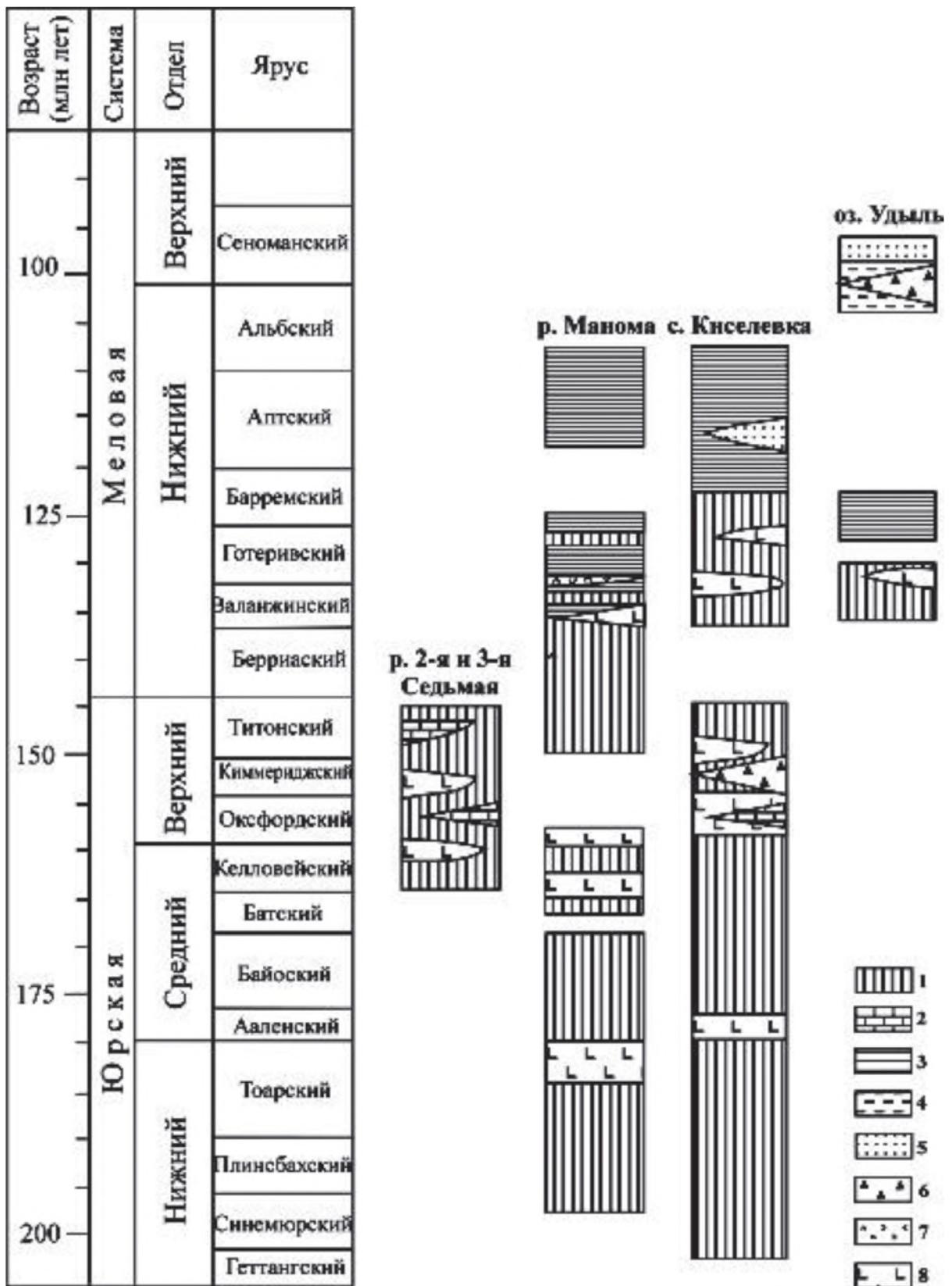


Рис. 83. Корреляция литолого-стратиграфических колонок вулканогенно-кремнистого комплекса. Условные обозначения: 1 - кремнистые породы, 2 - известняки, 3 - кремнистые аргиллиты и алевроаргиллиты, 4 - алевролиты, 5 - песчаники, 6 - грубообломочные породы и олистостромы, 7 - туффиты, 8 - основные вулканиты

Западного Сихотэ-Алиня и объяснялось разрушением в бассейне седиментации сложных, долгоживущих органических построек [225], но в данном случае, очевидно, необходимы дополнительные исследования.

Мощность средне-позднеюрской части вулканогенно-кремнистого комплекса в этом районе, оцененная по линии горных выработок, составляет 570 м, но, учитывая его сложное строение, установленное при детальном структурном исследовании на других хорошо обнаженных участках [74, 142, 337], она, очевидно, завышена.

На северо-восточном участке от с. Киселевка до оз. Удыль юрская часть вулканогенно-кремнистого комплекса более полная и разнообразнее по составу (рис 83). В районе с. Киселевка, стратотипической местности киселевской свиты, к которой ранее относился комплекс [52, 64], С.П. Кузьмин и Е.К. Шевелев [117] описали кремнистые породы мощностью около 100 м, в шлифах из которых Л.Б. Тихомирова выделила пять комплексов радиолярий от геттанга-нижнего плинсбаха до поздней юры включительно. Верхней части этого разреза соответствует толща переслаивания кремнистых и вулканогенных пород (туффилов, туфов и базальтов) с включениями известняков. Наиболее древний из обнаруженных в ней комплексов радиолярий байос-батский, а самый молодой - киммеридж-титонский. Кроме того, здесь выделена толща базальтов, их туфов, лавобрекчий, ассоциирующихся с вулканогенно-карбонатными брекчиями и вулканогенно-кремнистыми микститами, содержащими известняки. В вулканогенно-карбонатных брекчиях обнаружены раннеюрские кораллы *Anabacia sp.*, *Montlivaltia sp.*, а в кремнистых породах из кластики микститов оксфорд-киммериджские радиолярии. Из известняков этой же толще известны геттангские и синемюрские двустворчатые моллюски и гастроподы, совместно с которыми встречены аммониты и кораллы [52, 86]. По мнению С.П. Кузьмина и Е.К. Шевелева [117] нижняя часть вулканогенно-кремнистого комплекса в районе с. Киселевка накапливалась в течение всего юрского периода, и она сложена несколькими фациями: кремнистой, вулканогенно-кремнистой и вулканогенной с кремнистыми микститами. Детальный разрез этими исследователями не составлен, поэтому не ясны детали строения и расположение выделенных ими толщ.

Меловая часть комплекса на этом участке изучена значительно лучше [74, 142, 145, 337]. На левом берегу р. Амур юго-западнее с. Киселевка она представлена пакетом тектонических пластин с различной степенью дислоцированности, осложненным левым сдвигом. Пластины сложены в основном кремнистыми породами, заключающими тела вулканитов в различной позиции относительно контактов пластин. Кремнистые породы - это плитчатые яшмы, окрашенные в различные оттенки красного цвета. Глинистые яшмы, зеленоватые массивные кремни, а также мелкообломочные кремнекластитовые брекчии редки и имеют незначительную мощность. Время накопления этой толщи кремнистых пород, определенное по меловым радиоляриевым комплексам в двух верхних тектонических пластинах, - от раннего-среднего валанжина до позднего готерива-среднего баррема. Ее мощность 170 м.

Крупные тела основных вулканитов сложены базальтами, среди которых встречаются горизонты основных туфов, гиалокластитов и тонкие прослои кремней. С базальтами ассоциируют известняки, образующие в них крупные уплощенные тела до 15 м и округлые включения величиной до 1 м. Базальты приурочены к рубежу валанжина и готерива, а также встречаются в позднем готериве [40].

Оливково-серые и темно-серые кремнистые аргиллиты мощностью первые десятки метров в виде узких клиньев расположены в основании пластин и имеют альбский возраст. Возрастной интервал от наиболее молодой датировки яшм (конец готерива - середина баррема) до датировки кремнистых аргиллитов остается незаполненным. С.В. Зябрев [74, 338] полагает, что часть этого времени приходится на накопление кремней, а часть - на формирование красно-бурых кремнистых аргиллитов мощностью несколько метров, встреченных в одном обнажении. На этом уровне, очевидно, расположены и залегающие в крупной опрокинутой синформе на контакте пластин III и IV песчано-алевропелитовые, гравийно-алевропелитовые, галечно-алевропелитовые ритмы (20-200 см) и слои алевролитов. В последних найдены радиолярии верхнего баррема - нижнего апта [228]. Таким образом, в меловой части вулканогенно-кремнистого комплекса района с. Киселевка выделяются нижняя кремнистая и верхняя кремнисто-глинистая толщи.

Их фрагменты обнажены и на юго-западном побережье оз. Удыль [142, 145]. На мысе Красный в тектонической пластине с многочисленными зонами послынного расланцевания выделены ниже-средневаланжинские яшмы и кремни, ассоциирующиеся с миндалекаменными базальтами и диабазами, и кремнистые аргиллиты с прослоями глинистых кремней, в которых обнаружена готерив-барремская микрофауна (рис. 83). Мощность разреза 85-90 м. Вулканогенно-кремнистый комплекс на этом участке, очевидно, перекрыт альб-раннесеноманскими толщами олистостром и глинистых пород.

Кремнистые, кремнисто-глинистые породы и вулканиты с берриас-барремскими и баррем-альбскими радиоляриями в кремнистых аргиллитах известны и в других местах севернее и юго-западнее оз. Удыль [78].

В целом возраст вулканогенно-кремнистого комплекса с учетом находок макрофауны в известняках - ранняя юра (геттанг) - ранний мел, включая ранний альб. Низы его неизвестны, а перекрывается он альб-сеноманскими отложениями с олистостомами, глинистыми породами и турбидитами. В изученных разрезах его мощность около 500-600 м. Нижнюю часть комплекса сложены кремнистыми породами, главным образом, яшмами. Они содержат тела основных вулканитов, которые вместе с известняками и вулканогенно- и кремнеобломочными породами местами образуют пачки значительной мощности. В верхней части комплекса преобладают глинистые породы, немного обломочных пород и слоев пирокластики.

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ

В вулканогенно-кремнистом комплексе наиболее распространены **кремнистые породы**, представленные *радиоляриевыми яшмами, глинистыми радиоляриевыми яшмами*, окрашенными в различные оттенки красного цвета и, в меньшей степени, зеленовато- и темно-серыми *радиоляриевыми кремнями, мелкообломочными кремнекластитовыми брекчиями и кремнистыми ламинитами*.

Радиоляриевые яшмы плитчатые от 1-2 до 10-15 см с тонкими (доли мм - 1-2 см) слоями кремнистых аргиллитов и, реже, массивные. Они состоят из радиолярий (от 20-30% в массивных разностях пород до 80% в тонко-, среднеплитчатых) и матрикса. Внутренние полости радиолярий, как правило, выполнены сферолитами халцедона, но часто, особенно в массивных яшмах, перекристаллизованы в микрогранобластовый кварцевый агрегат. В отдельных слоях радиолярии визуальнo не обнаружены. Матрикс радиоляриевых яшм имеет мелко-, тонкокристаллическую или микрогранобластовую структуру, состоит из кварцевых и халцедоновых зерен и окрашен в красные, бурые тона пылевидным и мелкочешуйчатым гематитом. В некоторых образцах матрикс перекристаллизован с укрупнением гранобластовых зерен кварца и развитием вторичного альбита. Примесь глинистых минералов - хлорита и гидрослюда - до 10%. В яшмах меловой части разреза обычно небольшое количество мелкоалевритовой пирокластике: кристаллов кварца, плагиоклаза и зерен вулканического стекла. В плитчатых яшмах иногда развита тонкая горизонтальная и пологоволнистая слоистость, обусловленная ориентировкой радиолярий или микропрослойками гематита толщиной (доли мм).

Радиоляриевые глинистые яшмы отличаются от яшм только большим содержанием глинистых минералов, которые во фракции меньше 0,001 мм представлены гидрослюдой 94-96% и хлоритом [14]. В них чаще встречаются микрослоистые и полосчато-слоистые текстуры, благодаря с послойному распределению глинистых минералов или чередованию слоев толщиной 2-7 мм, содержащих разное количество радиолярий и минералов окисного железа. Иногда глинистые яшмы, обогащенные обломочным материалом, и радиоляриевые яшмы тонко (0,2-7 см) переслаиваются. Радиоляриевые яшмы содержат до 70-80% радиолярий, имеют резкий нижний контакт и двучленное строение. В нижней части слоев радиолярии крупные, с нечетко выраженной градационной сортировкой. Связующая масса здесь обильная, кремнисто-железистая. Верхняя их часть сложена мелкими ориентированными по слоистости радиоляриями и немного - связующей массой. Радиоляриевые яшмы постепенно переходят в глинистые, но иногда между ними выделяется зона тонкого (до 1-2 мм) их чередования. В слоях глинистых яшмах радиолярии редки, но в них, как и в других глинистых яшмах меловой части разреза, до 40% мелкоалевритовой пирокластике: кварца, плагиоклаза, пироксена, хлоритизированного вулканического стекла и кварц-альбитовых пород, образующих иногда линзовидные скопления. Некоторые радиоляриевые глинистые яшмы известковистые. В них мелкие зерна кальцита развиты в связующей массе и частично замещают радиолярии (рис. 84).

Радиоляриевые кремни распространены мало. Они зеленоватые, голубоватые или темно-серые, благодаря минералам закисного железа и марганца.

В рассмотренных литологических типах кремнистых пород радиолярии имеют порообразующее значение; следовательно, яшмы, кремни и их глинистые разности - биогенные планктонные образования. Эти осадки могут накапливаться только под толщей воды, содержащей в больших количествах радиоляриевый планктон, и в открытых частях морских бассейнов с вертикальной циркуляцией водных масс [113, 115, 183, 184]. Для их образования необходима также спокойная гидродинамика и отсутствие или минимум разбавляющих компонентов [125, 126], что характерно и для радиоляриевых яшм и кремней комплекса, где нет значимой примеси терригенного и карбонатного материала. Значит они формировались в удаленных от континента, относительно глубоководных участках морского бассейна и могут рассматриваться как *пелагические планктоногенные отложения*. Ориентированное расположение глинистых минералов и радиолярий в полосчато-слоистых глинистых радиоляриевых яшмах позволяет отнести их к *доннотечениевым образованиям*. Строение слоев радиоляриевых яшм в единичных случаях их тонкого переслаивания с глинистыми яшмами (резкий нижний контакт, градационная отсортированность, элементы *abc* текстурной последовательности А. Боума) указывает на переотложение радиолярий *низкоплотными турбидными потоками*.

Для вулканогенно-кремнистого комплекса характерны и слои *мелкообломочных кремнекластитовых брекчий* до 15 м мощностью. Это массивные породы, состоящие из плохосортированных, угловатых, нередко уплощенных, и неправильной формы с нечеткими краями обломков размером от 0,1 мм до 1,5 см (рис. 85). В их составе свыше 95 % различных кремнистых пород: радиоляриевых массивных или слоистых яшм и кремней, их глинистых разностей, зерен радиально-лучистого халцедона, железисто-кремнистых пород и кремнистых туффигов. 1-3 % составляют обломки базальтов с интерсертальной или пилотакситовой структурами основной массы и диабазов. Единичны - кварц и плагиоклаз. Обломки глинистых яшм, кремнистых туффигов, базальтов обычно неправильной формы, что свидетельствует об их накоплении в пластичном состоянии. Обломки радиоляриевых яшм и кремней - угловатые, трещиноватые с прожилками кварца и участками перекристаллизации. В некоторых слоях брекчий обломки сложены только радиоляриевыми слоистыми яшмами или кремнями. Матрикс брекчий - базальтный, кремнисто-железистый, содержит мелкоалевритовые зерна вышеописанных пород, радиолярии, их фрагменты и кварц-альбитовые новообразования.

Хаотичная структура, отсутствие сортировки и слоистости, обилие тонкозернистого матрикса позволяют

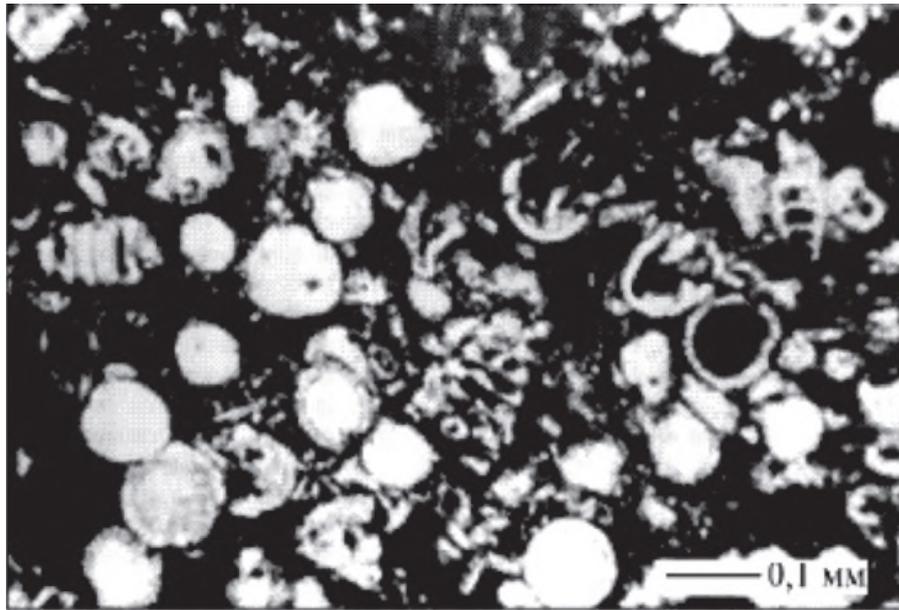


Рис. 84. Известковистая радиоляриевая глинистая яшма. Шлиф М60, николи параллельны

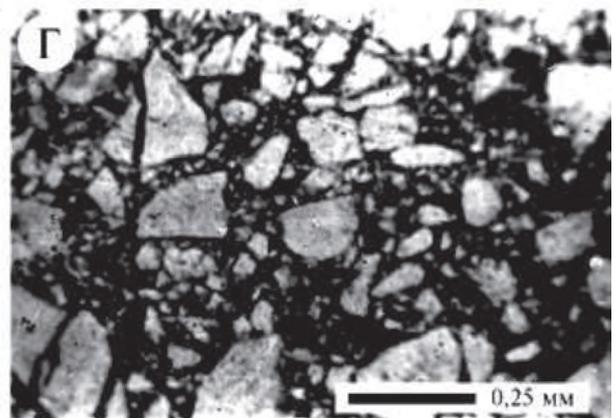
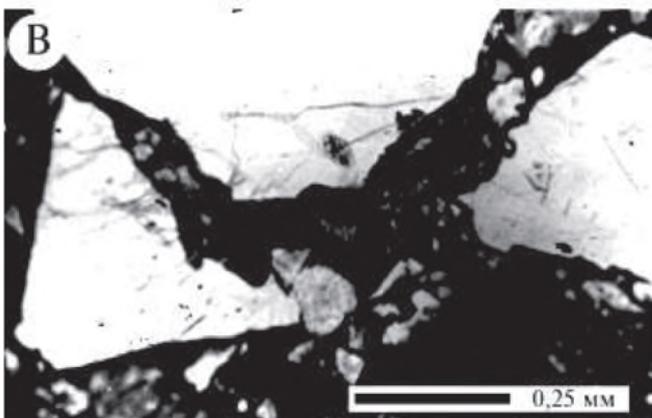
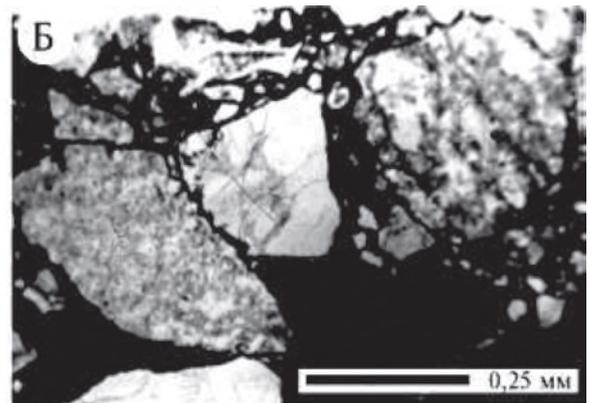
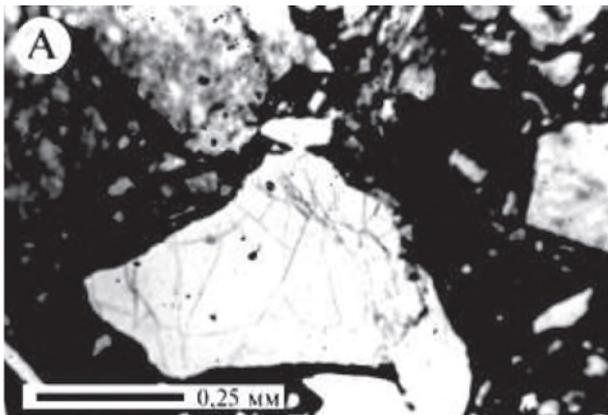


Рис. 85. Кремнекlastитовые мелкообломочные брекчии. Шлифы: А - М46б, Б - М46а, В - М1, Г - М102. Николи параллельны

считать мелкообломочные кремнекластитовые брекчии образованиями *подводных обломочных потоков* (*debris flow*) [294, 318].

На участке р. Манома среди радиоляриевых яшм залегают своеобразные по внешнему облику **кремнистые ламиниты**. Они состоят из слоев 0,3 - 5-8 мм кремней с редкими радиоляриями, разделенных более тонкими (0,02 до 1 мм) железисто-кремнистыми слоями с четким, неровным основанием (рис. 86). Их верхняя граница постепенная благодаря уменьшению количества железистого вещества. Иногда в кремнистых ламинитах выде-



Рис. 86. Кремнистый ламинит. Полированный образец М99

ляются пакеты с различным характером переслаивания: тонким до 0,5-1 мм и более грубым 2-3 мм. Эти породы идентичны тонкослоистым образованиям - *chert-laminite*, описанным среди кремнистых толщ многих складчатых областей [335] и сопоставляющимся с современными и древними *варвами*. Предполагается, что они связаны с сезонно-климатическими явлениями, в данном случае, с периодическим поступлением железистого вещества.

Основные вулканииты образуют пласты среди яшм или вместе с известняками и вулканогенно-обломочными породами слагают мощные пачки. Среди них наиболее распространены эффузивы: **базальты, диабазы**, детально описанные в меловой части разреза в окрестностях с. Киселевка [40].

Базальты слагают здесь потоки мощностью от двух до нескольких десятков метров. Часть из них содержит крупные уплощенные тела или мелкие ксенолиты до 1 м известняков, приуроченные к кровле потоков. Базальты темно-серые, темно-зеленые, вишневые, сиреневатые, афировые, тонко- и мелкокристаллические. Текстура их массивная, миндалекаменная или, во внешних частях потоков, флюидальная; встречаются и подушечные разновидности. Среди базальтов нередки горизонты **основных туфов** и маломощные прослои яшм. С базальтами также ассоциируются **гиалокластиты, кластолавы и лавобрекчии** с обломками кремнистых пород и кремнистогематитовыми прослоями. С.П. Кузьмин и Е.К. Шевелев [117] описали в толще базальтов и вулканогенно-кремнистых микститов юрской части разреза **вулканогенно-карбонатные брекчии, вулканокластические песчаники и туффиты**. Кроме того, среди яшм распространены инъецированные тела **диабазов и диабазовых порфиритов**.

Миндалекаменные и подушечные текстуры базальтовых тел, их тесная ассоциация с осадочными породами предполагает, что это продукты *подводных излияний*. Вулканическая деятельность сопровождалась также формированием небольшого количества *эффузивно-осадочных* (кластолавы, гиалокластиты, лавобрекчии) и *эксплозивно-осадочных отложений* (вулканогенно-карбонатные брекчии, вулканокластические песчаники и туффиты). Малое распространение *пирокластических образований* (туфов) в комплексе свидетельствует о низкой эксплозивности вулканических центров.

В разрезе карьера вдоль дороги п. Лидога - р. Анной среди радиоляриевых глинистых яшм и кремнистых аргиллитов залегают **кремнистые туффиты**, по составу отличающиеся от других вулканогенно-осадочных пород комплекса. Они светло-, голубовато-, зеленовато-серые и сложены микрозернистым агрегатом, хлорита, кварца и альбита, содержащим 10-60% алевритовой кластики: плагиоклаза, кварца, бурого и хлоритизированного вулканического стекла, эпидотизированных темноцветных минералов, фрагментов основной массы лав основного и среднего состава. Кремнистые туффиты содержат до 10-20% радиолярий (рис. 87). Вулканокластика в них нередко образует линзовидные скопления. Кремнистые туффиты - продукты *неплоадов* и накопились в удалении от вулканических центров с высоким коэффициентом эксплозивности.

Известняки комплекса *пелитоморные и органично-обломочные*.

Пелитоморфные известняки встречены в районе оз. Удыль и в междуречье 2-я и 3-я Седьмые. Они серые, светло-серые, массивные или грубоплитчатые и образуют среди кремнистых пород слои мощностью 8-20 м. Для них характерны диагенетические линзы и желваки известковистых кремней толщиной 2-20 см. Известняки состоят из микроагрегатов кальцита, среди которых выделяются округлые, реже конусовидные радиолярии, замещенные кальцитом. Эти породы сходны с триасовыми известняками в кремнистых толщах Центрального Сихотэ-Алиня

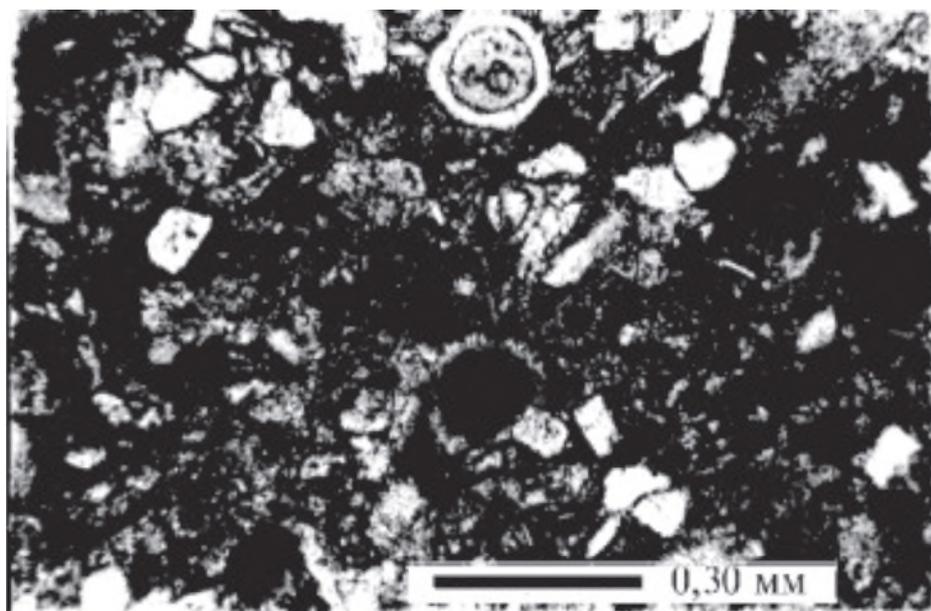


Рис. 87. Кремнистый туффит. Шлиф М87, николи параллельны

и являются планктоногенными пелагическими отложениями, накопившимися вблизи уровня карбонатной компенсации [41, 225].

Органогенно-обломочные известняки встречаются в разрезах около с. Киселевка и юго-восточнее пос. Вяземский. Они ассоциируются с основными вулканитами и часто слагают в них ксенолиты. Известняки обычно перекристаллизованы, но иногда в них сохранились остатки мелководных пелеципод, гастропод, кораллов, аммонитов [86], синезеленые водоросли и фораминиферы, что позволяет считать их *биогермно-биостромовым* образованиями.

Кремнисто-глинистые породы слагают верхнюю часть вулканогенно-кремнистого комплекса и подразделяются на два типа: 1) *красно-бурые или коричневые* и 2) *зеленовато- и темно-серые радиоляриевые кремнистые аргиллиты*. Первые тесно связаны с радиоляриевыми яшмами и их глинистыми разностями, чередуясь с ними как слои 2-7 м мощностью, а вторые в более высоких горизонтах разреза образуют пласты мощностью до первых десятков м. *Красно-бурые, коричневые радиоляриевые кремнистые аргиллиты* имеют состав, близкий с глинистыми радиоляриевыми яшмами, но содержат больше глинистого материала и 5-15% мелкоалевритовой пирокластики: угловатого кислого плагиоклаза, кварца, эпидотизированных темноцветных. *Зеленовато- и темно-серые радиоляриевые кремнистые аргиллиты* содержат углистое вещество, а кварц, полевые шпаты и слюды, очевидно, терригенные. Эти аргиллиты аналогичны кремнисто-глинистым породам верхних частей многих кремнистых комплексов, относящихся к *гемипелагическим отложениям* [15, 73, 296, 301].

Обломочных пород немного в верхней части комплекса района с. Киселевка. Это *алевролиты, песчаники и гравелиты*, которые вместе с алевроаргиллитами образуют ритмы мощностью 20-200 см с градационной сортировкой и резкой подошвой. Маломощные ритмы начинаются с песчаников, а более крупные с гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Гальки сложены кремнями и, редко, базальтами. Первичные осадочные текстуры в песчано-алевропелитовых и галечно-алевропелитовых ритмах не проявлены. С песчано-алевропелитовыми ритмами, кроме того, ассоциируются слои радиоляриевых алевролитов мощностью первые м, кластика которых представлена кремнями, яшмами, основными вулканитами и известняками. Песчано-алевропелитовые и галечно-алевропелитовые формировались По мнению С.В. Зябрева [74] ритмы представляют собой "*незрелые*" *турбидиты* [323], отложенные высокоплотными турбидными потоками в ограниченном пространстве.

В целом, в вулканогенно-кремнистом комплексе доминируют пелагические планктоногенные отложения. Они содержат вулканиты, образовавшиеся при подводных излияниях лав и взрывных процессах. Подчиненное значение имеют гемипелагические и гравитационные образования, а доннотечениевые и мелководные биогермно-битостромовые отложения редки.

СОСТАВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД

Для определения состава областей питания и выяснения палеотектонических обстановок седиментации информативны породобразующие компоненты песчаников, тяжелые минералы в осадочных породах и химический состав лав.

Породообразующие компоненты изучены в песчаниках на левом берегу р. Амур у с. Киселевка [224]. Одни песчаники, ассоциирующиеся с основными лавами и туфами, - вулканокластиты, другие - слагают нижний и средний элементы песчано-алевропелитовых и галечно-алевропелитовых ритмов вверху комплекса. Песчаники от мелкозернистых до гравийных, средне- и плохосортированные, состоят из неокатанных и полукатанных зерен и являются граувакками (рис. 88). Обломки пород в вулканокластитах - основные вулканиты различной структуры, а в песчаниках из ритмов меловой части разреза - главным образом яшмы; кремней, кремнисто-глинистых пород и аргиллитов здесь немного, а зерна базальтов редки. Такой состав породообразующих компонентов свидетельствует, что песчаники формировались из продуктов размыва осадочных и вулканогенных пород самого комплекса.

Палеогеологическая интерпретация породообразующих компонентов проведена по известной методике [260, 261] на диаграммах, выявляющих тектонические типы областей сноса (рис. 88 В). Песчаники расположены в поле орогенических областей, сложенных осадочными, частично метаморфизованными породами, как миогеосинклинальных, существенно кварцевых, так и эвгеосинклинальных (океанических) лититовых комплексов.

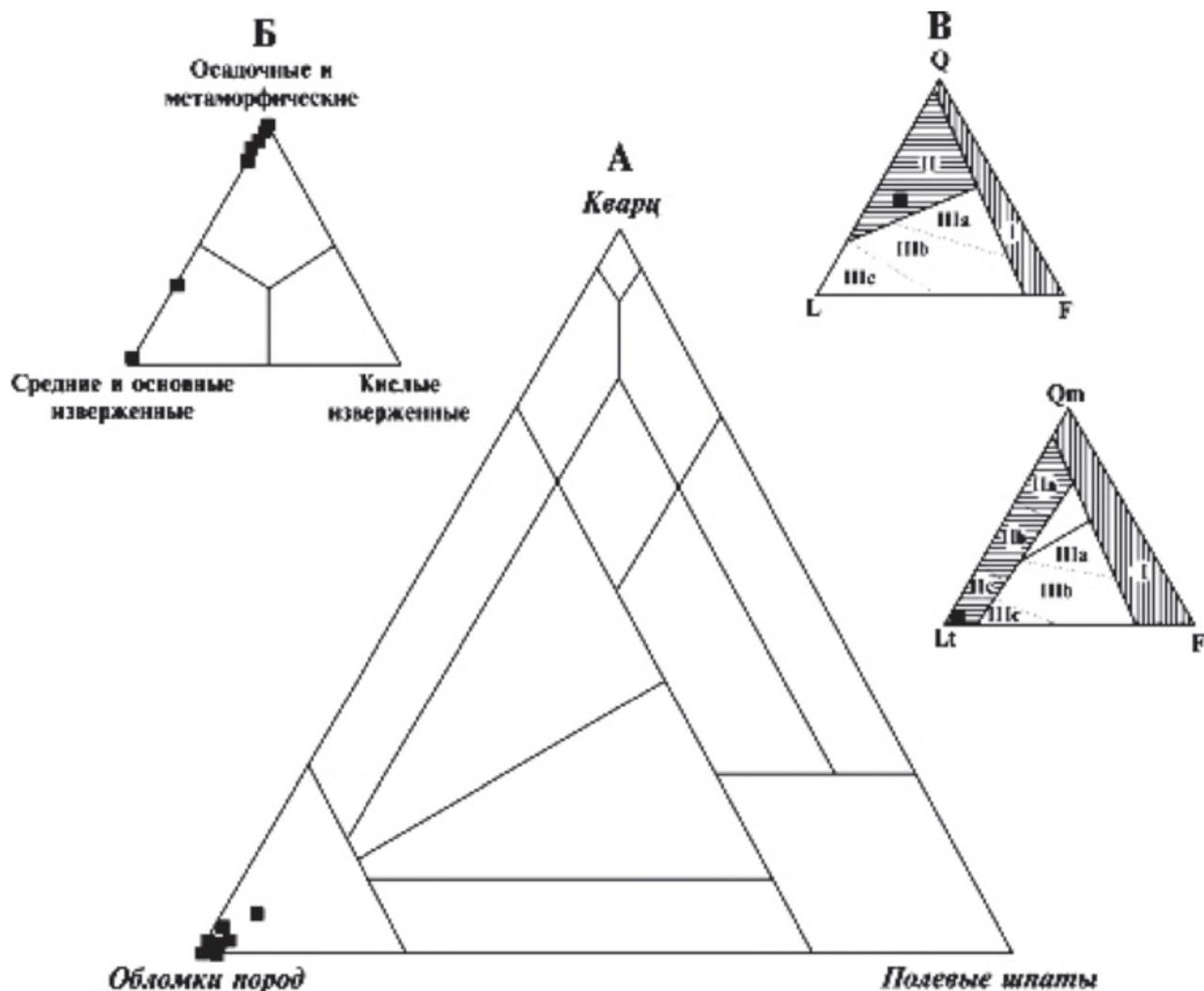


Рис. 88. Породообразующие компоненты песчаников вулканогенно-кремнистого комплекса и их палеогеодинамическая интерпретация.

А - классификационный треугольник по [243], **Б** -треугольник состава обломков пород, **В** - типы источников питания по [242]. **I** - континентальные блоки, **II** - орогенические области: **II а** - миогеосинклинальных, **II б** - переходных и **II с** - эвгеосинклинальных океанических комплексов. Белые поля - магматические дуги: **III а** -расчлененные, глубоко эродированные, **III б** - переходные, **III с** - нерасчлененные, слабо эродированные. Белое поле без индекса на диаграмме Qm-F-Lt - смешанный источник сноса. **Символы породообразующих компонентов.** Кварц: **Qm** - монокристаллический, **Q** - моно- и поликристаллический, включая микрокварциты и кремни. Обломки пород: **L** - в целом, **Lt** - за исключением микрокварцитов и кремней. **F** - полевые шпаты

сов. Эти обстановки включают зоны субдукции, коллизионные и складчато-покровные пояса. Так как обломки в меловых песчаниках представлены только пелагическими и гемипелагическими отложениями, а также внутриплитными океаническими вулканитами (см. ниже), очевидно, область питания в это время была сложена аккрецированными в результате субдукции фрагментами осадочного чехла океанической плиты.

Обломочные минералы тяжелой фракции изучены в кремнистых породах и песчаниках. В кремнистых породах доминирует пироксен-амфиболовая ассоциация (табл. 6), в которой до 99% зеленого клинопироксена, а одна проба почти целиком сложена бурым клинопироксеном. Ортопироксена и амфиболов немного; содержание амфиболов обычно выше чем ортопироксена. Амфиболы черные, реже зеленые и коричневые. Других минералов - эпидота, граната, циркона, сфена, лейкоксена, апатита и магнетита мало.

Таблица 6

Минеральный состав (%) тяжелой фракции (0,01-0,25 мм) кремнистых пород вулканогенно-кремнистого комплекса

Проба	Порода	Возраст	К-во зерен	<i>Cpx1</i>	<i>Cpx2</i>	<i>Op x</i>	<i>Am1</i>	<i>Am2</i>	<i>Ep</i>	<i>Gn</i>	<i>Zr</i>	<i>Sph</i>	<i>Lex</i>	<i>Ap</i>	<i>Mt</i>
р. Манома															
M2	Брекчия	$J_3?$	201	42,9		16,9	8,0	12,9	5,5	1,0	3,5	5,5	0,4	3,0	0,4
M4	Яшма	$J_2aal-bj$	177	32,8		20,9	4,5	26,0	1,1		3,4	7,9		0,6	2,8
M18	Яшма	$J_1pb-toa$	214	27,2		32,2	2,8	32,7			1,4				3,7
M33	Яшма	J_2bj	268	98,9				1,1							
M36	Гл. яшма	$J_1pb-toa$	120	2,5	93,3	4,2									
M43	Яшма	J_2aal	281	0,7		1,1	3,9	92,1	1,1	0,7					0,4
M57	Кр. туффит	K_1b	140	92,9	2,9		1,4				2,1				0,7
M60	Гл. яшма	J_3km-t	271	98,9		0,7									0,4
M71	Яшма	K_1ht-br	83	68,8			2,4			3,6	13,2	2,4		2,4	7,2
оз. Удыль, мыс Красный															
93213	Брекчия	K_1y	149	83,2			10,7		3,4		0,7	1,3			0,7
93214	Яшма	K_1y	48	25,0		4,2	22,9	10,4	12,5		8,3	12,5		4,2	

Примечание. *Cpx* - клинопироксен (1 - зеленый, 2 - бурый), *Op x* - ортопироксен, *Am* - амфибол (1 - зеленый и коричневый, 2 - черный), *Ep* - эпидот, *Gn* - гранат, *Zr* - циркон, *Sph* - сфен, *Lex* - лейкоксен, *Ap* - апатит, *Mt* - магнетит.

В песчаниках также преобладают обломочные минералы основных пород: пироксен, амфиболы, магнетит и ильменит [54, 225]. Их количество варьирует от 10 до 90% и связано с составом породообразующих компонентов. Например, в вулканокластических песчаниках пироксена и амфиболов всегда больше. Аксессуарные минералы кислых изверженных пород в песчаниках редки. Только в одной пробе содержание циркона (фракция 0,01-0,1 мм) больше 50%.

Различным современным тектоническим обстановкам седиментации свойственны свои ассоциации тяжелых обломочных минералов [307, 309, 310]. На диаграмме *MF-MT-GM* рис. 89 они группируются в поля, обозначающие три геодинамические обстановки. Минералы кремнистых пород комплекса и среднего состава песчаников, пересчитанного по фракции 0,01-0,25 мм без учета проб, содержащих более 90% ильменита и магнетита, соответствуют ассоциациям тяжелых минералов в осадках вулканических областей и глубоководных котловин Тихого океана и его окраинных морей. Диаграмма *Op x-Hb-Cpx* (рис. 89) показывает, что основной источник этих минералов в кремнистых породах - островодужная вулканокластическая.

Такой вывод подтверждается химическим составом клинопироксена в меловых кремнистых породах оз. Удыль (табл. 7). Клинопироксен по составу - диопсид (рис. 90), а его происхождение определяется на дискриминационных диаграммах [292], позволяющих с вероятностью более 80% различать клинопироксены базальтов и андезито-базальтов из различных геодинамических обстановок (рис. 91).

На диаграмме 1 они группируются вблизи линии, разграничивающей клинопироксены щелочных (*A*) внутриплитных (океанических островов и внутриконтинентальных) и всех других нещелочных базальтов (*T*). Формально клинопироксены относятся к щелочным базальтам, но низкие содержания титана и натрия не позволяют уверенно относить их к этой группе пород. На диаграмме *Ti+Cr-Ca*, разделяющей нещелочные базальты на базальты MORB (*D*) и известково-щелочные и толеитовые базальты окраинно-континентальных и островных дуг (*O*) наши клинопироксены островодужные. На диаграмме 3 разграничивающей островодужные клинопироксены на известково-щелочные (*C*) и толеитовые (*I*) они толеитовые.

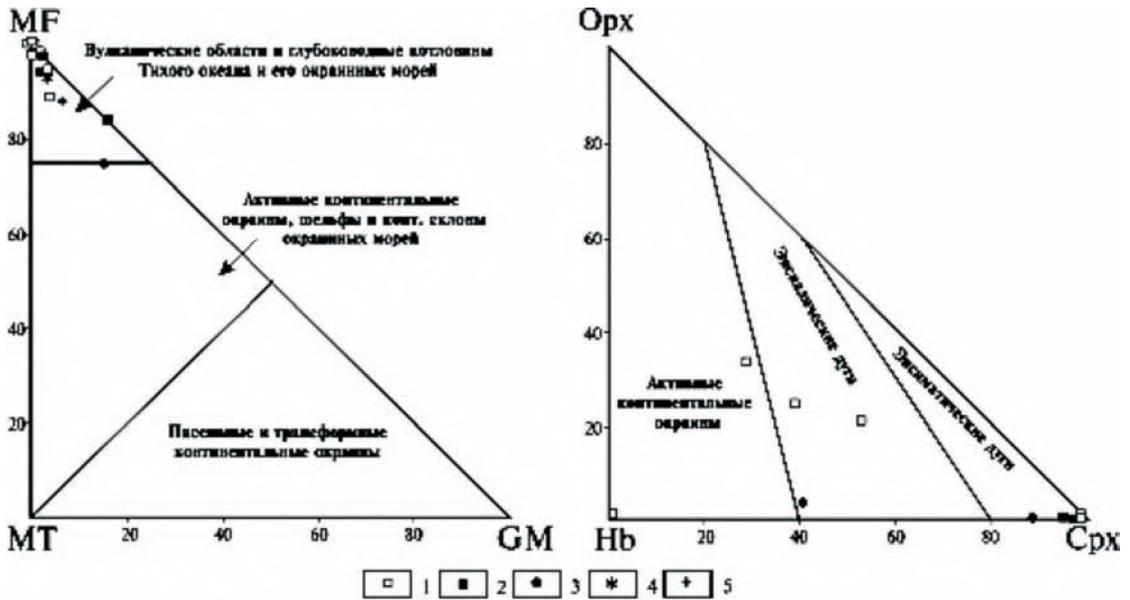


Рис. 89. Сравнение обломочных тяжелых минералов современных осадков из различных геодинамических обстановок и осадочных пород вулканогенно-кремнистого комплекса на диаграммах MF- GM-MT и Орх-Нб-Срх. MF - сумма содержаний оливина, пироксена (Орх, Срх), и буро-зеленой роговой обманки; GM - сумма содержаний циркона, турмалина; MT - сумма содержаний эпидота, граната, бледно-окрашенных и сине-зеленых амфиболов.

1-4 - тяжелые минералы кремнистых пород; 1, 2 - участка р. Манома: юрских (1) и меловых (2), 3 - меловых оз. Удыль, 4 - среднего состава; 5 - среднего состава песчаников

Таблица 7

Химический состав аксессуарного клинопироксена в кремнистых породах вулканогенно-кремнистого комплекса (весовые %)

Проба	Место отбора	Возраст	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO*	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма
93213-1	оз. Удыль, м. Красный	K ₁ v	51,67	0,31	0,26	2,86	5,77	17,08	22,07	0,16	100,18
93213-2	"	"	50,82	0,26	0,27	3,16	5,57	16,89	22,68	0,16	99,81
93213-3	"	"	52,82	0,12	0,28	1,51	4,06	17,27	23,44	0,08	99,58
93213-4	"	"	52,34	0,16	0,24	1,66	4,36	17,56	23,06	0,09	99,47
93213-5	"	"	52,44	0,16	0,69	1,79	5,02	16,52	22,97	0,13	99,72

Примечание. FeO* - общее железо анализировалось как FeO. MnO и K₂O не обнаружены. Анализы выполнены В. И. Сапиным на рентгеновском микроанализаторе JXA-5 в ДВГИ ДВО РАН.

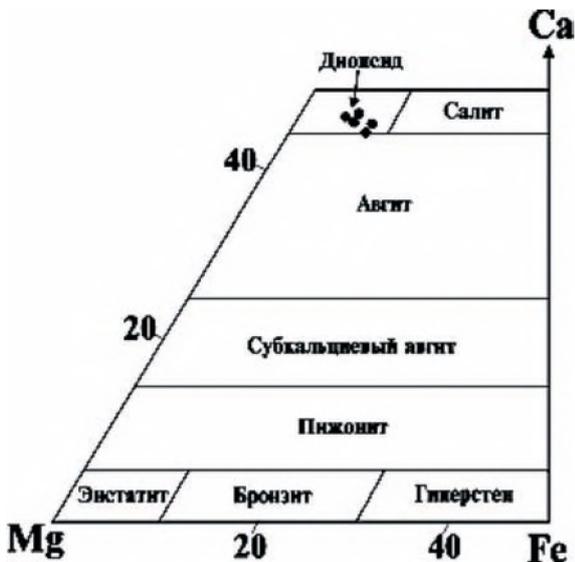


Рис. 90. Диаграмма составов пироксенов

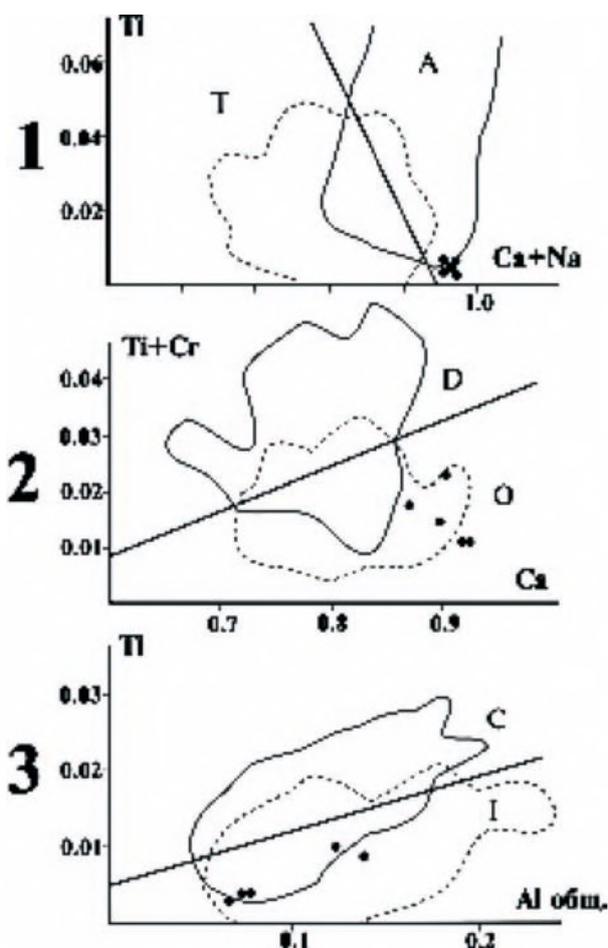


Рис. 91. Дискриминационные диаграммы для пироксенов из базальтов различных тектонических обстановок [291].

1 - для клинопироксенов из щелочных внутриплитных (А) и нещелочных базальтов (Т), 2 - для клинопироксенов нещелочных базальтов, разграничивающая базальты MORB (D) от известково-щелочных и толеитовых базальтов континентальных и островных дуг (О), 3 - для клинопироксенов известково-щелочных (С) и толеитовых базальтов континентальных и островных дуг (I). Поля составов клинопироксенов из различных базальтов показаны соответственно сплошной и пунктирной линиями. Элементы приведены в формульных единицах

Таким образом, основным источником тяжелых обломочных минералов как юрских, так и меловых кремнистых пород, формировавшихся в глубоководных участках океанического или окраинноморского бассейна, была вулканокластика островной дуги. Для аксессуарных минералов песчаников исходным материалом также были основные изверженные породы. Геодинамическая позиция этого источника кластики не ясна, но он определенно находился вне зоны значимого влияния континентальных участков суши.

Химический состав вулканитов. Петро- и геохимические особенности базальтов меловой части комплекса в районе с. Киселевка рассмотрены в работе [40]. Сравнение эти данных с результатами изучения вулканитов на других участках - р. Манома и оз. Удыль, показывает, что базальты во многом похожи (табл. 8): они субщелочные и щелочные, существенно натровые, с высокими содержаниями TiO_2 (2-3%) и общего железа.

Таблица 8

Химический состав базальтов вулканогенно-кремнистого комплекса (окислы - % массы, элементы - г/т)

Компонент	Участки										
	р. Манома					оз. Удыль		р-н с. Киселевка			
	Номера проб					Тектонические пластины					
	M13	M15	M28	M76	M110	93216	93217	I	II	III	IV
SiO_2	47,74	49,16	46,06	47,94	50,38	51,80	47,80	49,07	47,90	47,42	47,21
TiO_2	2,81	2,61	3,06	2,55	0,86	2,01	2,90	2,34	2,44	2,27	2,57
Al_2O_3	13,03	15,47	16,18	15,39	15,79	15,74	14,47	17,34	15,50	14,68	16,20
Fe_2O_3	7,30	9,49	6,75	7,30	6,68	8,53	14,67				
FeO	4,72	2,47	2,36	3,10	5,74	2,41	0,81	13,03*	11,56*	12,57*	12,78*
MnO	0,27	0,22	0,11	0,20	0,22	0,11	0,22	0,11	0,19	0,12	0,13
MgO	5,84	3,75	5,11	5,72	4,47	4,03	3,38	4,91	6,84	7,31	8,58
CaO	4,89	2,88	6,50	6,59	6,68	7,32	4,08	6,04	9,63	9,73	7,05
Na_2O	5,31	4,22	3,55	3,12	3,35	4,11	4,08	5,04	4,46	3,87	4,22
K_2O	1,67	3,87	2,44	1,28	2,17	0,17	2,13	0,89	0,72	0,77	0,07
P_2O_5	1,02	0,75	0,52	0,48	0,34	0,37	0,63	0,45	0,31	0,3	0,35
H_2O	0,45	0,59	0,28	0,84	0,45	0,50	0,97				
п.п.п.	4,83	4,53	6,91	5,04	2,68	3,15	4,46				
Сумма	99,88	100,01	99,83	99,55	99,81	100,25	100,60				
Rb	-	-	35	40	71	4	39	14	10	9	0
Sr	-	-	354	471	424	526	299	432	372	420	289
Nb	-	-	36	35	8	11	33	38	26	27	31
Y	-	-	26	19	23	36	39	17	19	19	22
Zr	-	-	314	258	62	152	251	167	150	154	183

Примечание. Прочерк - не анализировалось. Знак * означает, что $FeO = FeO + 0,9Fe_2O_3$. Анализы проб выполнены в ДВГИ ДВО РАН: окислы определены в лаборатории седиментологии "мокрым" способом В.Н. Каминской, редкоземельные элементы (*Rb, Sr, Nb, Y, Zr*) - в лаборатории рентгеновских методов и электронной микроскопии В.И. Сапину. По участку в районе с. Киселевка приведены средние химические составы базальтов вулканических потоков I, II, III и IV тектонических пластин [40].

На дискриминационных петрохимических и геохимических диаграммах, позволяющих судить о геодинамической обстановке формирования базальтов (рис. 92), они все, кроме образца М110, соответствуют океаническим базальтам. По соотношениям TiO_2-K_2O [159] базальты сопоставимы с вулканитами океанических островов и вну-

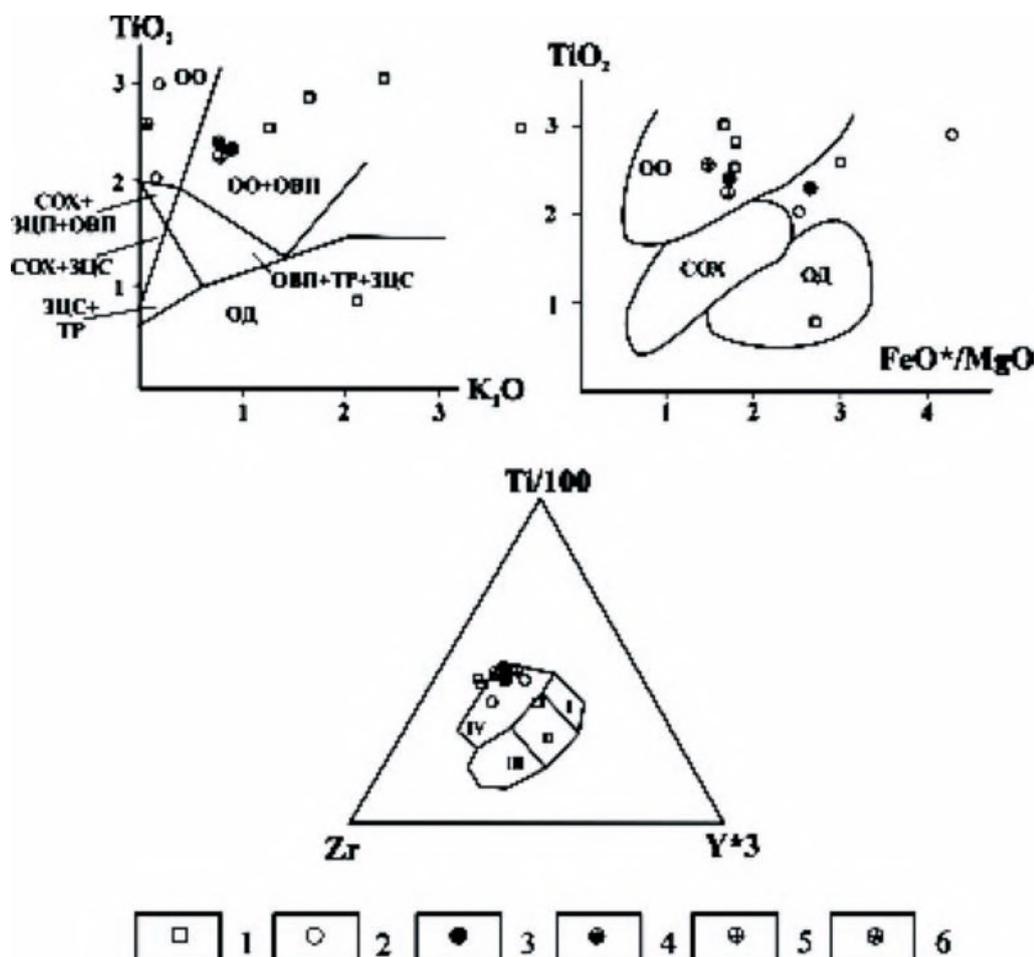


Рис. 92. Дискриминационные диаграммы для вулканитов вулканогенно-кремнистого комплекса.

Поля базальтов: **ЗЦП** - задуговых, **ОВП** - океанических внутриплитных, **ОО** - океанических островов, **СОХ** - срединноокеанических хребтов, центров спрединга, **ТР** - трансформных разломов, **ОД** - островных дуг. **I** - внутриплитных толеитов, **II** - базальтов **СОХ** и низкокальциевых толеитов, **III** - известково-щелочных и **IV** - внутриплитных базальтов. **Базальты:** **1** - р. Манома, **2** - оз. Удыль, **3-6** - средние составы вулканических потоков четырех тектонических пластин района с. Киселевка; пластины: **3** - первая, **4** - вторая, **5** - третья, **6** - четвертая

триплитных областей, по соотношению TiO_2-FeO^*/MgO [263] - с базальтами океанических островов, а по отношению $TiO_2/1000-Zr-Y^*3$ [315] - с внутриплитными базальтами.

Таким образом, вулканиты участков р. Манома и оз. Удыль аналогичны раннемеловым базальтам района с. Киселевка, для формирования которых уверенно определяется внутриплитные океанические условия [40].

ОБСТАНОВКИ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Реконструкции обстановок и истории формирования вулканогенно-кремнистого комплекса возможны с привлечением геологического материала по аналогичным отложениям в соседних районах о-ва Сахалин, Японии и при анализе их пространственных взаимоотношений с вулканогенно-осадочными образованиями смежных структур. Площадное распространение комплекса в этой части Тихоокеанской окраины Азии показано на рис. 93, а о его строении, составе и возрасте можно судить по литолого-стратиграфическим колонкам (рис. 94).

На острове Сахалин комплекс детально изучен на западе Тонино-Анивского полуострова в районе г. Юнона

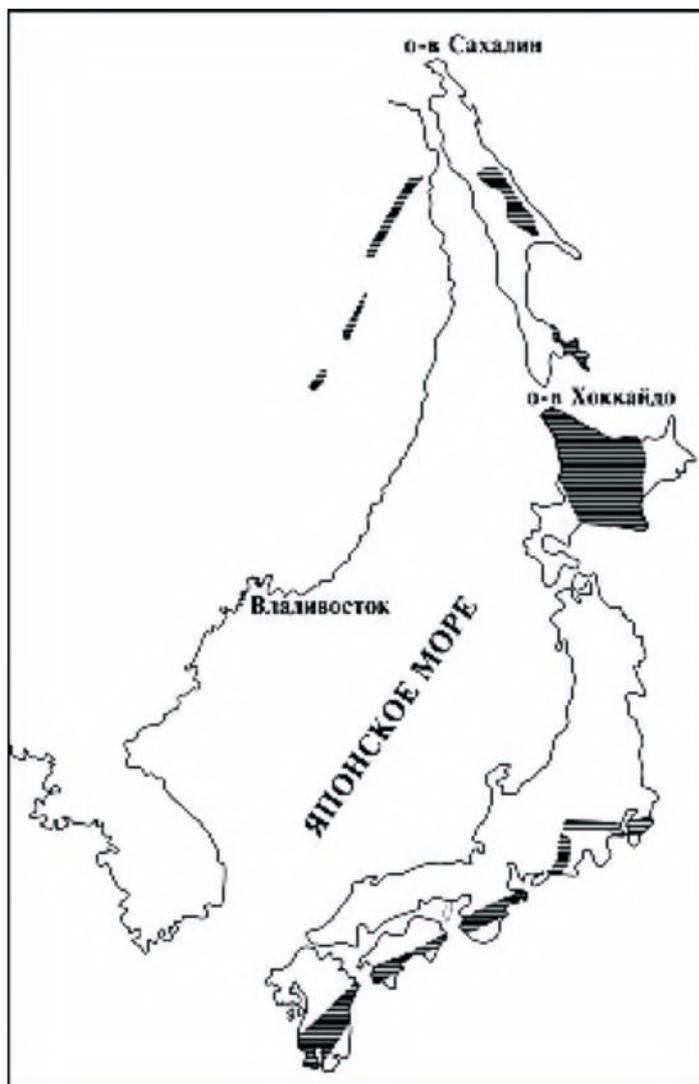


Рис. 93. Расположение вулканогенно-кремнистого комплекса (заштриховано) на восточной окраине Азии

[196]. Здесь он сложен красными и бурными радиоляриевыми яшмами с пластами основных эффузивов и известняков. Верхняя часть разреза - зеленовато-серые кремнистые алевролиты и аргиллиты с примесью вулканокластики. Возрастной диапазон комплекса - от среднего триаса до сеноманского (?) яруса позднего мела. Его мощность 435 м, причем верхняя часть разреза (кремнистые алевролиты и аргиллиты мощностью около 100 м) накопились в течение альба и сеномана (?), а собственно радиоляриевые яшмы слагают толщу мощностью 350 метров, образовавшуюся в течение 132 млн. лет - от среднего триаса до альба. Комплекс перекрыт песчаниково-алевролитовыми и олистостромовыми толщами. В центральной части о. Сахалин (Таулан-Армуданская гряда) вскрыты его средняя и верхняя части, охватывающие время от ранней-средней юры до альба-сеномана [196]. Здесь радиоляриевые яшмы содержат много эффузивов, и мощность вулканогенно-яшмового разреза достигает 750 м. Верхняя апт-сеноманская часть комплекса сложена кремнистыми алевролитами, туффитами и туфами.

В центральной части о. Хоккайдо представительный разрез комплекса известен в поясе Сорачи-Йезо [266]. Плитчатые радиоляриевые яшмы образуют здесь стратиграфическую последовательность от нория до валанжина (рис. 94). В ее основании залегают красные кремнистые аргиллиты, которые перекрывают толеитовые базальты MORB, интродуцированные щелочными базальтами [281]. Яшмы постепенно, через пестроокрашенные кремнистые аргиллиты сменяются готерив-барремскими черными алевролитами с тонкими слоями туфов. Мощность разреза 105 м. На других участках пояса Сорачи-Йезо развиты щелочные базальты и титон-валанжинские яшмы. Эти образования согласно перекрываются апт-датскими обломочными породами, формирование которых происходило в преддуговом бассейне.

В комплексе пояса Токоро, расположенном восточнее, среди среднеюрских-раннемеловых плитчатых яшм много пачек их переслаивания с известняками [325]. Яшмы согласно перекрывают толщу основных вулканитов, представленную пиллоу-лавами, гиалокластитами и вулканогенно-осадочными породами. В верхней части разреза присутствуют позднемеловые красные кремнистые аргиллиты.

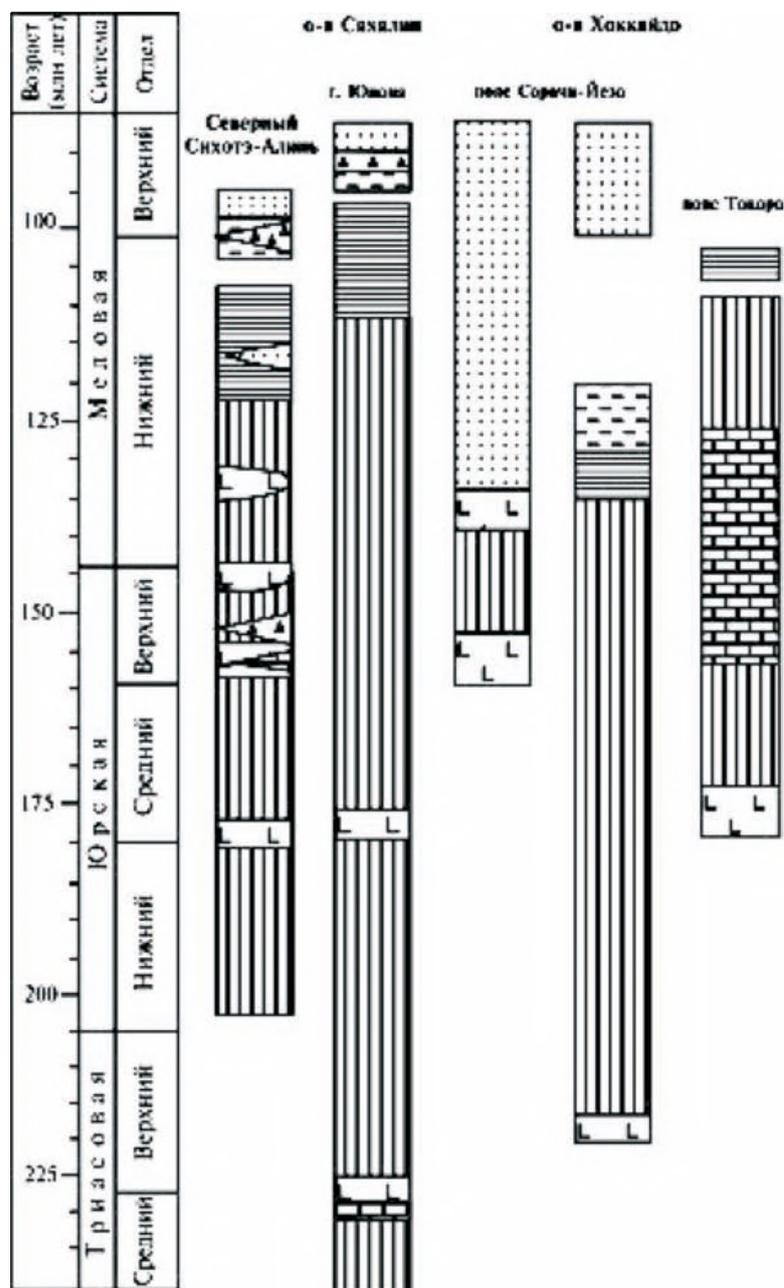


Рис. 94. Сравнение литолого-стратиграфических колонок вулканогенно-кремнистого комплекса Северного Сихотэ-Алиня и соседних районов островов Сахалин и Хоккайдо. Условные обозначения на рис.83

В юго-западной Японии фрагменты комплекса известны в поясе Микабу, который протягивается около 800 км вдоль Тихоокеанского побережья, от южной части о. Кюсю до гор Канто. Пояс сложен габбро, долеритами, базальтами, гиадокластитами и радиоляриевыми кремнями [271]. Для кремней получены триасовые и позднеюрские датировки, а для красных кремнистых сланцев - позднеюрские [281, 324].

В целом, несмотря на колебания соотношения различных пород от разреза к разрезу и изменения возрастных уровней нижней и верхней границ, главные особенности комплекса: тесная ассоциация кремнистых пород, главным образом яшм, с основными вулканитами и меньше - с известняками, формирование их в течение более 100 млн. лет, небольшая мощность, постепенная смена вверх по разрезу кремнистых пород кремнисто-глинистыми, а затем обломочными - свойственны всем участкам, протяженность которых составляет более 3000 км. Это позволяет считать их фрагментами осадочного выполнения одного крупного бассейна седиментации.

В современной тектонической структуре эти фрагменты образуют узкие прерывистые пояса, контактирующие по крупным разрывам с резко отличными по составу и, нередко, близкими по возрасту отложениями. Юрско-раннемеловой вулканогенно-кремнистый комплекс Сихотэ-Алиня, например, на северо-западе граничит с берриас-валанжинской комсомольской серией: песчаниками, алевролитами, пачками их ритмичного переслаивания, реже гравелитами и конгломератами мощностью свыше 5000 м, которые несогласно перекрыты баррем-

сеноманскими во многом сходными по составу и такой же мощностью отложениями [195]. Аналогичные породы обнажены и юго-восточнее. В их составе преобладают турбидиты с континентальным аркозовым кластическим материалом, и они рассматриваются как осадочное выполнение желоба [168, 307]. Переходных между этими породами и вулканогенно-кремнистым комплексом отложений, которые позволили бы установить характер их латерального замещения и реконструировать площадное положение палеоструктур бассейна седиментации, не обнаружено. На о. Сахалин и в Японии вулканогенно-кремнистый комплекс также имеет тектонические контакты с соседними близкими или резко отличными по возрасту образованиями. Это предполагает “экзотичность” его обстановки формирования по отношению к отложениям смежных структур.

На всех участках ведущий генетический тип комплекса - пелагические планктоногенные радиоляриевые отложения. Строение комплекса, его небольшая мощность, возрастной диапазон (более 100 млн. лет) и значительное площадное распространение свидетельствуют о медленном накоплении этих отложений в крупном бассейне, где в течение длительного промежутка времени существовали однообразные, относительно монотонные условия их формирования. Такой пелагический режим седиментации свойственен обширным пространствам океанов и центральным районам некоторых окраинных и межкостровных морей [164]. Кроме того, для накопления таких отложений необходимы участки морского бассейна, где в поверхностных водах высокие содержания радиоляриевого планктона. Из работ по современному кремненакоплению известно, что области повышенной продуктивности кремневого планктона приурочены к широтным зонам глобальной конвергенции океанических вод: экваториальной и двум в умеренных широтах обоих полушарий, а также связаны с приматериковыми и более локальными апвеллингами и встречаются в центральных районах некоторых окраинных морей [113, 123, 124, 125, 126, 184, 250]. Максимальное развитие радиолярий отмечается в экваториальном поясе. Отсутствие в радиоляриевых яшмах и кремнях комплекса значимой примеси терригенного (континентального сиалического) материала указывает на малую вероятность их формирования в областях приматерикового апвеллинга, которые приурочены главным образом к западным окраинам континентов. При изучении радиоляриевых сообществ установлено, что они отличаются высоким таксономическим и морфологическим разнообразием [142, 145, 337, 320]. Такие ассоциации характерны, как правило, для крупных морских бассейнов в отличие от окраинных или эпиконтинентальных морей, где разнообразие радиолярий невелико [114]. Богатство радиоляриевой фауны также указывает на приуроченность ее к тропической зоне, так как бореальные радиоляриевые ассоциации обычно обеднены, и для них характерны только определенные виды радиолярий [37]. Кроме того, принадлежность этих радиоляриевых сообществ низким широтам подтверждается преобладанием *Pantanellidae* над *Parvicingulidae*, что, по мнению Э. Пессаньо [316, 317], является критерием для отнесения области осадконакопления юрских отложений к Тетической области. В готерив-барремских и более молодых слоях кремнистых пород р. Маном количество *Parvicingulidae* увеличивается, что свидетельствует о влиянии на процессы седиментации в это время высокоширотных водных масс. Широтная зональность в распределении радиолярий может искажаться за счет течений, несущих более холодные или более теплые воды. Но вряд ли такие течения были устойчивы в течение длительного промежутка времени накопления юрско-раннемеловых кремнистых пород комплекса, так как в это время происходили события существенно влиявшие на систему глобальной циркуляции водных масс Земли: изменение конфигурации материков, климата и др. Такая эволюция поверхностной и придонной циркуляции, например, в истории Индийского океана показана в работе [121]. Таким образом, экологический анализ радиоляриевых сообществ в кремнистых породах комплекса позволяет допустить открытоокеанический, тепловодный характер бассейна их накопления, чему не противоречат находки в известняках раннеюрских аммонитов и колониальных кораллов южного облика [48, 86].

Для накопления современных кремнистых илов благоприятны относительно выровненные, котловинные участки бассейнов [164, 229]. Такие морфоструктуры, очевидно, были основными элементами рельефа дна и при формировании вулканогенно-кремнистого комплекса. Слоистые текстуры в яшмах и их глинистых разностях указывают на придонные течения, влияющие временами на процессы осадконакопления. Глубины котловинных участков, в целом, были ниже уровня карбонатной компенсации того времени. Присутствие в комплексе пелитоморфных известняков и известковистых разностей кремнистых пород свидетельствует либо о кратковременных периодах понижения этого уровня, либо о небольших поднятиях.

Рельеф дна, кроме того, был осложнен вулканическими постройками, на которых во время накопления кремнистых илов изливались основные лавы. Пузыристые и миндалекаменные текстуры базальтов, а также пирокластика указывают на газонасыщенность магм и глубины их извержений не ниже 1000 м [261]. Часть вулканических построек достигала поверхности воды и разрушалась. Об этом можно судить по присутствию среди вулканитов комплекса вулканокластических песчаников и брекчий. Некоторые вулканические поднятия служили “пьедесталом” для биогермно-биостромовых карбонатных образований, которые часто наблюдаются как ксенолиты в потоках лав. Интенсивная вулканическая и вулканотектоническая деятельность, максимум которой приходится на ранний мел, очевидно, способствовала дроблению ранее возникших кремнистых пород при образовании систем трещин, сбросов, сопровождавших внутриплитные подводные эрупции. Появляющиеся при этом несортированные и необработанные обломочные накопления переотлагались гравитационными потоками, образуя кремнекластитовые брекчий. Расчлененный рельеф дна, кроме того, способствовал на отдельных участках бассейна переотложению радиоляриевых илов низкоплотностными турбидными потоками и формированию слоистых пород.

Кремнисто-глинистые породы верхней части комплекса, в которых есть мелкообломочный материал терри-

генного происхождения (кварц, полевые шпаты, слюдистые минералы), накопились, очевидно, в гемипелагической области. Присутствие в этих горизонтах незрелых турбидитов, кластика которых представлена в основном породами комплекса, указывает на появление в бассейне поднятий, образованных тектоническим скупиванием сформировавшихся ранее пород. Эти поднятия служили, очевидно, барьером для поступления в бассейн аркозовой континентальной кластики, которой в обломочных породах комплекса очень мало. В то же время в этих и подстилающих нижнемеловых слоях яшм всегда есть пирокластический материал, образующий иногда туффиты, а ассоциация тяжелых минералов в них и состав клинопироксена указывают, что пирокластика - островодужная. Следовательно, область накопления меловой части комплекса находилась под влиянием островной дуги.

Для формирования основной части вулканогенно-кремнистого комплекса характерны относительно глубоководные пелагические обстановки осадконакопления, в которых в течение длительного времени и на обширной площади осуществлялся биогенный с низкими скоростями процесс седиментации. Это принципиальные черты литогенеза современной океанской среды [163, 164, 230, 231]. Сама последовательность, в которой пелагические породы с вулканитами преобладают в нижней части, занимая основную часть стратиграфического объема, и вверх по разрезу постепенно сменяются гемипелагическими отложениями, а завершающие горизонты сложены терригенными образованиями (рис. 79), соответствует ряду литологических комплексов осадочного чехла океанических плит, вскрытого глубоководным бурением возле современных желобов [251, 288, 319] и реконструированного при изучении древних аккреционных призм [266, 271, 272, 273 296, 304]. Петрохимические особенности базальтов, ассоциирующихся с кремнистыми породами, также свидетельствуют об их океаническом внутриплитном происхождении на всех участках комплекса: Сихотэ-Алине, о-вах Сахалин и Хоккайдо, юго-западной Японии [40, 59, 145, 196, 283, 284]. Предполагается, что эти вулканиты - фрагменты океанического плато, образовавшегося в результате позднеюрско-раннемелового мантийного плюма в средней части Панталассы [284]. В основании некоторых разрезов комплекса устанавливаются и толеитовые базальты срединноокеанических хребтов [281].

В вертикальном ряду комплекса отсутствуют грубообломочные терригенные отложения начальной "грабеновой" стадии, свойственные формационному выполнению внутри- и межконтинентальных рифтов [17, 85, 197]. Поэтому вряд ли его образование произошло на первых этапах развития рифта, глубоко вдающегося в континент, как полагает В.П. Уткин [219, 220]. Трудно представить, чтобы в таком, относительно небольшом по размерам бассейне в течение длительного промежутка времени, когда формировались кремнистые породы (более 100 млн. лет), устойчиво сохранялись как система водной циркуляции, способствующая поступлению теплых масс воды богатых питательными веществами, так и полоса барьеров, препятствующих поступлению терригенного материала с расположенных в непосредственной близости тектонически активных континентальных участков, на которых происходили орогенические процессы, вызывающие региональные несогласия, и вулканическая деятельность. Малообоснованным представляются и допущения: 1) подводный вулканизм и гидротермальные процессы в рифтах могли создавать "специфические микроклиматические условия" [219], обеспечивающие развитие радиолярий, мало чем отличающихся от тетических комплексов Средиземноморья, Северной Америки и других районов, и 2) о массовом переносе скелетов радиолярий морскими палеотечениями к месту их захоронения [220], так как в яшмах и других кремнистых породах нижней части комплекса не отмечены ни смешение микрофауны, ни литологические признаки деятельности сильных течений, переотлагавших микрофауну, которые обнаружены в других кремнистых толщах Сихотэ-Алиня [20].

Стратиграфическая последовательность вулканогенно-кремнистого комплекса в какой-то мере сходна с вертикальным рядом осадочного выполнения центральных частей краевых (задуговых срединных) бассейнов, нижние части которого также сложены пелагическими, преимущественно биогенными отложениями. Однако, для осадков современных краевых морей характерно обилие пирокластики [232], а для осадочного чехла древних задуговых бассейнов - двухъярусное строение (нижняя часть вулканогенно-осадочная, верхняя - осадочная.) значительная мощность разреза - 3-6 км, относительно узкий возрастной диапазон - не более одного периода и резкая смена в латеральном направлении (вкост бассейна) фаций от прибрежно-морских через склоновые к глубоководным пелагическим [104, 197, 256, 282]. В вулканогенно-кремнистом комплексе эти признаки в полном объеме не проявлены, а в смежных структурах отсутствуют переходные к мелководным фации. Поэтому, с учетом его значительного площадного развития, к нему вряд ли применима модель формирования в небольших по размеру центральных частях краевых морей, изолированных от континентального поступления материала [42].

Таким образом, вулканогенно-кремнистый комплекс, вероятней всего, является фрагментом осадочного чехла океанической плиты. Вещественный и генетический состав пород, экологические особенности радиолярий, а также палеомагнитные данные по вулканитам о. Хоккайдо и юго-западной Японии [284] свидетельствуют, что в течение длительного промежутка времени, начиная со среднего триаса (?), комплекс формировался в центральной, экваториальной части обширного океана Панталасса (древняя Пацифика). Главный процесс седиментации в этот период - медленное осаждение планктонных микроорганизмов с кремневым скелетом (радиолярий). Эпизодически он прерывался вулканической деятельностью внутриплитных построек, которые осложняли рельеф дна и служили основанием для карбонатных банково-рифтовых комплексов. Судя по базальтам MORB в основании некоторых разрезов комплекса на острове Хоккайдо, этот участок океана находился рядом с срединно-океаническим хребтом. Максимум внутриплитного вулканизма приходится на позднюю юру-ранний мел, и с ним связано образование обширных внутриокеанических вулканических плато и архипелагов островов [284]. В этот

период по морфологии (сочетание котловин и различных по форме вулканических поднятий) океан можно рассматривать как “мозаичный” в отличие от простого рифтового или спредингового [229].

Затем, вероятно, после перестройки спрединговой системы, океаническая плита начала перемещаться в северо-северо-западном направлении. Комплекс радиолярий в готерив-барремских слоях р. Манома позволяет предполагать, что в это время он приблизился к высоким широтам. В интервале валанжин-альб (на различных участках в разное время) происходит смена пелагических условий гемипелагическими. На накопление кремнисто-глинистых и глинистых осадков влиял островодужный вулканизм. Состав, строение и мощность этих и перекрывающих их отложений на различных участках свидетельствует о разной степени влияния островной дуги или дуг на седиментацию. В разрезах островов Сахалин и Хоккайдо в их составе продуктов островодужного вулканизма много, они имеют значительную мощность и рассматриваются как осадочное выполнение преддугового бассейна [282 и др.]. На Сихотэ-Алине (р. Манома, с. Киселевка) эти отложения развиты незначительно, пирокластический материал в них присутствует как примесь или в виде маломощных слоев туффигов, а состав породообразующих компонентов песчаников указывает на существование в этот отрезок времени поднятия, сложенного ранее отложенными породами комплекса и служившего барьером для поступления в бассейн сиалических продуктов. В другом районе - оз. Удыль - пирокластических продуктов также мало, и отложения представлены различными фациальными комплексами: склон желоба, конуса выноса у подножья желоба и др. [145]. Альб-сеноманские радиоляриевые комплексы в этих отложениях предполагают умеренно высокие северные широты их накопления [338].

Если применить палеотектонические реконструкции, в которых используется закрытие Японского моря [314], снять после этого эффект крупных смещений по сдвигам [339], то, общую палеогеографическую обстановку накопления верхних горизонтов комплекса и перекрывающих его отложений возле палеоазиатского материка можно представить в следующем виде. На южном участке, в районе современной юго-восточной Японии находилась, вероятно, приконтинентальная область седиментации. Севернее, на месте сегодняшних островов Хоккайдо и Сахалин, отложения формировались возле островной дуги, элементы которой обнажены сейчас в западной части Хоккайдо, о. Монерон и на востоке Сихотэ-Алиня. Киселевско-Маноминский участок находился еще севернее, но вне зоны заметного влияния островной дуги. В этом районе вдоль континента, очевидно, располагались невулканические внутривоспайные поднятия. Фрагменты другой или более древней островной дуги обнажены в районе оз. Удыль и на северном побережье Охотского моря [211]. Позднее левосторонними сдвигами этот рисунок континентальной окраины был нарушен. Островодужные участки Восточного Сихотэ-Алиня и прилегающие к ним фрагменты океанического вулканогенно-кремнистого комплекса были смещены к северу, образовав современную структуру.

Реконструированные океанические обстановки накопления рассматриваемых образований, их пространственное совмещение с фациальными комплексами окраины континента, первоначально располагавшимися на значительном удалении друг от друга, чешуйчато-надвиговое строение и многоэтапность деформаций характерны для отложений как современных, так и древних аккреционных призм, формирование которых определяется субдукцией океанической плиты. Поэтому вулканогенно-кремнистый комплекс необходимо рассматривать в палеотектонических построениях как указатель сложной конвергентной границы литосферных плит, существовавшей в середине мела на восточной окраине материка Евразия.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ И МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СИХОТЭ-АЛИНЯ

За полувековую историю изучения меловых отложений Дальнего Востока взгляды на тектонические, и геодинамические обстановки раннемеловой седиментации, а также на механизмы формирования структуры нижнемеловых отложений кардинально менялись. Ниже мы попытались кратко их изложить, сгруппировав в исторической последовательности.

До 70-х гг. подавляющее число палеореконокструкций проводилось на основе господствовавшего тогда в СССР и в мире учения о геосинклиналях, наиболее последовательным сторонником которого на востоке России был Н.П. Васильковский [21, 23 и др.]. Эта концепция, как известно, руководствовалась постулатом перехода океанической коры в континентальную путем вещественной и структурной эволюции геосинклиналей, представленных окраинноморскими бассейнами, отчлененными от океана островодужными системами. Такой бассейн, согласно этому учению, существовал в раннем мелу и на месте Сихотэ-Алиня. В нем накопились осадки, претерпевшие затем складчатость, а бассейн - осушение: на юге Сихотэ-Алиня - вначале в Центральном и Прибрежном поднятии (тогдашних антиклинориях или поднятиях) - примерно в конце или после неокома, а затем в Западном и Восточном прогибах (Западно- и Восточно-Сихотэалинском синклинориях или прогибах) - в послепалеозойское время, постепенно распространяясь на север - до сеномана включительно. Эта точка зрения допускала существование архипелагов островов, в том числе и вулканических островных дуг [22]. Фрагменты последних в то время были мало известны и изучены, а скорее, предполагались, как элементы, необходимые для отделения окраинного моря от океана и служившие зародышами будущих складчатых систем.

Первично океаническая природа раннемеловых бассейнов доказывается и тем, что непрерывный разрез раннемеловых турбидитов Коппи-Лужкинской зоны [56], мощностью до 15 тыс. м в самом низу содержит кремни-

стые туффиты и базальты, по-видимому, осадочного слоя океанической коры. Древнейшими, по-видимому, являются зеленые и сургучно-красные кремнисто-пепловые, кремнисто-глинистые породы и базальты в приустьевой части р. Колумбе, ранее включавшиеся в юрскую колумбинскую свиту [51], а позже - в нижний мел [165]. В 1980 г. Л.Б. Тихомирова определила из туффитов много позднеюрских радиолярий. Взаимоотношения этих пород (вероятных возрастных аналогов ердагоуской свиты) с терригенными толщами раннего мела не выяснены.

Однако, кремнисто-вулканогенные слои в низу берриаса и в подстилающих юрских отложениях могут быть объяснены и другой, гораздо менее популярной, **рифтовой гипотезой формирования раннемеловых бассейнов осадконакопления**, существовавшей параллельно с учением о геосинклиналях и имеющей приверженцев и поныне. Она была выдвинута еще в 1974 г. И.И. Берсеневым [11], аргументы и взгляды в ее пользу, приводившиеся различными исследователями, анализировались П.В. Маркевичем [146, 152 и др.], затем они подтверждались Н.Г. Мельниковым и Л.А. Изосовым [156], В.В. Голозубовым и Н.Г. Мельниковым [58] и другими геологами, рассматривавшими Восточный прогиб как рифт, вскрывший на максимальной стадии растяжения “новообразованную” океаническую кору.

К рифтогенной гипотезе прогибов совсем недавно обратились Г.Б. Левашев с соавторами [120], рассмотревшими историю вулканизма Восточного прогиба, и В.П. Уткин [219, 220], который еще раз всесторонне обосновал рифтовую природу Западного и Восточного прогибов, выделив в итоге соответственно Амурский и Приморский рифто-грабены в противовес соседствующим с ними горст-аккреционным структурам.

Г.Б. Левашев и др. [120] выделяют среди раннемеловых магматических, главным образом вулканических, образований три возрастных уровня: берриас-валанжинский, апт-среднеальбский и позднеальбский. Магматические породы образуют две субмеридиональные линейные зоны - Западную, в которой развиты берриас-валанжинские вулканиды, и Восточную, сложенную апт-альбскими вулканидами. Магматизм, считают эти авторы, был, вероятно, инициирован спрединговой зоной раннемезозойского рифта.

Берриас-валанжинский вулканический комплекс Западной зоны встречается крайне редко и образует три ареала: *Верхнесамаргинский* и *Бикинский* в Коппи-Лужкинской и Кемской зонах и *Дальнегорский* в Прибрежном поднятии. Они всегда ассоциируются с флишевыми и флишоидными морскими отложениями журавлевской, таухинской и ключевской свит и тяготеют к Центральному, Дальнему и Прибрежному разломам, ограничивающим структурные зоны. Вулканиды представляют собой субаквальные лавы основного состава - спилиты, вариолиты, спилитизированные шаровые лавы, гиалокластиты и лавокластиты, которые авторы ставят в один ряд с вулканидами зеленокаменных формаций. Петрологические особенности вулканидов указывают на их близость к образованиям юрских рифтов. Этот вулканизм В.П. Уткин [219, 220] отнес к грабеновому этапу развития Приморского рифтограбена.

Апт-альбский вулканический комплекс Восточной зоны входит в состав кемской свиты Кемской зоны. Он отчетливо тяготеет к осевой части раннемелового рифтогенно-геосинклинального бассейна [120], ограничивается с запада Восточным разломом, а восточная его граница скрыта под молодыми вулканидами. Выделяются *Самаргинский* и *Кемский* регионы его распространения, где вулканиды образуют довольно крупные ареалы и иногда слагают горизонты среди осадочных пород (см. Самаргинский и Кемский фрагменты в Монероно-Самаргинской островодужной системе).

Средне-верхнеальбский вулканический комплекс включает серию пород, входящих в состав толщ, коррелируемых с лужкинской свитой, и образуют пять ареалов: *Куксинский*, *Единкинский*, *Бурматовский*, *Гордеевский* и *Верхне-Бикинский*. Вулканиды - от основных до кислых и ультракислых, накопились на завершающем этапе развития раннемеловых структур растяжения. В.П. Уткин [220] относит этот тип вулканизма к островодужному (вулканоостровному) этапу развития Приморского рифто-грабена (Восточного прогиба) и, анализируя петрологические особенности раннемеловых вулканидов, развитых в нем, пришел к выводу, что на начальных этапах (средняя и поздняя юра) Приморский рифто-грабен формировался как рифт с вулканизмом океанического типа. Затем, вследствие конседиментационного наращивания аккреционных призм и воздымания бортов рифто-грабена, в раннем мелу рифт приобрел признаки грабена. Благодаря поступлению больших объемов терригенного материала, включая аркозы, накопились осадочные толщи мощностью до 15 км, которые увеличили мощность коры и оказывали, по-видимому, все более сильное влияние на проникавшие через них продукты магматизма.

Западный прогиб В.П. Уткин [220] назвал Амурским рифтограбеном, который ограничивается Восточно-Буреинской и Восточно-Ханкайской горст-аккреционными системами. Вдоль этих систем развиты две симметрично расположенные аккреционные призмы: Хабаровско-Комсомольская и Западно-Сихотэ-алинская.

Аккреционные призмы характеризуются встречной (от бортов грабена к его оси) вергентностью складок и противоположным падением чешуйчато-надвиговых сместителей под горст-аккреционные системы.

По нашему мнению, утверждения Г.Б. Левашева [120] и В.П. Уткина [219, 220] о рифтовой природе Приморского рифто-грабена (Восточного прогиба раннего мела) и о развитии здесь же, в его осевой части, вулканизма, эволюционировавшего от океанического до островодужного и орогенного, несовместимы, поскольку до сих пор островодужных систем в континентальных рифтах не описано. По современным представлениям вулканические островные дуги обусловлены субдукцией океанических плит под континентальные, и поэтому новейшие вулканические дуги расположены на границе этих плит по западной периферии Тихого океана.

Объединить эти две точки зрения предложил недавно Ф.Р. Лихт [136]. Он выделил на позднеюрском - раннемеловом этапе развития приконтинентальных бассейнов Востока Азии три принципиально различных

типа разрезов. Один из них - разрезы отложений геосинклинальных и пригеосинклинальных прогибов, в которых в глубоководных обстановках накапливались кремнисто-вулканогенно-терригенные толщи, иногда флишевые или флишеподобные. Узкая линейная форма бассейнов, характер вулканизма (основного и основного-щелочного состава), и другие признаки приводят Ф.Р. Лихта к выводу, что это рифты. К ним он относит структуры, заложённые на окраине древних континентальных массивов: Бикино-Хорскую зону Западного прогиба, Центральную и Прибрежную зоны, образовавшие в совокупности Сихотэ-Алинский бассейн. В этих бассейнах накопились мощные (от 3-4 до 10-12 км) типично эвгеосинклинальные (спилиты, диабазы, яшмы, кремнистые и глинистые сланцы) либо терригенные - флиш и флишеподобные толщи. Часты подводноползневые образования и олистостромы. В Сихотэ-Алине глубоководные разрезы поздней юры-раннего мела (култухинская свита) сближены, по мнению Ф.Р. Лихта, с прибрежно-мелководными. В Бикино-Хорской зоне последние представлены вулканогенно-терригенно-карбонатными отложениями отмелого шельфа, а в Южном Приморье это песчаники и туфогенные породы. В Нижнем Приамурье развит промежуточный разрез между прибрежно-морскими и глубоководными отложениями.

Рассматривая возможные механизмы происхождения окраинных бассейнов, Ф.Р. Лихт считает, что гипотеза их реликтового океанического происхождения не может удовлетворительно объяснить причину "обрыва" континентальных структур на материковом склоне. Наиболее соответствуют фактическому геологическому материалу гипотезы, в которых различные механизмы образования сочетаются, даже если это касается только одного окраинного бассейна, например, разрушение и растяжение континентальной коры и ее формирование в результате развития отчлененного от океана бассейна.

С начала 80х гг. под влиянием господствующей в мире гипотезы плитовой тектоники быстро стала популярной и сейчас возобладает третья, мобилистская, точка зрения, включающая и террейновый подход [56, 217, 227 и др.].

В последнее десятилетие появилось много данных о том, что становление структуры Сихотэ-Алиня происходило на фоне значительных горизонтальных перемещений и что он состоит из блоков-террейнов, первоначально удаленных друг от друга на сотни и даже тысячи км, и формировавшихся в различных геодинамических обстановках и в разное время. Террейны могут быть "экзотическими" (аллохтонными) относительно окружающих тектонических единиц, однако, многие из них не испытали значительных горизонтальных перемещений.

В дальнейшем эти взгляды усложнились и модернизировались признанием большой роли сдвиговых левосторонних дислокаций как в седиментации, так и в последующем формировании структуры нижнемеловых отложений.

Наиболее изучены с мобилистских позиций Самаркинский террейн, соответствующий на востоке Центральному поднятию, а на западе Бикино-Хорской зоне, и особенно Журавлевский и Кемский, входящие в состав Восточного прогиба и примерно слагая его одноименные зоны, а также Таухинский, соответствующий Прибрежному поднятию (рис. 2).

Согласно А.И. Ханчуку с соавторами [227 и др.] после триасово-юрского периода существования континентальной окраины калифорнийского типа на северо-востоке Азии, в том числе в Сихотэ-Алинском регионе, в среднем мелу сформировалась новая активная окраина, подробно охарактеризованная Л.М. Парфеновым [178], где развитие Сихотэ-Алинь - Сахалинской зоны субдукции происходило по чилийскому типу, т.е. не сопровождалось тыловодужным рифтогенезом и образованием окраинного моря с океанической и субокеанической корой. Седиментация в Коппи-Лужкинской зоне Восточного прогиба происходила в бассейне, располагавшемся на окраине континента и открывавшемся в океан, вероятными фациями которого [57] являются ленточные кремни валанжинского и готеривского возраста в нижнем течении р. Амур. Следовательно, для берриаса-валанжина не нужно предполагать юго-восточный борт палеобассейна. Появление этого борта вероятно только с готерива, следствием чего было более интенсивное поступление сиалической кластики и формирование, вплоть до конца альба, песчаного флиша.

Для обоснования последнего утверждения доказываются, что экзотические известняки, кремни и базальты в олистостромах Таухинского террейна накопились в открытом океане на большом удалении от материка и островных дуг. Основным механизмом и первопричиной всех геологических процессов, главным из которых является аккреция новых порций континентальной коры, считается субдукция Тихоокеанской океанической плиты под Восточноазиатскую континентальную, которая могла быть прямой или косой по отношению к последнему.

Признаки субдукции в берриасе-валанжине Прибрежного поднятия доказываются тем, что в нем [56] много раз чередуются триасово-юрские кремни и раннемеловые песчаники, и она содержит продукты тектонического разрушения нижележащих кремней, что может указывать на то, что у подножия континентального склона происходили синседиментационные пододвигания, аналогично тем, которые предполагаются сейчас на внутренних склонах желобов. Появление в нижнем мелу мощных микститов свидетельствует об усилении этих процессов, при котором перемещались и только что образовавшиеся нормально слоистые породы, и аккрецированные океанические фрагменты - рифы постройки и палеогайоты верхнепалеозойского и раннемезозойского возраста.

Ю.П. Юшманов [245] выделил в Южном Сихотэ-Алине раннемеловые конседиментационные покровно-шарьяжные структуры, которые формировались в берриасе-валанжине. Покровы соскальзывали во флишевые отложения и перекрывались ими, одновременно сминаясь в складки с пологими и субгоризонтальными шарнирами, и только в апте-альбе они были смяты в тектонические складки северо-восточного простирания. Выявлена

четкая северо-западная вергентность мелких складок, выраженная юго-восточным наклоном осевых поверностей, что, по-видимому, было вызвано движениями масс с юго-востока на северо-запад. В конце раннего и в начале позднего мела структура еще более усложнилась с образованием моноклинально-чешуйчатых структур, косых северо-восточных и меридиональных сдвигов, около которых образовались складки с крутыми и субвертикальными шарнирами. Раннемеловые гравитационные покровы были связаны не только с вертикальными движениями, но и с горизонтальным сжатием. Приуроченность спилитов к основанию аллохтонных покровов рифовых известняков и пакетов кремнисто-терригенных пород свидетельствуют, что они сформировались на коре субокеанического типа.

Покровообразование было связано с косою субдукцией. В целом, для рассматриваемой части зоны перехода от континента к океану в раннемеловое время реконструируется палеообстановка активной трансформной окраины [56].

Обязательным элементом отложений бассейнов, седиментация в которых была во многом под влиянием горизонтальных движений крупных тектонических пластин, считаются олистостромы, которые, как полагает ряд геологов, широко распространены среди нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня. В серии работ показано, что раннемеловые олистостромы образуют протяженные полосы вдоль западного края Прибрежного поднятия, на границе с Коппи-Лужкинской и Кемской зонами Восточного прогиба (Журавлевским, Кемским и Таухинским террейнами), маркирующие зону взаимодействия этих крупных структур.

В Коппи-Лужкинской зоне и Прибрежном поднятии [45] олистостромы берриас-валанжинские и готерив-альбские, связаны с тектоническим или тектоно-гравитационным скольжением покровов. Тектоническая переработка олистостром связана со складчатыми и послескладчатыми деформациями при субмеридиональном тангенциальном сжатии. Когда олистостром нет, стратиграфический разрез непрерывный.

Тектоно-стратиграфическая колонка Прибрежного поднятия мощностью около 13 тыс. м [56] включает неокемские олистостромовые толщи, содержащие глыбы и аллохтонные пластины терригенных пород верхней перми, среднего, верхнего триаса и берриаса, накопившиеся на континентальном шельфе, а также океанические фрагменты - палеогайоты позднего девона - начала юры и пелагические ленточные кремни карбона- юры.

Олистостромовый комплекс, который развит в Прибрежном поднятии по р. Рудная [161, 245 и др.], состоит из олистостром и флишоидно чередующихся терригенных пород, содержащими будинированные песчаники. Частные олистостромы имеют мощность десятки и сотни метров, а весь комплекс - 210-1100 м, и он прослеживается на десятки и сотни километров. Олистолиды размером до десятков и сотен метров большей частью сложены триасовыми известняками, триасово-юрскими кремнями и радиоляритами, нижнемеловыми дресвянистыми песчаниками, диабазами и серпентинизированными спилитами. Олистостромы вмещают также крупные аллохтонные пластины триасовых известняков, окруженные более мелкими известняковыми обломками. Спилиты местами проникают в подстилающие породы, содержат включения известняков, кремней, песчаников, алевролитов и брекчий и дислоцированы совместно со слоистыми толщами. Олистостромовый комплекс большей частью берриас - валанжинский - по двустворчатым моллюскам и аммонитам, найденным в матриксе, хотя *Turmanniceras sp.* не исключает и валанжин.

В некоторых случаях [56] раннемеловые олистостромы разделяют пластины разного состава и генезиса. Например, в Дальнегорском районе Прибрежного поднятия - верхнетриасовые-раннеюрские известняки (фрагменты палеогайоты) и залегающие структурно выше раннетриасово-позднеюрские пелагические кремни. Кроме того, здесь встречаются пластины и олистолиды норийских аркозовых песчаников, накопившиеся на приконтинентальном шельфе. В восточной части Кавалеровского района этого же поднятия олистострома перекрывает три берриас-валанжинские фации: накопившиеся у подножия континентального склона, на самом склоне и на прибрежном шельфе.

Южнее, в Ольгинском рудном районе [45], где широко развиты шарьяжи, эти олистостромы связаны с нагромождением пластин и покровов разного состава и строения. Покровы часто контактируют по поверхностям конседиментационных надвигов. Вместе с флишоидными толщами они образуют единый тектоно-стратиграфический комплекс, который выделяется иногда [163] в мономаховскую серию. В этом районе олистострома мощностью от нескольких десятков сантиметров до первых сотен метров параллельна плоскости напластования вмещающих пород, контакты с ними, как правило, неровные. Положение олистостром в разрезе подтверждает, что они образовались впереди двигавшихся пластин известняков и кремней. Во многих отложениях встречается конседиментационная складчатость, замки складок в которой обращены на запад и северо-запад, т.е. в сторону движения подводнооползневых масс. Олистостромы не нарушены или превращены в тектонический меланж со следами развальцевания и течения, обычно приуроченными к позднемеловым-палеогеновым разломам. Здесь, также как и в других районах Прибрежного поднятия, проявлены сдвиги, в которые иногда трансформировались надвиги.

Аккреция Таухинского и Журавлевского террейнов [56] происходила в условиях сжатия, ориентированного под острым углом относительно края ранее аккрецированного Самаркинского террейна, в результате чего произошли латеральные перемещения по сдвигам ССВ простирающиеся, субпараллельным Центральному разлому и связанные с этим складчатость и надвиги.

Структура Прибрежной зоны [45] изоклинально-чешуйчатая с устойчивым падением осевых плоскостей складок и тектонических чешуй на юго-восток. Аккреция началась здесь [56], по-видимому, в готериве и продолжалась вплоть до альба. Складки здесь часто асимметричны, имеют северо-восточное простираение (40-60°),

ширину до первых десятков км и осложнены складками более высоких порядков, а также синскладчатыми и постскладчатыми надвигами и сдвигами. Складки северного края зоны опрокинуты на северо-запад и сопряжены с надвигами, обычно падающими на юго-восток под углами 20-45°. В Коппи-Лужкинской зоне подобные перемещения фиксируются только в верхней части верхнего альба. В конце позднего альба аккреция завершилась, и для обоих террейнов началась общая история, связанная, главным образом, с формированием Вулканического пояса.

Как вытекает из раздела “Вулканогенно-осадочный комплекс морей островодужных систем”, на Сихотэ-Алине выделены фрагменты таких систем двух типов: энсиматических и энсиалических. По поводу того, как произошло территориальное сближение и структурное совмещение столь разных по составу и происхождению образований, возможны два варианта: один предполагает гетерогенность фрагментов и большие латеральные перемещения от экваториальных и даже южных широт до высоких - северных [145]; другой, основанный на фациальном анализе отложений, палеоэкологических особенностях фауны и флоры и на ассоциациях тяжелых минералов [171]; приводит к выводу, что мы имеем дело с разными частями единой седиментационной системы, которые, благодаря латеральным, но менее масштабным тектоническим движениям по субмеридиональным сдвигам, были совмещены в современную структуру Сихотэ-Алиня. Возможно также, что это было ответвление Тихоокеанского тектонически активного пояса, соединявшееся с восточной, Монголо-Охотской ветвью Урало-Монгольского.

В течение всего мела Северо-Восточная Азия находилась под влиянием широкомасштабных сдвигов, возможно с горизонтальной амплитудой относительного перемещения в сотни километров.

Мощные левосторонние движения предполагаются в течение раннего мела по разлому Танлу [277]. Перемещения происходили между Южнокитайским блоком, включая Корею, с одной стороны, и Северо-Китайским блоком и Сибирью - с другой. Сдвиговые дислокации вдоль Тихоокеанско-Азиатской системы разломов привели к раскрытию Японского моря и отделению Сахалинской части палеоостровной дуги от Сихотэ-Алинской. Восточнее вулканического пояса, на о. Сахалин формировался бассейн, который может рассматриваться как преддуговой прогиб.

В альбе, особенно в его конце, на Сихотэ-Алине и на Китайской платформе вследствие перемещения по левым сдвигам с юго-востока аккретировался ряд террейнов, а благодаря сдвигам и надвигам, по периферии Тихого океана причленились островные дуги. Сихотэ-Алинь сформировался как единая структура и, хотя на разных участках складчатость и конечная аккреция датируются по-разному, в целом это средний мел - начало позднего мела.

Региональные аспекты роли левосторонних сдвигов различного масштаба изучались для всего Сихотэ-Алиня В.П. Уткиным [219], Б.А. Натальиным [167, 168] и др., а локально - для Западного прогиба А.Н. Филипповым [225], для Южно-Приморского прогиба - В.В. Голозубовым и Донг-У Ли [54]. На тектонических схемах этих и других авторов [54, 55, 167, 168 и др.] рисуется система посленеокомских и даже более ранних сдвигов, по которым восточные блоки перемещены по отношению к западным на 20-500 км. Если это так, то реконструкции показывают, что Центральное поднятие приблизительно совмещается с Южным прогибом, представляя его продолжение на восток и северо-восток. На сходство этих структур и на возможное их единство указывалось еще раньше [35].

В.В. Голозубов, А.И. Ханчук, И.И. Кемкин и др. [56, 161 и др.] показали, что терригенные формации Журавлевского террейна (Коппи-Лужкинской зоны) накапливались на границе континент-океан, по-видимому в условиях леволатеральных скольжений вдоль краевого сдвига, которому на значительном протяжении соответствовал Центральный Сихотэ-Алинский разлом.

Судя по ориентировкам сдвигов, осей складок и синскладчатых надвигов, сжатие, вызванное коллизией континента и океана, было ориентировано с юго-востока на северо-запад в среднем 160-340°. Причем, Журавлевский террейн испытал сравнительно небольшие латеральные перемещения, в то время как для Таухинского террейна допустима значительная транспортировка с юга или с юго-запада. На это может указывать то, что ближайшие проявления субдукционного магматизма, родственные таухинской аккреционной призме, расположены в юго-восточном Китае. Кроме того, В.П. Коновалов неоднократно указывал на специфичность берриас-валанжинской фауны в Таухинском террейне. Это, в основном, представители средиземноморской палеобиогеографической области - неокмитиды, тригониды, экзогиры и др., а в Журавлевском террейне резко преобладает бореальная фауна, преимущественно бухий [51, 93].

Геодинамическая обстановка Сихотэ-Алинской части зоны перехода от континента к океану для берриас-валанжинского времени идентифицируется А.И. Ханчуком [56] с трансформными активными окраинами, подобными современной западной окраине Северной Америки, в том числе районом Калифорнийского залива. В таких местах граница континента и океана проходит вдоль крупных сдвигов, и лишь на отдельных участках прерывается ориентированными почти под прямым углом к ним отрезками, где доминируют поддвиги под континент и имеет место субдукция. В берриасе-валанжине “сдвиговым” отрезком соответствует Журавлевский участок палеотеррейна, где седиментация происходила в условиях леволатеральных движений вдоль краевого сдвига, которому на значительном протяжении соответствовал Центральному разлому, а “субдукционному” - часть палеобасейна, где накапливались турбидиты и микститы Таухинского террейна.

Центральный разлом был, по-видимому, синседиментационным со сбросовой составляющей. В процессе осадконакопления вдоль разлома происходили и леволатеральные движения, на что указывает его прямолинейность, фацальная выдержанность нижнемеловых разрезов к востоку от него при весьма значитель-

ной их мощности и при отсутствии переходных шельфовых фаций. На этом участке берриас-валанжинского бассейна не установлены признаки субдукции, здесь нет фрагментов океанического материала, олисто-стрымы журавлевской и ключевской свит содержат исключительно внутриваланжинский материал, происходящий от ниже- или “сбоку” лежащих пород.

На готерив-альбском этапе [245] Прибрежное поднятие вышло из области седиментации и перемещалось относительно Коппи-Лужкинской и Кемской зон, где в это время накопились флишеидные отложения и флиш, по полойным и косым относительно осей складок смещения. Возможно, как считают Е.В. Меланхолина, И.П. Войнова, А.А. Врублевский и другие исследователи, причиной этих движений были напряжения, возникавшие в тылу зарождавшейся островной дуги. Это были, в основном, левые сдвиги, о чем свидетельствуют пологие углы погружения штрихов скольжения и субвертикальное положение шарниров скольжения.

Образование Бикинской зоны Западного прогиба, по мнению А.Н. Филиппова, связано с крупной мезозойской зоной конседиментационного левостороннего сдвига в области перехода от палеоконтинента к океаническому бассейну, и развитие зоны можно рассматривать как эволюцию трансформной континентальной окраины по определению Дж. Кеннета [85]. В состав Западного прогиба, кроме Бикино-Хорской зоны, входили также Горинская и Тумнинская зоны, которые развивались, вероятно, по той же модели. Бассейн, частью которого был Западный прогиб, образовался также, как Калифорнийский залив: при горизонтальном перемещении палеоконтинента к северу и одновременном спрединге по сегментам подводного вулканического хребта, фрагментами которого могут быть вулканогенно-осадочные отложения, развитые западнее пос. Вяземский (какие именно свиты?), а также севернее, на Маноминском, Киселевском поднятиях и в Удыльском сегменте.

Вулканические хребты, существовавшие в альбе во время накопления стрельниковской свиты Бикино-Хорской зоны, не известны в других частях Сихотэ-Алиня и, очевидно, отражают локальную тектоническую активность. Б.А. Натальин и С.В. Зябрев [169] предположили, что вулканы - реликты конвергентной границы, а А.И. Ханчук с соавторами [227] относят их к постколлизийным образованиям.

Большую роль крупных левосторонних сдвигов в формировании структуры нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня подтвердил и В.П. Нечаев с соавторами [171], которые восстановили геодинамические обстановки этого времени в Япономорском регионе востока Азии. Поскольку эти исследования проведены на основе изучения кластических тяжелых минералов осадочных и вулканогенно-осадочных пород юрско-нижнемелового возраста Сихотэ-Алиня, Сахалина, Китая, Кореи и Японии (рис. 95), ниже подробно приведены те их результаты, которые касаются раннемелового этапа развития Сихотэ-Алиня.

В юрско-раннемеловое время континентальная окраина Палеоазии, по мнению многих геологов [57, 167, 168, 219, 221, 295, 305 и др.], представляла собой в целом область косоугольного схождения океанической и континентальной плит. Интерпретация данных по кластическим тяжелым минералам уточняет некоторые ключевые места в этой концепции.

В юрско-нижнемеловых отложениях выделены три ассоциации тяжелых минералов. *Первая ассоциация*, в которой преобладают обычные мафические минералы - пироксены и роговая обманка, свойственна отложениям валанжина и готерива-баррема района оз. Удыль. В этой ассоциации почти нет ортопироксена, что характерно для дуг, сопряженных со схождением плит под острым углом [308], зато здесь много вулканического пироксена, который указывает на энсиматические дуги, подобные современной Идзу-Бонинской дуге [170, 308]. По возрасту и петрологии вулканических пород, считает В.П. Нечаев, Удыльский фрагмент коррелируется с остатками валанжин-готерив-аптской дуги на о-вах Монерон и Ребун и в горах Кабата о. Хоккайдо [85, 207, 267, 310]. Южнее этот ряд может быть продолжен на о. Хонсю, в район Северный Китаками, где развиты готерив-барремские кислые магматические породы, близкие по возрасту, но указывающие на энсиалическую дугу. На энсиалической дуге типа современной Филиппинской накопилась, вероятно, богатая роговой обманкой альбская вулканокластическая из района Сасаяма Японии [308], которая по возрасту коррелируется с фрагментами апт-альбской Монероно-Самаргинской островной дуги Сихотэ-Алиня [207].

Взаимоотношения между перечисленными фрагментами островодужных систем не ясны. В раннем мелу они могли представлять либо одну дугу, длительно развивавшуюся на различном субстрате, либо несколько дуг.

Вторая ассоциация, в которую входят мафические, метаморфические и гранитно-метаморфические компоненты, характерна для баррем-сеноманских отложений оз. Удыль (вулканогенного и грауваккового комплексов). Согласно [170], баррем-аптская ассоциация указывает на размыв остаточной энсиматической дуги, а альб-сеноманская - на влияние энсиалической вулканической дуги, которая могла входить в состав Хинган-Охотской активной континентальной окраины [167, 168, 305]. Судя по малому количеству ортопироксена, эта окраина была связана с косым схождением плит.

Третья ассоциация, наиболее многочисленная, обогащенная гранитно-метаморфическими и метаморфическими компонентами - продуктами размыва зрелых континентальных окраин, свойственна готерив-барремским отложениям Партизанско-Суходольского бассейна. Они отличаются высокими содержаниями неустойчивых эпидота и граната по отношению к устойчивым циркону и турмалину. Это указывает на то, что в зону размыва были выведены свежие кристаллические породы. Эти отложения накопились в обстановке пассивной и/или трансформной континентальной окраины [319].

Таким образом, в нижнемеловых отложениях Сихотэ-Алиня типичная кластическая вулканических дуг есть только в альб-сеноманских отложениях на оз. Удыль.

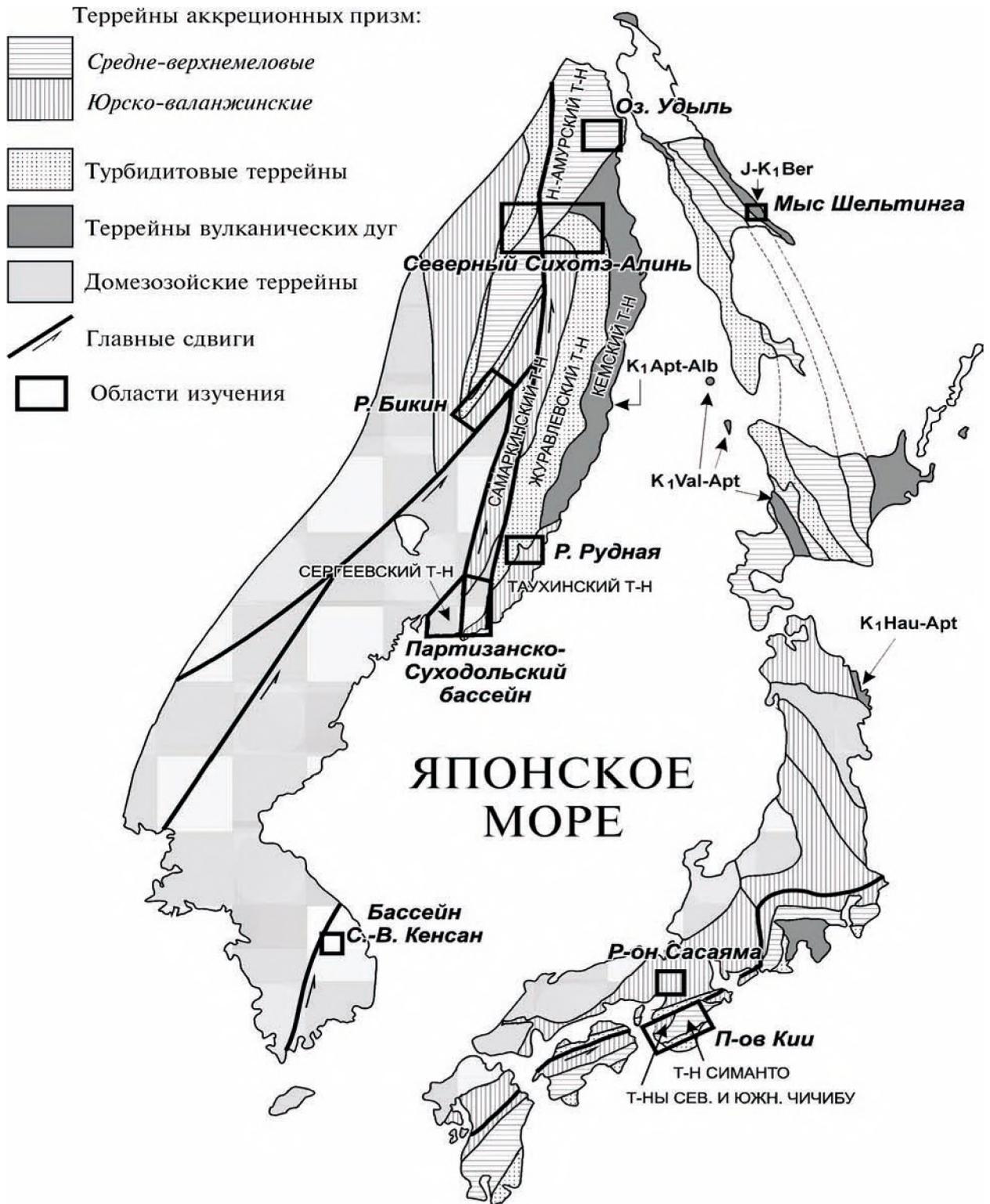


Рис. 95. Местонахождение районов изученных В.П. Нечаевым на схеме Япономорского региона (по А.И. Ханчуку с добавлениями автора) [171]

В.П. Нечаев подчеркивает также резкое изменение минеральных ассоциаций на уровне регионального валанжин-готеривского перерыва в седиментации. На оз. Удыль эти изменения отражают вулканическую активность северной части соответствующей островодужной системы до баррема, а позднее - разрыв остаточной дуги. В Партизанско-Суходольском бассейне на этом рубеже становится больше эпидота и граната по сравнению с цирконом. На р. Рудной изменения те же, но не такие резкие. Здесь, по сравнению с цирконом, слегка увеличиваются содержания хромистой шпинели, граната и роговой обманки. В Журавлевском террейне на границе валанжина и готерива осадконакопление стало спокойным и размеренным, перестали образовываться олистостромы, а турбидиты представлены песчаниковым флишем [57, 146]. Повсеместные изменения условий седиментации вместе с изменениями минерального состава подводят автора к мысли о региональном тектоническом кризисе, произошедшем примерно на границе валанжина и готерива и наиболее ярко проявившемся на юге региона. Кризис, по мнению В.П. Нечаева, выразился в надвигании пород океанического и островодужного типа на континентальную окраину и в выводе на поверхность свежих кристаллических пород в Сергеевском и Таухинском террейнах (примерно наши Южный прогиб и Прибрежное поднятие), а северо-западнее - в поднятии обширной территории, где готерив-барремских отложений нет.

Берриас-валанжинские ассоциации тяжелых минералов с преобладанием циркона везде указывают на разрыв зрелой континентальной коры, сопровождавшийся в берриасе р. Рудной высокоглиноземистым кислым вулканизмом (о чем можно судить по повышенным содержаниям кластики граната, эпидота и роговой обманки). Влияния дугового вулканизма в берриасских и валанжинских отложениях не заметно. Отсюда следует, что приращение континентальной окраины океаническими породами, происходившее в это время, не было связано с нормальной субдукцией. Аккреция происходила, скорее всего, благодаря косому и медленному (не вызывающему вулканизма) пододвиганию океанической литосферы под зрелую континентальную. Такая субдукция не требует поднятия и размыва офиолитов и других пород океанической литосферы, что подтверждается малым количеством шпинели и мафических минералов. Однако, в некоторых породах на р. Бикин [53] хромистая шпинель составляет до 44% тяжелых минералов, что указывает на кратковременные локальные коллизии. Об этом же свидетельствуют локальные проявления высокоглиноземистого вулканизма.

В.П. Нечаев считает, что ассоциации тяжелых обломочных минералов подтверждают общепринятую концепцию косоугольного схождения плит на восточной окраине Азии в юрско-раннемеловое время [57, 167, 168, 219, 221, 295, 305 и др.], но вносят и некоторые поправки. Б.А. Натальин, В.В. Голозубов и А.И. Ханчук [57, 167, 168, 305] полагают, что аккреционные призмы *юрско-берриасских террейнов* региона формировались в результате нормальной субдукции перед магматической дугой Юго-Восточного Китая и Кореи. Это мнение перекликается с представлениями японских геологов [322], которые считают, что юрско-нижнемеловые терригенные отложения Японии образовались в передовой части дуги. Данные В.П. Нечаева противоречат этому, поскольку дуговой вулканизм Японии не влиял на накопление терригенных пород Самаркинского и Таухинского террейнов Сихотэ-Алиня (наши Центральное и Прибрежное поднятия). Эти террейны, считает он, видимо, аккретировались в ходе очень косой и медленной субдукции океанической литосферы под зрелую континентальную окраину, которое отчасти компенсировалось сравнительно быстрой субдукцией в тылу дуг - там, где плиты сходились под большим углом (рис. 96).

Современным примером такой обстановки в какой-то мере может служить регион Филиппинского моря, где субдукция под энсиматические дуги не полностью компенсирует движение океанической плиты, так что литосфера окраинного моря относительно медленно движется на северо-запад, в ту же сторону, что и Тихоокеанская плита [247].

Кроме косой субдукции, формирование аккреционных призм на Сихотэ-Алине было обусловлено локальными коллизиями, о чем свидетельствуют проявления кислого высокоглиноземистого магматизма и хромистая шпинель - продукт размыва океанических пород, аномально обогащающие некоторые терригенные слои. Кроме того, отсутствие влияния дугового вулканизма на берриас-валанжинские отложения Самаркинского и Таухинского террейнов Сихотэ-Алиня свидетельствует, что эти террейны сейчас находятся не очень далеко от мест своего образования, и, во всяком случае, они не переместились на тысячи километров, как это предполагалось Б.А. Натальиным, В.В. Голозубовым и А.И. Ханчуком. В противном случае они содержали бы вулканокластику дуг Юго-Восточного Китая и Кореи.

В.П. Нечаев указывает на необходимость различать среди террейнов аккреционных призм образованные 1) во фронтальной части дуг (обязанные нормальной субдукцией, ред.) и 2) в задуговой области, приконтинентальные, пространственно оторванные от дуг и связанные с очень медленной и косой субдукцией).

Предполагаемый тектонический кризис на границе валанжина и готерива свидетельствует не о постепенных, а о резких изменениях на границе валанжина и готерива. Коллизия значительно усложнила границу плит. В самом раннем между эта граница была, видимо, относительно прямолинейной и ориентированной под очень острым углом к движению океанической плиты, искривляясь к юго-западу только на юге, в районе магматических дуг Юго-Восточного Китая и Кореи. После блокирования субдукции под эти дуги, она возродилась севернее, образовав далеко выдвинутую в океан систему дуг, которая, по-видимому, была большей частью энсиматической (горы Кабата, о-ва Ребун и Монерон, Нижнеамурский террейн) и лишь своим южным окончанием (Северный Китаками) эта система была энсиалической и налегала на окраину континента. Кроме того, коллизия, похоже, вызвала сильные левосторонние сдвиги, которые сегментировали континентальную окраину (рис. 96).

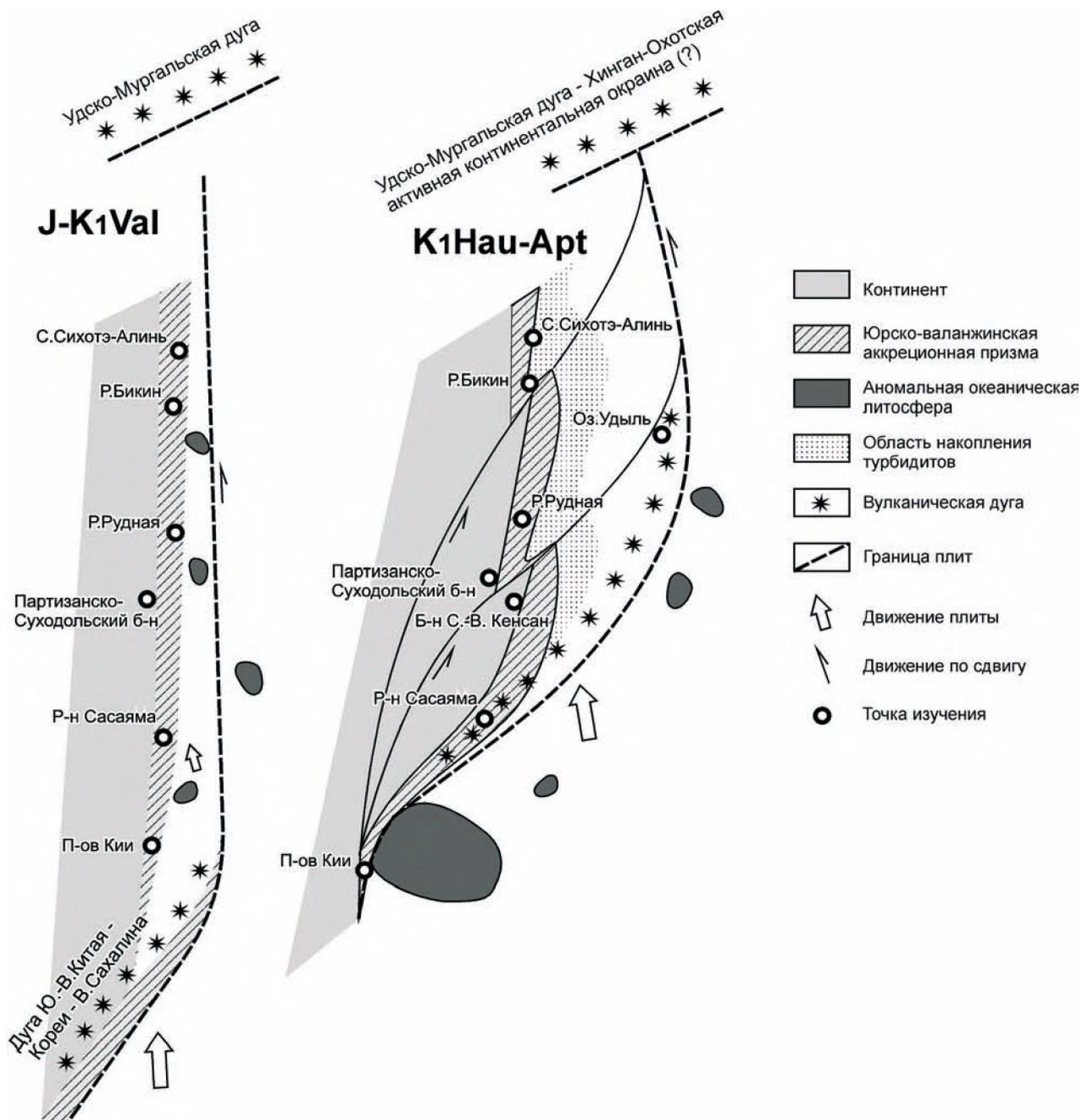


Рис. 96. Геодинамические обстановки образования юрско-меловых отложений Япономорского региона [171]

Для *готерив-аптских* турбидитов интерпретация В.П. Нечаева также расходится с мнением В.В. Голозубова и А.И. Ханчука [57], которые считают их образованными на трансформной границе плит типа существующей сейчас к западу от Северной Америки. Он считает, что турбидиты состоят из продуктов размыва зрелой континентальной коры и образовались в условиях, напоминающих приконтинентальную часть современного Южно-Китайского моря, где лавинное терригенное осадконакопление происходит в тылу Филиппинской дуги в спокойной тектонической обстановке. Высокие скорости седиментации обеспечиваются здесь интенсивным разрушением внутриконтинентальной области Гималаев, откуда материал транспортируется в р. Меконг. Если учесть эту аналогию, достоверные крупные готерив-аптские сдвиги внутри континента [334], а также многочисленные фрагменты магматических дуг к востоку от турбидитовых террейнов Сихотэ-Алиня и отсутствие меланжей во всем регионе, то готерив-аптская тектоническая обстановка представляется как окраинное море, ограниченное на юго-востоке системой вулканических дуг, а на западе - пассивной континентальной окраиной. При этом, косое схождение плит отчасти компенсировалось субдукцией под островные дуги, а отчасти левосторон-

ними сдвигами во внутриконтинентальной области. Эти сдвиги (система Тан-Лу) были ориентированы на северо-восток под острым углом к субмеридиональной пассивной окраине и, вероятно, делали ее конфигурацию пилообразной. Это отражено в современной восточной границе домезозойских и юрско-валанжинских террейнов, особенно на севере региона (рис. 95 и 96). В зонах сдвигов сжатие приводило к поднятию и интенсивному размыву внутриконтинентальных участков. Сама же пассивная окраина и приконтинентальная часть моря были тектонически стабильны, и лавинная седиментация питалась здесь за счет размыва внутриконтинентальных районов. Островодужная система была большей частью энсиматической, выдвинутой далеко на восток, так что ее пирокластика не могла заметно влиять на накопление турбидитов. В Нижнеамурском островодужном фрагменте субдукция также была затруднена. Это отразилось в том, что вулканизм здесь завершился раньше, в барреме, а южнее - только в апте-альбе (?).

Апт-альбская геодинамическая ситуация, по В.П. Нечаеву, была еще сложнее. В это время на севере региона существовала Хингано-Охотская активная континентальная окраина, к которой с юга по субмеридиональным сдвигам приближались Сихотэ-Алинские террейны [167, 168, 305] и фрагменты раздробленной валанжин/готерив-аптской островодужной системы [170]. Эти движения сопровождались локальными коллизиями, на что указывают кислые высокоглиноземистые магматические продукты и гранат-цирконовые ассоциации тяжелых обломочных минералов. На континентальной окраине и в прилегающей глубоководной части моря накапливались осадки, богатые цирконом, включая турбидиты. В то же время, на юго-востоке происходили косая субдукция и связанный с ней вулканизм, о чем свидетельствуют фрагменты апт-альбских дуг Кемского террейна Сихотэ-Алиня и района Сасаяма в Японии. Во фронтальных частях этих дуг и Хинган-Охотской окраины формировались аккреционные призмы. Из-за недостатка данных трудно восстановить общую геодинамическую картину этого сложнейшего сочетания обстановок. Можно только утверждать, что в апте-альбе продолжалось косое схождение плит, которое компенсировалось субдукцией и сдвигами и затруднялось многочисленными локальными коллизиями. Аптская перестройка могла быть вызвана поглощением в зоне субдукции аномального блока океанической литосферы на юге (происходившем постепенно на протяжении готерива-апта) или его аккрецией к континенту и перемещением субдукции на новое место.

В итоге В.П. Нечаев приходит к выводу, что юрско-раннемеловая эволюция Япономорского региона со временем усложнялась. Граница плит становилась все более неправильной, изрезанной, эшелонированной, сочетающей все больше различных обстановок - пассивная континентальная окраина в тылу островной дуги соседствовала с коллизионными обстановками различного масштаба и характера, связанными с зонами субдукции. Все эти обстановки существовали на фоне косога схождения плит, так что важную роль постоянно играли левосторонние сдвиги. Усложнение геодинамической обстановки следует связывать со столкновениями аномальных блоков субдуцируемой литосферы и континентальной окраины. Это означает, что литосфера западной Палеоокеании в раннем мелу изобиловала микроконтинентами (?) и внутриокеаническими поднятиями, возможно даже больше, чем западная часть современного Тихого океана. Таким образом, подтверждается прежнее заключение В.П. Нечаева [307], сделанное по тяжелым минералам пермских и триасово-юрских палеоокеанических плитчатых кремней Самаркинского и Таухинского террейнов (Центрального и Прибрежного поднятий) Сихотэ-Алиня.

В самом общем виде, на фоне глобальных событий [65] палеогеографические особенности первой половины раннемеловой истории (берриас-баррем) определялись существованием на Земле трех крупных континентальных масс - Лавразии, Западной и Восточной Гондваны, которые относительно устойчиво сохраняли свое положение почти на всем протяжении неокома. Они составляли континентальное полушарие Земли, которое противостояло океаническому, занятому Тихим океаном. Последний представлял собой в это время обширный глубоководный океанский бассейн, несколько больше современного. Здесь продолжалось развитие крупных литосферных плит Кула, Фаралон, Феникс и Тихоокеанской. Достоверные сведения об обстановках осадкообразования получены в результате глубоководного бурения только на Тихоокеанской плите, тогда как по другим плитам, полностью уничтоженным субдукцией, можно судить лишь по разрозненным блокам, включенным в континентальное обрамление.

В неокоме небольшая Тихоокеанская плита, зародившаяся в юре, располагалась в южном полушарии, в центре пелагической области океана, очень далеко от континентов, что предопределило здесь развитие типичных пелагических фаций, характеризовавшихся преобладанием био- и аутигенного компонентов, отсутствием терригенного материала (кроме тончайшей глины), низким содержанием органического вещества, а также малыми мощностями и скоростями осадконакопления.

В первой половине раннего мела обрамление Тихого океана было сложено аллохтонными террейнами, залегание которых в современных орогенических поясах вторичное и нарушенное, а их первоначальная природа весьма спорна. Почти по всей периферии океан окаймлялся системами островных вулканических дуг, в отдельных регионах сменявшихся по простиранию окраинно-континентальными вулканическими поясами. Латеральный ряд структур в зоне перехода океан-континент чаще всего включал глубоководный желоб, преддуговой прогиб с турбидитами, островную вулканическую дугу с известково-щелочными и толеитовыми вулканическими сериями, а также с терригенно-вулканогенными образованиями, и задуговой прогиб, заполнявшийся турбидитами. На краях континента участки суши перемежались с шельфовыми морями, а некоторые сектора были заняты цепочками наземных вулканов, составлявшими окраинно-континентальные вулканические пояса, которые сопровождались преддуговыми прогибами с турбидитовыми и песчано-глинистыми комплексами.

Близ западных берегов Лавразии в первой половине раннего мела до баррема включительно развивалась сложная сегментированная система островных вулканических дуг. Гирлянды раннемеловых островных дуг развивались еще с юрского периода, в конце которого некоторые их сегменты столкнулись, объединившись в более протяженные системы. В первой половине раннего мела сегменты дуг постепенно сближались с краем Лавразии вплоть до апта, когда произошла их амальгамация с континентом. Островные дуги Корякского и Дальневосточного регионов смыкались с извилистой гирляндой дуг, которая располагалась между Чукотскими континентальными блоками и Колымо-Омолонской частью Евразии в узком, постепенно сужавшемся Южно-Ануйском морском заливе.

Китайско-Корейская окраина Лавразии в первой половине раннего мела представляла собой гористую сушу с цепочкой наземных вулканов, составлявших протяженный вулканический пояс. В его тылу располагались впадины с красноцветными, эвапоритовыми и нередко угленосными отложениями, а со стороны океана к поясу примыкали преддуговой прогиб и глубоководный желоб. Таким образом, в это время обширные ансамбли перитихо-океанских островных дуг Южно-Ануйского залива на северо-западе океана продолжались на юг, на территорию Дальнего Востока, а Южнее, в Корейско-Китайском регионе они сменялись окраинно-континентальными вулканическими поясами. Рассмотренные обстановки существовали до рубежа 110-105 млн. лет (до середины альба), когда произошла резкая реорганизация литосферных плит.

Латеральный ряд тектонических элементов, существовавших на Сихотэ-Алине и на Сахалине в позднем мезозое и в палеогене выделяет и А.А. Врублевский с соавторами [45]. Большую часть Южного Сихотэ-Алиня в это время, считают они, занимал длительно развивавшийся прогиб, в котором с юры до сеномана накопился мощный терригенный комплекс. Вначале прогиб был, по-видимому, единым с Сахалинским, но уже в апте-альбе на востоке Сихотэ-Алиня вплоть до о. Монерон возникло поднятие, переросшее в гряду островов, а позже - в вулканическую островную дугу, которая разделила прогиб на тыловой - на месте нынешней Коппи-Лужкинской и Кемской зон и преддуговой - восточная часть Татарского прогиба и Западный Сахалин. До появления дуги в условиях континентального склона и его подножия на Сихотэ-Алине накопилось более 5 тыс. м терригенных отложений, внизу с базальтами, кремнистыми, терригенно-кремнистыми и туфогенно-кремнистыми породами. На больших площадях образовались олистостромы. В это время предполагаются крупные конседиментационные надвиги, аллохтоны которых соскальзывали по подводным склонам, и благодаря разрушению их фронтальных частей, в олистостромах образовались экзотические глыбы. Бассейн постепенно мелел. Валанжинские отложения накапливались уже в прибрежно-морских условиях и содержат немного углей, а окончательно бассейн заполнился осадками в готериве-барреме с последующим осушением. В добарремское время на месте Окраинской зоны и на юго-западе Коппи-Лужкинской существовало Центральное поднятие или гирлянда островов, к востоку от которой с апта-альба продолжал развиваться тыловой прогиб, где накопился мощный терригенный, иногда флишоидный комплекс.

Можно считать установленным, что в раннем мелу на месте Сихотэ-Алиня реконструируются основные компоненты геодинамической обстановки активной континентальной окраины западно-тихоокеанского типа с участием эпиконтинентальных и эпиокеанических островодужных систем. В направлении от континента к океану в ней "выстраиваются" следующие обстановки седиментации: 1) на юге Сихотэ-Алиня - окраинно-континентальное (эпиконтинентальное) море → окраинноморские бассейны с выделенными выше литофациями: тыловодужный (задуговой) бассейн → зрелая эпиконтинентальная вулканическая островная дуга; 2) на севере - окраинное море (задуговой бассейн) → эпиокеаническая вулканическая островная дуга и ее подводные склоны → преддуговой бассейн → глубоководный желоб → бассейновая равнина океана и окраинного моря (рис. 49).

Эти геодинамические обстановки могут предполагаться, *если исходить из того, что в раннем мелу на месте современного Сихотэ-Алиня существовала единая, хотя и сложная, седиментационная система. Только в этом случае мы реконструируем раннемеловую седиментацию, происходившую именно здесь, на месте Сихотэ-Алиня.* При этом допущении, однако, не находится места океаническим обстановкам, и поэтому в рамках этой модели вулканогенно-кремнистые комплексы логичнее считать глубоководными осадками, но не океана, а окраинных морей.

Если же единой системы не было, то седиментация в это же время могла происходить и за пределами современного Сихотэ-Алиня, порой далеко от нынешнего положения нижнемеловых отложений, *и тогда мы реконструируем только обстановки накопления нижнемеловых отложений, слагающих Сихотэ-Алинь*, но не седиментацию на месте Сихотэ-Алиня. В этом случае присутствие океанических образований вполне объяснимо.

В домеловое (позднеюрское) время и в начале раннего мела (берриас-валанжин) Сихотэ-Алинский регион представлял собой зону перехода между Евразийским континентом и Тихим океаном. Бассейн седиментации был приконтинентальным открывавшимся в океан, а в сторону суши местами переходил в окраинно-континентальное эпиплатформенное море. Судя по остаткам фауны, осадки этого времени накопились здесь на глубинах от литорали до нижней сублиторали, но не выходили за пределы шельфа. Бассейн был вероятно, пологосклонным, дно которого плавно переходило в океаническое ложе [136]. Однако, поскольку осадки, позволяющие реконструировать шельфовую обстановку, были впоследствии смяты в линейные узкие складки с крутонаклонными осевыми плоскостями, мы предполагаем что шельф не представлял собой опущенную окраину континента, на жестком складчатом основании которого накапливался относительно маломощный осадочный чехол, а был всего

лишь поверхностью все более мощного комплекса морских терригенных осадков, залегающих на океаническом дне, постоянно погружавшемся в юре и самом начале раннего мела.

В готериве это опускание продолжалось, но на Прибрежном поднятии морская седиментация прекратилась, оно стало областью сноса, а в северной части бассейна на океанических осадках, приблизившихся к тому времени, благодаря движению Тихоокеанской плиты, к континенту, в это время начала формироваться Удыльская островодужная система. Одновременно с седиментацией косая субдукция, которая не полностью компенсировала движение плиты, провоцировала многочисленные левосторонние сдвиги, по которым существовавшая на юго-востоке Китая вулканическая дуга [171] (здесь - Монероно-Самаргинская) переместилась на север-северо-восток и в начале альба, почти сомкнувшись с Удыльской, вместе с последней отчленили от океана ставшее тыловым по отношению к дугам окраинное море. С запада это море ограничивалось краем Евразийского континента, а с востока - эпиокеанической и эпиконтинентальной вулканическими островными дугами. В строении дна моря, кроме преобладавших осадков шельфа, участвовали глубоководные отложения подножия континентального и островного склонов, бассейновой равнины и глубоководного желоба, а также фрагменты аккрецированных к тому времени океанических осадков. Окраинное море с самого начала мела было разделено Центральным поднятием на два крупных, сливавшихся на севере бассейна: Западный и Восточный прогибы. Последний ограничивался с востока, кроме островных дуг, аккреционной призмой Прибрежного поднятия.

Южный прогиб представлял собой западный, самый мелководный край этого окраинного моря - эпиплатформенный окраинноконтинентальный бассейн. Геодинамические условия формирования этого прогиба рассматриваются двояко. Долгое время он считался эпиконтинентальным, заложенным и развивавшимся на краю Ханкайского массива [51], опущенном по серии сбросов, образовавших несколько впадин. В связи с этим для более поздних дислокаций осадков предлагалась модель конседиментационной "штамповой" складчатости [130]. Сдвиговые перемещения вдоль Партизанского разлома и других разломов северо-западного простирания считались постседиментационными и датировались поздним мелом.

Однако, В.В. Голозубов и Донг-У Ли [54], исследовав седиментацию во впадинах южного прогиба в сравнении с одновозрастными южнокорейскими, показали, что в *Партизанско-Суходольском бассейне* Южного прогиба в валанжине и альбе терригенные, преимущественно континентальные осадки накапливались в аллювиальной долине, переходившей к востоку в залив типа лимана или эстуария. Бассейн представлял собой синклиналильный прогиб, сильно вытянутый в восток-северо-восточном направлении, а прилегающие к нему с северо-запада и юго-востока антиклинальные поднятия служили источниками обломочного материала. Бассейн формировался в обстановке сжатия, ориентированного поперек него. Западно-Партизанский и Партизанский разломы северо-восточного простирания были в это время фациальными барьерами, и вдоль них происходили вертикальные перемещения. В результате леволатеральных движений, которые происходили вдоль Партизанского разлома в позднем альбе, восточная, прибрежноморская, часть бассейна была перемещена на север-северо-восток на расстояние 45-50 км. Альб-сеноманская коркинская серия накопилась в бассейне северо-восточного простирания, ограниченного с востока Партизанским разломом или его северным продолжением - Арсеньевским разломом. Предполагается, что этот бассейн принадлежит к типу бассейнов синдвигового растяжения (*pull-apart basins*). Эти выводы хорошо увязываются с моделью, предполагающей трансформный режим на Восточно-Азиатской окраине в это время.

Раздольнинский бассейн Южного прогиба, по данным этих же авторов и Г.А. Амельченко [55], выполнен баррем-альбской сероцветной угленосной никанской серией и альб-сеноманской пестроцветной коркинской серией, образующими три брахисинклинали восток-северо-восточного простирания, вдоль юго-восточных крыльев которых установлена серия надвигов такого же простирания, полого падающих на юго-восток. Антиклинальные поднятия, разделяющие эти синклинали, прослеживаются по выходам домелового фундамента или полосами его неглубокого залегания. Вдоль западной границы Раздольнинского бассейна проходит Западно-Приморский разлом. Бассейн заполнялся на фоне сжатия, ССЗ-ЮЮВ направления. В связи с этим сжатием вблизи разлома формировалась система надвигов ВСВ простирания, по которым блоки фундамента надвигались друг на друга. Лежачие бока этих надвигов, опущенные до глубин свыше двух тыс. метров, могут соответствовать участкам накопления преимущественно озерных отложений максимальной мощности. Относительно поднятые фронтальные части надвигов, а также края бассейна были в это время областью размыва, или здесь отлагались аллювиально-пролювиальные отложения сокращенной мощности. ССЗ направление сжатия, которое установлено для мелового времени на Сихотэ-Алине, на Корейском п-ове и в Восточном Китае, реконструируется и в Раздольнинском бассейне, что свидетельствует о единстве динамики развития этих регионов в раннем мелу.

Таким образом, концепция В.В. Голозубова и соавторов отстаивает "растаскивание" Ханкайского фундамента с последующим сжатием, сопровождавшим раннемеловую седиментацию и причинившим относительно пологие дислокации раннемеловых отложений.

Заканчивая рассмотрение возможных геодинамических обстановок раннего мела, на фоне которых происходило накопление, а затем становление нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня, хотелось бы подчеркнуть, что у авторов книги не было заранее принятой концепции развития, к которой они старались бы приспособить фактический материал по условиям накопления нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня и по формированию их современной структуры. Они были готовы принять как традиционное учение о геосинклиналях, так и мобилистские воззрения. В нужных местах указывалось на различные, порой диаметрально противоположные

точки зрения. Однако, анализ литологических особенностей пород, содержащихся в них органических остатков, палеорекострукции различного рода (фациальный анализ, включая экологические особенности остатков фауны, состав источников питания, геодинамический фон седиментации и др.) выявили, правда не безоговорочно, что все нижнемеловые обстановки могли сосуществовать в единой, хотя и сложной, региональной системе седиментации, существовавшей в раннем мелу на Дальневосточной окраине Палеоазии. Таким образом, в принципе, все многообразие нижнемеловых пород Сихотэ-Алиня и восстановленные по ним раннемеловые обстановки “укладываются” в модель современного окраинного моря, в котором были и глубоководные впадины, осложненного вулканическими островными дугами и соседствовавшего с ним относительно небольшого фрагмента окраинно-континентального бассейна. Однако, в свете современных представлений плитовой тектоники вполне возможна и модель, привлекающая большие латеральные перемещения плит и находящегося на них осадочного слоя земной коры, благодаря океаническому спредингу, субдукции и широкомасштабным левосторонним сдвигам на западной окраине Тихого океана и его континентальном обрамлении.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В книге подведены итоги седиментологического изучения нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня. Использованы неопубликованные материалы авторов, которые приведены наиболее подробно, и многочисленные публикации. Первые касаются, в основном, центрального и южного Сихотэ-Алиня, а вторые юга Дальнего Востока в целом.

Реконструкции условий накопления осадков основаны на современной биостратиграфической схеме с использованием комплексной методики изучения осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов, в которой наряду с традиционным литолого-фациальным изучением отложений, главным элементом является исследование вещественного состава терригенных и других пород (породообразующие компоненты, тяжелые кластические минералы, валовой химический состав и др.), а также экологический анализ фауны.

Выделено шесть структурно-вещественных комплексов и соответствующих им типов бассейнов седиментации: 1) континентальный, 2) терригенный - окраинноконтинентального (эпиplatformенного) моря, 3) терригенный - окраинного моря, 4) вулканогенно-осадочный - морей островодужных систем, 5) кремнисто-глинистый - глубоководного желоба, 6) вулканогенно-кремнистый - океанического бассейна.

Наиболее развиты отложения окраинного моря, меньше континентальные, затем отложения морей островодужных систем, образующие на Сихотэ-Алине ряд небольших фрагментов, и совсем немного здесь осадков открытого океана и глубоководных желобов. В раннемеловом окраинноморском бассейне различаются обстановки литорали, сублиторали (верхней и нижней), нижней части континентального (островного) склона и его подножия, а также бассейновой равнины.

История седиментации в окраинном море делится на три основных этапа, в течение каждого из которых физико-географические и геотектонические обстановки седиментации отличались от других своеобразием и были относительно устойчивыми. Это: 1) берриас - валанжин, 2) готерив - средний альб и 3) средний - поздний альб. Берриас-валанжинский этап был временем быстрой трансгрессии раннемелового моря, среди осадков которого сравнительно много грубообломочных; в готериве - альбе рельеф морского дна был наиболее расчленен и контрастен, начали формироваться островодужные системы и интенсивно осаждались гравитационные образования, включая терригенный и вулканотерригенный флиш. В средне- и позднеальбское время началось накопление морских, а затем и континентальных моласс и заканчивали свое развитие островодужные системы, которые переросли в сеномане и позднее в окраинноконтинентальный орогенный Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс.

Для каждого типа бассейнов установлены источники питания: для окраинного моря зрелая континентальная сиалическая гранитно-метаморфическая кора, для островодужных морей - в случае эпикоеанических дуг - главенствовавший вулканический и второстепенный - континентальный и аккреционные призмы сложного состава. Окраинное море питалось с двух сторон: с востока - юго-востока и запада.

Среди островодужных обстановок выделены эпикоеанические и эпиконтинентальные островные дуги, задуговые и преддуговые прогибы, а также соседствующие с ними бассейновые равнины.

Вулканогенно-кремнистый комплекс является фрагментом осадочного чехла океанической плиты. Он накапливался сначала в пелагических условиях центральной (приэкваториальной) области океанического бассейна, осложненной различными по форме и размерам вулканическими поднятиями, а затем в его краевых участках под влиянием островных дуг. Вулканогенно-кремнистый комплекс - индикатор конвергентной границы литосферных плит, существовавшей в середине мела около восточной окраины Азиатского материка.

Эти обстановки (за исключением океанической) могут рассматриваться как части одной, хотя и сложной, системы седиментации в зоне перехода от континента к океану, существовавшей примерно на месте Сихотэ-Алиня, или же эта складчатая область была сформирована, благодаря латеральным движениям блоков земной коры, которые происходили вследствие взаимодействия континентальной и океанической литосферных плит в обстановке субдукции, осложненной крупномасштабными левосторонними сдвигами. Вторая модель предпочтительнее, так как объясняет присутствие океанических осадков среди шельфовых - окраинного моря и формирова-

ние разнотипных островодужных систем.

Выбор наиболее вероятной модели раннемелового осадконакопления и формирования современной структуры нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня принципиально важен, и это первоочередная и труднейшая задача будущих исследований. Она требует решения более мелких, частных задач, из которых выделим следующие: 1) сопоставление строения и состава строго одновозрастных частей возможно большего числа разрезов; 2) обстоятельный сравнительный анализ палеоэкологических особенностей ископаемых организмов и растений по латерали и их эволюция по вертикали; 3) выявление и анализ палеомагнитных свойств пород, особенно синседиментационных вулканитов; 4) определение состава и тектонического типа источников питания осадков, основанное на точных современных методах; 5) определение петрологического типа вулканитов и их геотектонической (геодинамической) принадлежности; 6) реконструкция и сопоставление геодинамических обстановок седиментации.

При дальнейшем исследовании и реконструкции островодужных систем дополнительно нужны: 1) типизация островодужных систем по составу вулканитов, по характеру фундамента (энсиалические, энсиматические, эпиконтинентальные, эпикоеанические), по степени “зрелости” (молодые, зрелые, слабо- или сильно эродированные, обновленные и т.д.); 2) палеогеографические реконструкции с объединением фрагментов в одну или несколько островодужных систем; 3) идентификация типа островодужных бассейнов (пред- или задуговой) в той или иной системе. Решить эти вопросы можно только петрологическим исследованием вулканитов и седиментологическим - вулканогенно-осадочных пород островодужных палеобассейнов, их строения, особенно вещественного состава, с реконструкцией источников питания, способов транспортировки и захоронения осадочного материала, палеоостроводужных обстановок в целом и т.д.

От правильного решения перечисленных вопросов зависят представления не только об истории меловой седиментации, но и о механизмах формирования Сихотэ-Алиня в послемеловое время.

Особое место среди перечисленных исследований принадлежит скрупулезному анализу всех раннемеловых макро- и микрофоссилий. По палеонтологическим критериям можно более объективно судить и о правомерности выделения террейнов [68]. К сожалению, до сих пор многочисленные находки органических остатков на Сихотэ-Алине использовались только для определения возраста отложений и их корреляции. Палеоэкологические аспекты изучались очень мало, хотя имеются богатейшие палеонтологические коллекции, и это сильно обедняет возможности седиментологических и других палеореконструкций.

Ряд вопросов не удалось однозначно решить, и они требуют дальнейшего изучения. К ним относятся:

1) мелководная шельфовая фауна иноцерамов, обнаруженная в обычных тонкозернистых осадках среди турбидитов, не согласуется с тем, что по современным представлениям турбидитов на шельфе нет, а они образуются в глубоководных условиях подножия континентального склона и бассейновой равнины;

2) окончательно не определены механизмы и причины образования олистостром;

3) неоднозначно решен вопрос о генезисе вулканогенно-кремнистого комплекса, который в этой книге трактуется как океанический, хотя существует и точка зрения, что это глубоководные осадки окраинного моря;

4) не разрешено до конца противоречие между шельфовыми глубинами окраинного моря, установленными по органическим остаткам для раннемеловых отложений большей части Сихотэ-Алиня, их огромной мощностью и интенсивной складчатостью, которые несовместимы с условиями классического шельфа, как геологической структуры с жестким континентальным основанием, перекрытым слабо дислоцированным осадочным “чехлом”.

5) по-прежнему дискуссионна модель формирования структуры нижнемеловых отложений и первоначальное положение фрагментов, представляющих осадки столь разнообразных бассейновых обстановок, перечисленных выше.

Книга написана в рамках двух международных проектов под эгидой Международного Союза Геологических Наук (IUGS): 1) *Project 350 “Cretaceous Environmental Change in E & S Asia” of International Geological Correlation Programme (IGCP)* и 2) *Cretaceous Resources, Events and Rhythms (CRER) of Global Sedimentary Geology Program (GSGP)*. Раздел “Группа фаций островодужных систем” выполнен при финансовой поддержке РФФИ (проект 98-05-65328).

Авторы признательны сотрудникам ДВГИ В.В. Голозубову, В.П. Симаненко и А.И. Ханчуку, которые, несмотря на расхождения во взглядах на некоторые вопросы, дали доброжелательные консультации по региональной и общей геологии, а также В.С. Маркевич, благодаря помощи которой написано все, что касается растительности и климата. Особая благодарность - инженерам лаборатории седиментологии Дальневосточного геологического института В.И. Тихоновой, П.Д. Гасановой и И.В. Смирновой за подготовку проб и выполнение многочисленных минералогических анализов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аблаев А.Г., Коновалов В.П., Красилов В.А. О возрасте Сихотэ-Алинид // Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 3. С. 665-668.
2. Агеева Е.М. Вещественный состав и постседиментационные изменения пород комсомольской серии Северного Сихотэ-Алиня // Вопросы литологии и геохимии вулканогенно-осадочных образований юга Дальнего Востока. Владивосток, 1971. С. 81-107.
3. Агеева Е.М. Минералогия и петрография меловых отложений южного Приморья // Материалы по стратиграфии и литологии мезозойских отложений Дальнего Востока. Труды Дальневосточного филиала СО АН СССР. 1960. Сер. Геологическая. Т. VI. С. 59-123.
4. Алабушев А.И. Морфогенез альбских и раннесеноманских аммонитов Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1989. 103 с.
5. Александрин-Садова Т.А. *Corbicula* и *Trigonia* северо-сучанской свиты Сучанского бассейна // Тр. Лабор. геол. угля. М.-Л.: 1960, вып. X. С. 194-200.
6. Анойкин В.И. Геологическая карта СССР, масштаб 1: 200 000. Лист L-53-V. Л., 1984.
7. Анойкин В.И. Геологическая карта СССР, масштаб 1: 200 000. Лист L-53-X. Л.: Госгеолтехиздат, 1985.
8. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Том III. Триасовый, юрский и меловой периоды. М., 1968.
9. Атлас нижнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма (ред. В.В. Друщиц и М.П. Кудрявцева) // М.: Гостоптехиздат, 1960. 396 с.
10. Беляевский Н.А., Громов Ю.А., Елисева В.К и др. Геология Приморского края // М.: Гостоптехиздат, 1955. 339 с.
11. Берсенев И.И. Основные черты тектоники Приморского края // Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 114-127
12. Бидюк Ю.П., Коновалов В.П. Нижнемеловые отложения бассейна среднего течения р. Сандагоу // Информ. сб. ПГУ, 1968, № 6. С. 24-28.
13. Бодылевский В.И. О нижнемеловой фауне Сучанского угленосного района // Докл. АН СССР, 1943, т. 41, № 6. С. 266-268
14. Борукаев Ч.Б., Натальин Б. А. Аккреционная тектоника юга Российского Дальнего Востока // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7-8. С. 89-93.
15. Брагин Н.Ю. Радиоларии и нижнемезозойские толщи Востока СССР // М.: Наука. 1991. 125 с. (Труды ГИН; вып. 469).
16. Брудницкая Е.П., Дымович В.А., Исполинов В.А. и др. Новые данные по стратиграфии мезозойских отложений Северного Сихотэ-Алиня // Стратиграфия Дальнего Востока (Тез. докл. III Дальневост. стратигр. совещания. Владивосток, 1978. С. 115-116.
17. Буалло Г. Геология окраин континентов. М.: Мир. 1985. 156 с.
18. Бурдэ А.И., Высоцкий В.И. Новые данные об апт-сеноманских отложениях бас. р. Кемы и прилегающей части рек Нанцы и Колумбе // Информ. сб. Прим. Геол. Упр., 1963, № 4. С. 19-21.
19. Бурдэ А.И., Мостовой В.К. Структурно-фациальные зоны средней части Главного синклиналия Сихотэ-Алиня // Геол. и геофиз., 1965, № 4 С. 164-168.
20. Бурый Г.И., Филиппов А.Н. Стратиграфические перерывы в триасовой кремневой толще Сихотэ-Алиня // Известия АН СССР; сер. геол., 1991. № 7. С 136-139.
21. Васильковский Н.П. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии // Тр. СНИИГИМС, 1960. Вып. 13. С. 5-56.
22. Васильковский Н.П. Особенности строения и геологической истории северо-азиатской ветви Тихоокеанского пояса // Геология зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1968. С. 9-57.
23. Васильковский Н.П. Палеогеология Северо-Востока Азии (Монголо-Охотская и Сихотэ-Алинская складчатые области и Сино-Корейский щит). М.: Наука, 1984. 175 с.
24. Вассоевич Б.Н. Условия образования флиша. Л - М., 1948. 198 с.
25. Вахрамеев В.А. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. М.: Наука, 1964. 262 с.
26. Вахрамеев В.А. Юрские и меловые флоры и климаты земли. М.: Наука, 1988. 214 с.
27. Вербицкая З.И. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения меловых отложений Сучанского каменноугольного бассейна // Тр. лабор. геологии угля. М.-Л.: 1962, вып. 15. 160 с.
28. Вербицкая З.И., Дзенс-Литовская О.А., Штемпель Б.М. Меловая растительность и угли Приморского угленосного бассейна. М.-Л.: Наука, 1965. 118 с.
29. Верещагин В.Н. О проявлении нижнемеловой складчатости в Приморье // Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1958, № 3. С. 61-64.
30. Верещагин В.Н. Проблема готерива и баррема на Дальнем Востоке // Сов. геол., 1962, № 8. С. 33-39.
31. Верещагин В.Н. Новые данные о меловых отложениях западного склона Сихотэ-Алиня // Тр. ВСЕГЕИ, 1964, т. 107. С. 91-94.

32. Верещагин В.Н. Меловая система Дальнего Востока. Л.: Недра, 1977. 207 с.
33. Верещагин В.Н., Коновалов В.П. Меловая система. Нижний отдел // Геология СССР. Том XXXVII. Приморский край. Часть I. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. С. 255-283.
34. Верещагин В.Н., Кинасов В.П., Паракецов К.В., Терехова Г.П. Полевой атлас меловой фауны Северо-Востока СССР. Магадан, 1965. 215 с.
35. Верещагин В.Н., Зонова Т.Д., Потапова З.П. Сихотэ-Алинь и Нижнее Приамурье // Стратиграфия СССР. Меловая система, полутом 2, 1987. С. 120-132.
36. Верещагин В.Н., Потапова З.П. Северный и Средний Сихотэ-Алинь и Нижнее Приамурье // Геология СССР. Том XIX. Хабаровский край и Амурская область. Часть I. Геологическое описание. М.: Недра. 1966. С. 267-299.
37. Вишневская В.С., Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е. Бореальные радиоларии средней юры - раннего мела Охотоморского побережья Камчатки // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17, № 3. С. 22-35.
38. Вишневская В.С. Массовые вымирания радиоларий в северо-западной Пацифике и их возможные причины // Эволюция экосистем. М.: ПИН РАН, 1995.
39. Власов Г.М., Борисов О.Г., Петраченко Е.Д. и др. Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. М.: Наука, 1978. 177 с.
40. Войнова И.П., Зябрев С.В., Приходько В.С. Петрохимические особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. 1994. № 6. С. 83-96.
41. Волохин Ю.Г., Бурий Г.И., Михайлик Е.В. и др. Карбонатно-кремневая фация в геосинклинальном триасе Сихотэ-Алиня // Геосинклинальные формации Советского Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР. 1987. С. 98-110.
42. Волохин Ю.Г. Кремневые породы Сихотэ-Алиня и проблема происхождения геосинклинальных кремневых толщ. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1985. 208 с.
43. Вольнец Е.Б. Альбская флора алчанской свиты Приморья // К 110-летию со дня рождения А.Н. Криштофовича. Мат. научной конференции. Владивосток: Дальнаука, 1997. С. 23-24.
44. Воронцов Н.Н. Геологическая карта СССР, масштаб 1: 200 000. Лист М-54-XX с объяснительной запиской. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 63 с.
45. Врублевский А.А., Мельников Н.Г., Голозубов В.В. Микститы Сихотэ-Алинской складчатой системы. Владивосток, ДВО АН СССР, 1988. 110 с.
46. Вулканические пояса востока Азии. Геология и металлогения. М.: Наука. 1984. 504 с.
47. Геологическая карта Дальнего Востока СССР и прилегающих акваторий. 1: 1 500 000 (ред. Л.И. Красный). Л., 1986.
48. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1: 2 500 000. Объяснительная записка. Санкт-Петербург - Благовещенск - Харбин, 1996. 135 с.
49. Геологическое строение и условия осадконакопления на территории Сучанского каменноугольного бассейна. Новосибирск, 1964. 188 с.
50. Геологическое строение мезо-кайнозойских впадин Южного Приморья // Тр. ВНИГРИБ вып. 302, 1971. 240 с.
51. Геология СССР. Том XXXVII. Приморский край. Часть I. Геологическое описание (ред. И.И. Берсенов). М.: Недра, 1969. 695 с.
52. Геология СССР. Том XIX. Хабаровский край и Амурская область. Часть I Геологическое описание. М.: Недра, 1966. 736 с.
53. Геосинклинальный литогенез на границе континент-океан. М.: Наука, 1987. 176 с.
54. Голозубов В.В., Донг-У Ли. Динамика формирования мелового Партизанско-Суходольского эпиконтинентального бассейна (Южное Приморье) // Тихоокеанская геология, 1997, том 16. № 6 С. 46-57.
55. Голозубов В.В., Донг-У Ли, Амельченко Г.Л. Роль горизонтальных перемещений при формировании Раздольнинского мелового эпиконтинентального бассейна (Южное Приморье). Тихоокеанская геология, 1998, том 17, № 3. С. 14-21.
56. Голозубов В.В., Ханчук А.И., Кемкин И.В. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь). Препринт. Владивосток, 1992. 83 с.
57. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) - фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеанская геология, 1995, № 2. С. 13-25.
58. Голозубов В.В., Мельников Н.Г. Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня // Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 128 с.
59. Гранник В.М., Пискунов Б.Н., Стафеева Г.Н. Петрохимическая характеристика мезозойских вулканических пород Тонино-Анивского полуострова (Сахалин). Препринт. Южно-Сахалинск. 1989. 45 с.
60. Димитрова Н. Фосилите на България. IV. Долна Крета. Главоноги // Изд. Белгарска Акад. на Науките. София, 1967. 424 с.
61. Дымович В.А. Геологическая карта СССР, масштаб 1: 200 000. Лист М-53-XXX с объяснительной запиской. М., 1987. 110 с.

62. Евланова М.А. Литолого-фациальные и геохимические особенности осадочных образований Бикинской рудоконтролирующей структуры и ее обрамления // Новые принципы металлогенических прогнозов на территории Приморья. М.: "Наука", 1977. С. 93-105.
63. Еременко Г.К., Макухина И.П. Новые данные о щелочном магматизме Сихотэ-Алиня // Информ. сб. ПГУ, 1962, № 3, С. 11-14.
64. Жамойда А.И. Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР (на основе изучения радиолярий). Л.: Недра. 1972. (Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 183). 244 с.
65. Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография берриас-барремского веков раннего мела // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1998, том 6, №1, С. 49-72.
66. Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геол. и геофиз., 1997, т. 38, № 5. С. 927-956.
67. Захаров В.А. Бухиды и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома. М.: Наука, 1981. 270 с.
68. Захаров В.А., Курушин Н.И., Похилайнен В.П. Палеобиогеографические критерии геодинамики террейнов Северо-Восточной Азии в мезозое // Геология и геофизика, 1996. Том 37, № 11. С. 3-22.
69. Захаров Ю.Д. Сеноман-туронские (?) отложения левобережья низовьев р. Сучан // Инф. Сборн. Приморского геологического управления. № 4. Владивосток, 1963. С. 27-28.
70. Зонина Т.Д. Заметка о меловых иноцерамах с озера Удыль и из бассейна реки Анюй (Нижнее Приамурье) // Ежегодн. Всесоюзн. палеонтол. об-ва. 1989, т. XXXVII. С. 280-283.
71. Зонина Т.Д. Меловые иноцерамиды Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья // Новые данные по стратиграфии и палеогеографии Дальнего Востока. Владивосток, 1982. С. 42-52.
72. Зябрев С.В. Глубоководные отложения, палеогеография и палеотектоника Западно-Сахалинского прогиба. Автореф. канд. дис. Хабаровск, 1992, 26 с.
73. Зябрев С.В., Брагин Н.Ю. Нижний мел Западно-Сахалинского прогиба // Докл. АН СССР. 1987. Т. 297, № 6. С. 1443-1445.
74. Зябрев С.В. Раннемеловые кремни Киселевско-Маноминского террейна - наиболее молодые океанические отложения в структуре юга континентальной части Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1994. Том 13, № 6. С. 74-82.
75. Иванов Б.А. Схема стратиграфии, фациального районирования и тектоники Южного Сихотэ-Алиня. Иркутск, 1961. 46 с.
76. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток, 1972. 113 с.
77. Игнатова В.Ф., Худяков Г.И. Осадконакопление насовременных и древних шельфах в зоне перехода от Евразийского континента к Тихому океану. М: Наука, 1983. 118 с.
78. Кайдалов В.А. К вопросу о стратиграфии меловых отложений Нижнего Приамурья // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и Юга Дальнего Востока. Тезисы докл. IV Дальневосточного регион. межведомственного совещания. Хабаровск, 1990. С. 236-239.
79. Калинин Е.А. Новые данные по биостратиграфии альба Сихотэ-Алиня // Мезозойские и кайнозойские отложения Дальнего Востока (Вопросы биостратиграфии) Препринт, Магадан, 1987. С. 3-15.
80. Калинин Е.А. Слои с *Vuchia* валажина бассейна р. Хор (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология, 1990, № 6. С. 78-85.
81. Калинин Е.А. Фаунистические слои нижнего мела на севере Сихотэ-Алиня, как основа унификации местных и вспомогательных стратиграфических подразделений // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. Хабаровск, 1990. С. 239-240.
82. Кемкин И.В., Ханчук А.И. Первые данные о раннемеловом аккреционном комплексе в бассейне р. Черная // Тихоокеан. геология, 1993, № 1. С. 140-143.
83. Кемкин И.В., Руденко В.С. Раннемеловые радиолярии из олистостром турбидитовых отложений бассейна р. Черная (Южный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология, 1993, № 4. С. 78-86.
84. Кемкин И.В., Кемкина Р.А. Юрско-раннемеловая биостратиграфия кремнистых и терригенных отложений Дальнегорского рудного района (Южный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология, 1998, № 1. С.59-75.
85. Кеннет Дж.П. Морская геология. М.: Мир. 1987. Т. 1. 397 с. Т. 2. 384 с.
86. Кипарисова Л.Д. Новая нижнеюрская фауна Приамурья. Москва. Госгеолиздат. 1952. 47 с.
87. Кириллова Г.Л. Корреляция меловых событий на востоке России с глобальными событиями // Тихоокеан. геология. 1997, том 16, № 6. С. 3-20.
88. Кириллова Г.Л., Чжаоцзюнь Ли, Сымин Ван и др. Стратиграфическая корреляция верхнемезозойских - кайнозойских разрезов Среднеамурского (Саньцзян) осадочного бассейна // Тихоокеан. геология. 1996. Том 15, № 6. С. 81-102.
89. Коваленко С.В. Нижнемеловые вулканогенно-осадочные формации Среднего Сихотэ-Алиня // Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы Дальнего Востока. Владивосток, 1985. С. 100-115.
90. Коваленко С.В. Нижнемеловые вулканогенно-осадочные формации Среднего Сихотэ-Алиня // Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока. Владивосток, 1980, С. 129-133.
91. Коновалов В.П., Пояркова З.Н. Актеонелловые слои Дальнего Востока и их значение для региональной и межрегиональной корреляции мела // БМОИП, Отделение геологическое. 1982. Том 57, вып. 4. С. 65-79.

92. Коновалов В.П. Актеонелловые слои Сихотэ-Алиня // Очерки геологии и палеонтологии Дальнего Востока. Владивосток, 1976. С. 39-45.
93. Коновалов В.П. Берриасские и валанжинские отложения Прибрежной зоны Сихотэ-Алиня // Информ. сб. ПГУ, 1971, № 7. С. 12-18.
94. Коновалов В.П. Биостратиграфия берриасских и валанжинских отложений Приморского края. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1970. 21 с.
95. Коновалов В.П. Итоги изучения меловых отложений Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья // Стратиграфия Дальнего Востока (Тез. докл. III Дальневост. стратигр. совещ.) Владивосток, 1978, С. 134-135.
96. Коновалов В.П. К вопросу о кастафуновской свите Приморского края // Информ. сб. ПГУ, 1971, № 7. С. 19-21.
97. Коновалов В.П. К вопросу о пограничных слоях между сучанской и коркинской сериями в Сучанском каменноугольном бассейне // Информационный сборник ПГУ, 1964, № 5. С. 23-27.
98. Коновалов В.П., Коновалова И.В. К вопросу о юрско-меловой границе на Сихотэ-Алине // Тихоокеан. геол., 1997, № 6. С. 125-134.
99. Коновалов В.П., Коновалова И.В. К стратиграфии верхнеюрских и берриас-валанжинских отложений Приморского края // Геологические и палеонтологические аспекты развития Дальнего Востока. Владивосток, 1976. С. 78-86.
100. Коновалов В.П., Миролотов Ю.Г. Некоторые раннемеловые тригонииды Приморского края // Биостратиграфия юга Дальнего Востока (фанерозой). Владивосток, 1978. С. 85-96.
101. Коновалов В.П. Новые нижнемеловые стратоны в Западно-Сихотэ-Алинском прогибе // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока (Тез. докл. IV ДРМСС). Хабаровск, 1990. С. 240-241.
102. Коновалов В.П. О невалидности мономаховской и каменной свит в меловых образованиях Приморского края // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя Юга Дальнего Востока. Владивосток, 1990. С. 171-173.
103. Коновалов В.П. Род *Buchia* в тихоокеанской области // Эволюция органического мира Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1977. С. 139-155.
104. Константиновская Е.А. Камчатское позднемеловое окраинное море // Литология и полезные ископаемые. 1997. № 1. С. 58-73.
105. Козлов А.А. и др. Геологическая карта СССР, масштаб 1: 200 000. Лист L-53-IV с объяснительной запиской. М., 1972. 97 с.
106. Красилов В.А. Меловой период. Эволюция земной коры и биосферы. М.: Наука, 1985.
107. Красилов В.А. Новые данные о меловой флоре Сихотэ-Алиня // Палеонт. журнал, 1961, № 2. С. 28-34.
108. Красилов В.А. О некоторых спорных вопросах стратиграфии меловых отложений Южного Приморья // Осадочные и вулканогенно-осадочные формации дальнего Востока. Владивосток, 1968. С. 105-111.
109. Красилов В.А. Палеоклиматы и корреляция нижнемеловых отложений Дальнего Востока и Арктики // Геология и геофизика, 1971, № 8. С. 11-18
110. Красилов В.А. Раннемеловая флора Южного Приморья и ее значение для стратиграфии. М.: Наука, 1967. 364 с.
111. Красилов В.А., Парняков В.П. Рудоносная тетюхинская свита - олистостромовый комплекс // Докл. АН СССР, 1984, т. 277, № 3. С. 669-671.
112. Красилов В.А., Шорохова С.А. Фитостратиграфия алчанской свиты Северного Приморья // Вулканогенный мел Дальнего Востока. Владивосток, 1989. С. 43-50.
113. Кругликова С.Б. Количественное распределение радиолярий в поверхностном слое донных осадков северной половины Тихого океана // Геохимия кремнезема. М.: Наука. 1966. С. 246-261.
114. Кругликова С.Б. Некоторые черты экологии и распространения современных и кайнозойских радиолярий // Систематика, эволюция и стратиграфическое значение радиолярий. М.: Наука, 1981. С. 118-139.
115. Кругликова С.Б. Радиолярии в поверхностном слое осадков северной половины Тихого океана // Тихий океан: Микрофлора и микрофауна в современных осадках Тихого океана. М.: Наука. 1969. С. 175-179.
116. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
117. Кузьмин С.П., Шевелев Е.К. Новые данные о возрасте киселевской свиты (Нижнее Приамурье) // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока (Тезисы докладов IV Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания). Хабаровск, 1990. С. 175-177.
118. Куприенко М.Г., Худолей К.М. Новые данные по стратиграфии юрских отложений западного склона Среднего Сихотэ-Алиня // Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 38. С. 23-28.
119. Кянно А.И. Раннемезозойские вулканические дуги в Нижнем Приамурье // Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973. С. 117-118.
120. Левашев Г.Б., Рыбалко В.И., Изосов Л.А. и др. Тектоно-магматические системы аккреционной коры (Сихотэ-Алинь). Владивосток, 1989. 338 с.
121. Левитан М.А. Палеоокеанология Индийского океана в мелу-неогене. М.: Наука. 1992. 248 с.
122. Леонов М.Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 173 с.
123. Лисицын А.П. Зональность природной среды и осадкообразование в океанах // Климатическая зональ-

- ность и осадкообразование. М.: Наука. 1981. С. 5-45.
124. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука. 1974. 437 с.
125. Лисицын А.П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью // Геохимия кремнезема. М.: Наука. 1966. С. 90-191.
126. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука. 1978. 392 с.
127. Лихт Ф.Р. Геологическая карта СССР, масштаб 1: 200 000. Лист L-53-IX с объяснительной запиской. М., 1978. 128 с.
128. Лихт Ф.Р. Еще раз о штамповой складчатости и унаследовании структур на примере геологического строения Сучана // Информ. сб. ПГУ. Владивосток, 1968, № 6. С. 56-58.
129. Лихт Ф.Р. К вопросу о выделении култухинской свиты в Бикинской структурно-фациальной зоне (Северо-западное Приморье) // Сборн. статей по геологии и гидрогеологии. М.: Недра, 1969, вып. 7. С. 55-62.
130. Лихт Ф.Р. К палеогеографической карте побережья поздне мелового моря в Западном Сихотэ-Алине // Вопр. геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 2 (4). Чита, 1967. С. 225-227.
131. Лихт Ф.Р. Новая находка флоры двудольных из нижнемеловых отложений Сучана // Информ. сб. ПГУ, № 2. Владивосток, 1961. С. 47-49.
132. Лихт Ф.Р. Новые данные о распространении и характере палеозойских отложений в Западном Сихотэ-Алине // Информ. сб. ПГУ. Владивосток: 1971. С. 9-11.
133. Лихт Ф.Р., Маркевич В.С. О существовании Японского бассейна в мелу // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов. Л.: Наука,
134. Лихт Ф.Р. Палеогеоморфологические реконструкции в складчатых областях (на примере Сихотэ-Алиня). М.: Наука. 1975. 140 с.
135. Лихт Ф.Р. Седиментологические особенности меловых бассейнов Западного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология, 1997, № 6. С. 92-101.
136. Лихт Ф.Р. Современное приконтинентальное осадконакопление и реконструкции однотипных обстановок в геологическом прошлом Азии. Владивосток : Дальнаука, 1993. 237 с.
137. Лихт Ф.Р. Сопоставление современного и древнего седиментогенеза с позиций метода актуализма. Владивосток.: Дальнаука, 1993. 126 с.
138. Лихт Ф.Р. Условия образования и стратиграфия нижнемеловых отложений Южного Приморья // Тихоокеан. геология, 1994, № 6. С. 55-67.
139. Маркевич В.С. Меловая палинофлора севера Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 1995. 200 с.
140. Маркевич В.С., Парняков В.П. О возрасте олистостромовых толщ Дальнегорского района // Тихоокеанская геология, 1989, № 1. С. 47-52.
141. Маркевич В.С. Палинофлоры берриаса и его место в естественной стратиграфической классификации // Экосистемы в стратиграфии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 175-181.
142. Маркевич П.В., Зябрев С.В., Филиппов А.Н. и др. Восточный фланг Киселевско-Маноминского террейна: фрагмент островной дуги в аккреционной призме (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. 1996, № 2. С. 70-98.
143. Маркевич П.В. Геосинклинальное терригенное осадконакопление на востоке Азии в фанерозое на примере Сихотэ-Алиня и Камчатки. М.: Наука. 1985. 117 с.
144. Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И. и др. Меловая островодужная область седиментации в Нижнеамурском регионе (Дальний Восток России) // Докл. РАН, 1997. Т. 356, № 1. С. 73-77.
145. Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И. и др. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья. (Строение, состав и обстановки седиментации). Владивосток: Дальнаука. 1997. 300 с.
146. Маркевич П.В. Нижнемеловая флишевая формация Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток, 1970. 113 с.
147. Маркевич П.В., Коновалов В.П. нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня: некоторые итоги и проблемы седиментологических исследований // Тихоокеан. геология, 1997, № 6. С. 80-91.
148. Маркевич П.В. Новые данные о распределении флиша в южном Сихотэ-Алине // Вулканогенно-осадочные образования юга Дальнего Востока. Владивосток, 1978. С. 54-65.
149. Маркевич П.В., Чудаев О.В. Состав песчаников флиша Сихотэ-Алиня и Камчатки и палеотектонические условия его образования // Докл. АН СССР, 1979, том 246, № 2. С. 428-431.
150. Маркевич П.В. Текстуры поверхностей напластования нижнемелового флиша р. Тетюхе // Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока. Владивосток, 1968. С. 127-134.
151. Маркевич П.В., Малиновский А.И., Михайлик Е.В. и др. Терригенные породы // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука, 1989. С. 106-132.
152. Маркевич П.В. Флишевые формации Северо-Западной части Тихоокеанского складчатого пояса. М.: Наука, 1978. 142 с.
153. Мартынюк М.В. Геологическая карта СССР, масштаб 1: 200 000. Лист М-54-XXV с объяснительной запиской. М.: Госгеолтехиздат, 1984. 100 с.
154. Мартынюк М.В., Васькин А.Ф., Вольский А.С. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области масштаба 1: 500 000 и объяснительная записка. Хабаровск, 1988
155. Масайтис В.Л., Москалева В.Н., Румянцева Н.А. и др. Магматические формации СССР. М.: Наука, 1979.

Т. 1 и 2. 188 с.

156. Мельников Н.Г., Изосов Л.А. Структурно-формационное районирование Приморья (докайнозойские структуры) // Тихоокеан. геология, 1984, № 1. С. 53-61.
157. Миролубов Ю.Г. О выделении отложений нижневаланжинского возраста в Приморском крае // Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 25. С. 69-73.
158. Миронов Ю.В. Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонической обстановки // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314, № 6. С. 1484-1487.
159. Михайлов В.А., Феоктистов Ю.М., Смирнов М.М. Краткий очерк геологического строения Дальнегорского рудного района. Препринт, Владивосток, 1987. 49 с.
160. Михайлов В.А. Новые данные о составе и строении берриас-валанжинских отложений Прибрежной зоны // Новые данные по стратиграфии Приморского сектора Япономорского региона. Препринт, Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 36-47.
161. Михайлов В.А., Волохин Ю.Г., Парняков В.П. и др. О возрасте и объеме горбушинской серии Прибрежной зоны Сихотэ-Алинской складчатой области // Тихоокеан. геология, 1989. № 4. С. 70-77.
162. Михайлов В.А., Врублевский А.А., Юшманов Ю.П. Строение и условия становления покровных структур Прибрежной зоны (Приморье) // Тихоокеан. геология, 1987, № 1. С. 83-91.
163. Мурдма И.О. Океанский пелагический литогенез // Литология и полезные ископаемые. 1991. № 5. 304 с.
164. Мурдма И. О. Фации океанов. М.: Наука. 1987. 304 с.
165. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Часть III. Основные черты тектоники и история развития. Препринт, Владивосток, 1987. 59 с.
166. Найдин Д.П., Похилайнен В.П., Кац Ю.И. и др. Меловой период. Палеогеография и палеоокеанология. М.: Наука, 1986. 262 с.
167. Натальин Б.А., Фор М. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 3-24.
168. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизийная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3-23.
169. Натальин Б.А., Зябров С.В. Строение мезозойских толщ долины р. Амур. Путеводитель геологической экскурсии. Хабаровск, 1989. 47 с.
170. Нечаев В.П., Маркевич П.В., Малиновский А.И. и др. Геодинамические обстановки накопления меловых отложений Нижнего Приамурья по ассоциациям тяжелых минералов // Тихоокеан. геология, 1996. № 3. С. 14-24.
171. Нечаев В.П., Мусашино М., Донг-У Ли. Юрско-нижнемеловая геодинамическая эволюция восточной окраины Азии: реконструкция по изменению ассоциаций тяжелых минералов осадочных пород // Тихоокеан. геология, 1997. Том 16, № 6. С.
172. Николов Т.Г. Аммонитная фауна от валанжа в Изоточия Предбалкан // Българска Акад. на Науките, Геол. ин-т, София, 1960. С. 143-206.
173. Олейников А.В. Некоторые черты геологического строения Среднего Сихотэ-Алия // Вулканические зоны востока Азии. Владивосток, 1978, С. 45-53
174. Олейников А.В., Коваленко С.В., Неволина С.И. и др. Новые данные по стратиграфии верхнемезозойских отложений северной части Партизанского каменноугольного бассейна // Континентальный мел СССР. Владивосток, 1990. С. 114-126.
175. Олейников А.В. О выделении в Сихотэ-Алине позднеальбских вулканогенных толщ // Вулканогенный мел Дальнего Востока. Владивосток, 1989. С. 50-52.
176. Олейников А.В. Стратиграфия средне-верхнеальбских отложений бассейна р. Самарга (Северное приморье) // Тихоокеан. геология, 1989, № 2. С. 67-77.
177. Паракецов К.В., Паракецова Г.И. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР // М.: Недра, 1989. 298 с.
178. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозой Северо-Востока Азии. Новосибирск.: Наука, 1984. 190 с.
179. Перепечина Е.А. Петровский участок Шитухинского угленосного района Сучанского каменноугольного бассейна // Тр. Лабор. геол. угля. М.-Л., 1960, вып. X. С. 114-153.
180. Перепечина Е.А., Шарудо И.И., Семериков А.А. Стратиграфия угленосных и надугленосных отложений Сучанского каменноугольного бассейна // Тр. Лабор. геол. угля. М.-Л., 1958, вып. VIII.
181. Пергамент М.А. Иноцерамы и стратиграфия мела Тихоокеанской области // Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1965, вып. 118. 100 с.
182. Пергамент М.А. Стратиграфия и иноцерамы верхнего мела Северного полушария. М.: Наука, 1978. 212 с.
183. Петрушевская М.Г. Радиоларии *Spumellaria* и *Nasselloaria* в донных осадках как индикаторы гидрологических условий // Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М.: Наука. 1969. С. 127-152.
184. Петрушевская М.Г. Радиоларии в планктоне и донных осадках Тихого океана // Геохимия кремнезема. М.: Наука. 1966. С. 219-246.
185. Пискунов Б.Н., Хведчук И.М. Новые данные о составе и возрасте отложений острова Монерон (север-

ная часть Японского моря) // Докл. АН СССР. 1976. Т.226. № 3. С.647-650.

186. Похиалайнен В.П. Неокомские иноцерамы Анадырско-Корякской складчатой области // Иноцерамы юры и мела Северо-Востока СССР. Магадан, 1969. С. 124-162. Тр. СВКНИИ. Вып. 32.

187. Похиалайнен В.П. Альб-сеноманские моллюски моря Моури и его аналогов на севере Тихого океана // Тихоокеан/ геол., 1985, № 5. С. 15-22.

188. Похиалайнен В.П. Мел Северо-Востока России. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 38 с.

189. Похиалайнен В.П. Особенности распространения иноцерамид неокома Тихоокеанской области // Палеобиогеография севера Евразии в мезозое. Новосибирск: "Наука", Сиб. отд., 1974. С. 174-187.

190. Похиалайнен В.П. Эволюция тихоокеанских иноцерамид в интервале апт - турон // Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток, 1981. С. 92-102.

191. Пояркова З.Н., Коновалов В.П. Актеонелловые слои Дальнего Востока и их значение для региональной и межрегиональной корреляции мела // БМОИП, отд. геолог., 1982. Том 57, вып. 4. С. 65-79.

192. Пущин 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, 26 с.

193. Решения II межведомственного стратиграфического совещания (Владивосток, 1965 г.). Л., 1971. С. 71-77.

194. Решение III межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР. Владивосток, 1978 г. Магадан, 1982. 154 с.

195. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока и Восточного Забайкалья, (Хабаровск, 1990 г.). Хабаровск: ХГГПП, 1994. 123 с.

196. Рихтер А.В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука. 1986. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 411). 93 с.

197. Романовский С.И. Литогединамика осадочных бассейнов. С-Пб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 1996. 44 с.

198. Сей И.И., Калачева Е.Д. Биостратиграфия и фауна верхней юры и низов мела Южного Приморья (Дальний Восток России) // Тихоокеан. геология, 1995. № 2. С. 75-88.

199. Сей И.И., Калачева Е.Д. Биостратиграфические критерии границы юрской и меловой систем для территории России. Служебно-информационная записка. // С-Пб.: ВСЕГЕИ, 1993. 60 с.

200. Сей И.И., Калачева Е.Д. Зональная стратиграфия верхней юры и низов мела Дальнего Востока // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Владивосток, 1990. С. 162-170.

201. Сей И.И., Калачева Е.Д. Нижнеберриасские отложения Южного Приморья и положение границы юры и мела на Дальнем Востоке СССР // Граница юры и мела. М.: Наука, 1990. С. 178-187.

202. Сей И.И., Калачева Е.Д. Нижнемеловые аммониты Среднего Сихотэ-Алиня // Ярусные и зональные шкалы Борейального мезозоя СССР. М.: Наука, 1989. С. 139-145.

203. Семериков А.А. Общие закономерности осадконакопления продуктивной серии и распределения фаций на площади северного Сучана // Тр. Лабор. геол. угля. М.-Л.: 1960, вып. X. С. 94-113.

204. Симаненко В.П. Базальт-андезитовые ассоциации островных дуг палеозоя и мезозоя // Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. М.: Недра, 1991, С. 58-72.

205. Симаненко В.П., Голозубов В.В., Кемкин И.В. Базальты ердагуской свиты Приморья и их геодинамическая позиция // Тихоокеан. геология (в печ.).

206. Симаненко В.П. Нижнемеловая базальт-андезитовая ассоциация северного Сихотэ-Алиня. Тихоокеан. геология, 1990, № 6, С. 86-95.

207. Симаненко В.П. Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихотэ-Алиня и Сахалина // Тихоокеан. геология. 1986, № 1, С. 7-13.

208. Симаненко В.П. Самаргинский пояс // Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. С. 146-151.

209. Симаненко В.П., Говоров И.Н., Коваленко С.В. и др. Фундамент вулканических поясов и палеоостровные дуги // Геохимическая модель Тихоокеанской окраины Азии. М.: Наука, 1984. С. 115-125.

210. Смирнова Т.Н., Коновалов В.П. Первые находки раннемеловых брахиопод в Приморье // Палеонтол. журн., 1986, № 3. С. 73-83.

211. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука. 1992. (Тр. ГИН; вып. 479). 182 с.

212. Степанов Г.И. Геологическая карта СССР, масштаб 1 200 000. Лист М-53-XXXV с объяснительной запиской. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 88 с.

213. Стратиграфический кодекс. С-Пб., 1992. 120 с.

214. Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом 2. М.: Наука, 1987. 326 с.

215. Терехова Г.П., Авдейко Г.П., Басов И.А. Ауцеллины в меловых отложениях Северо-Востока СССР // Палеонтология и стратиграфия Корякского Нагорья, Магадан, 1984. С. 37-53.

216. Тимофеев П.П., Холодов В.Н. Эволюция бассейнов седиментации в истории Земли // Известия АН СССР; Серия геол. 1984. № 7, С. 10-34.

217. Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука, 1989. 269 с.

218. Труды лаборатории угля. Вып. X. М.-Л., 1960. 254 с.

219. Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулканические пояса юга Дальнего Востока России. Статья 1. Горст-аккреционные системы и рифто-грабены // Тихоокеан. геология. 1996. Том 15,

№ 6. С. 44-72.

220. Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулканические пояса юга Дальнего Востока России. Статья 2. Вулкано-плутонические пояса: структурно-вещественные характеристики и закономерности формирования // Тихоокеан. геология, 1997, том 16, № 6. С. 58-79.

221. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование // М.: Наука. 1989. 164 с.

222. Филиппов А.Н. Об унаследованном характере орогенных вулканических поясов Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология, 1984, № 5. С. 115-119.

223. Филиппов А.Н., Кандауров А.Т. Подводнооползневые образования в раннегеосинклинальных отложениях Западного Сихотэ-Алиня // Эволюция геологических процессов Дальнего Востока. Владивосток, 1987 С. 69-78.

224. Филиппов А.Н., Михайлик Е.В., Волохин Ю.Г. Состав раннемезозойских песчаников северо-западной части Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1988. № 1. С. 82-88.

225. Филиппов А.Н. Формационный анализ мезозойских отложений Западного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 144 с.

22. Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука, 1989. 267 с.

227. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 65 с.

228. Ханчук А.И., Огнянов Н.В., Попова И.М. и др. Новые данные о раннемеловых отложениях Нижнего Приамурья // Докл. РАН. 1994. Том 338, № 5. С. 666-671.

229. Хворова И.В. Два типа Тихоокеанских талассогенов и их осадочные образования. М: Наука, 1993. (Тр. ГИН. Вып. 490). 91с.

230. Хворова И.В. Океанский тип седиментогенеза и его специфика (сравнительный анализ седиментогенеза на океанских и континентальных плитах). Сообщение 2. Особенности седиментогенеза в океанах // Литология и полезные ископаемые, 1995. № 1. С. 3-15.

231. Хворова И.В. Океанский тип седиментогенеза и его специфика (сравнительный анализ седиментогенеза на океанских и континентальных плитах). Сообщение 3. Океанский тип седиментогенеза // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 2. С. 115-124.

232. Хворова И.В. Отложения островодужных систем // Литология и полезные ископаемые. 1987. № 6. С. 3-18.

233. Худoley К.М., Цзиньин Дун. Мезозойские отложения восточной части провинции Хэйлуцзян (северо-восточная часть КНР) // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1987, № 12. С. 129-133.

234. Худoley К.М. О находке байосского аммонита в бассейне р. Тетюхе (Сихотэ-Алинь) // Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 35. С. 111-113.

235. Черныш Б.Я. Геологическая карта СССР, масштаб 1:200 000. Лист L-53-XXV, XV с объяснительной запиской. М.: Госгеолтехиздат, 1969. 101 с.

236. Черныш Б.Я. К геологии меловых отложений низовьев р. Бикин // Информ. сб. ПГУ, 1971, № 7. С. 23-28.

237. Шарудо И.И. История позднемезозойского угленакпления на территории Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1972. 270 с.

238. Шарудо И.И. Палеогеография Сихотэ-Алиня в меловое время. Новосибирск: Наука, 1966. 57 с.

239. Шарудо И.И. Состав и условия осадконакопления угленосных отложений Старого Сучана // Труды лабор. геол. угля. М.-Л.: 1960, вып. X. С. 5-93.

240. Штемпель Б.М. Фитостратиграфия меловой системы Южного Приморья // Тр. Лабор. геол. угля. М.-Л.: 1960, вып. X. С. 167-193.

241. Штемпель Б.М. Этапы развития меловой флоры Южного Приморья // Докл. АН СССР, 1959, том 127, № 3.

242. Шутов В. Д. Классификация песчаников // Литология и полезные ископаемые. 1967. № 5. С. 86-102.

243. Юшманов Ю.П. К вопросу о тектонических движениях по Нежданкинскому разлому (Приморье) // Тихоокеан. геология, 1985, № 3. С. 117-120.

244. Юшманов Ю.П., Врублевский А.А. К вопросу о тектоностратиграфическом строении Дальнегорского рудного района // Тихоокеан. геология, 1994, № 4. С. 129-131.

245. Юшманов Ю.П. Конседиментационные тектонические покровы Прибрежной зоны Восточного Сихотэ-Алиня на примере Дальнегорского рудного района // Тихоокеан. геология, 1986, № 3. С. 99-107.

246. Якушина А.А. О некоторых меловых пресноводных моллюсках Южного Приморья. // Стратиграфия и палеонтология мезозойских и кайнозойских отложений Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.-Л.: Наука 1964.

247. Addicott W.O., Richard P.W. Plate-tectonic map of the Circum-Pacific Region. Pacific Basin sheet. The American Association of Petroleum Geologists. 1984. Tulsa, Oklahoma, USA.

248. Allen A., Allen J.R. Basin analysis. Principles and applications. Oxford. Blackwell scientific Publications. London Edinburgh boston melbourne Paris Berlin Vienna. 451 p.

249. Anderson F.M. Lower Cretaceous deposits in California and Oregon // Geol. Soc. America Spec. Paper 16, 1938. 339 p.

250. Berger W.H. Deep-sea sedimentation // The geology of continental margins (C. A. Burk and C. L. Drake, eds.). 1974. Springer-Verlag, Berlin et al. P. 213-242.

251. Berger W.H., Winterer E.L. Plate stratigraphy and fluctuating carbonate line // Pelagic sediments on land and under the sea (Hsu K. J. and Jehkyns H., eds.). International Association of Sedimentologists, Special Publication, ¹ 1. P. 11-48.
252. Bhatia M.R. Plate tectonic and geochemical composition of sandstones // *J. Geol.*, 1983. V. 91, ¹ 6. P. 611-627.
253. Bouma A.H. Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam, 1962. 168 p.
254. Cao Zheng-yao. Fossil plants from the Longshaogou Group in Eastern Heilongjiang province (I) et (II) // Fossils from the Middle-Upper Jurassic and Lower Cretaceous in Heilongjian Province, China. Part I. 1983. P. 10-50.
255. Cao Zheng-yao. Fossil plants from the Longzhaogou group in eastern Heilongjiang province (III) // Fossils from the Middle-Upper Jurassic and Lower Cretaceous in Heilongjian Province, China. Part II, 1984. P. 1-34.
256. Carey S., Sigurdsson H. A model of volcanogenic sedimentation I marginal basins // *Marginal Basin Geology. Volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins* (B. P. Kokelaar and M. F. Howells, eds.). Oxford et al.: Blackwell Scientific Publications. 1984. P. 37-58.
257. Chen Pei-Ji. Cretaceous paleogeography in China // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1987, V. 59. P. 49-56.
258. Colloque sur la limite Jurassique-Cretace. Lyon-Neuchatel, 1973. // *Mem. Bur. Rech. Geol. Min. Paris*, 1975, ¹ 86. 383 p.
259. Dickinson W.R., Suczek C.A. Plate tectonics and sandstone composition // *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 1979. V. 63, ¹ 12. P. 2164-2182.
260. Dickinson W.R. Beard L.S., Brakenrige G.R et al. Provenance of North America Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting // *The Geological Society of America Bulletin*. 1983. V. 94, ¹ 2. P. 222-235.
261. Fisher R.V. Submarine volcanoclastic rocks // *Marginal Basin Geology. Volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins* (B. P. Kokelaar and M. F. Howells, eds.). Oxford et al.: Blackwell Scientific Publications. 1984. P. 5-27.
262. Futakami M., Matsukava M., Chen P. et al. Barremian ammonites from the Longzhaogou Group in Eastern Heilongjiang, Northeast China // *Journ. Geol. Soc. Japan*. 1995. V. 101, ¹ 1. P. 79-83.
263. Glassley W. Geochemistry and tectonics of Crescent volcanic rocks, Olympic Peninsula, Washington // *The Geological Society of America Bulletin*. 1974. V. 85. P. 785-794.
264. Gu Zhih-wei, Chen Jin-hua, Sha Jin-geng. Preliminary study on Jurassic and Cretaceous bivalves of Eastern Heilongjiang province in China // Fossil from the Middle-Upper Jurassic and Lower Cretaceous in Eastern Heilongjiang province China. Part II, 1984. P. 49-220.
265. Hirano H., Matsumoto T., Tanabe K. Mid-Cretaceous stratigraphy of the Oyubari area, central Hokkaido // *Paleontol. Soc. of Japan*. 1977. Spec. Pap. 21. P. 1-10.
266. Hori R., Sakakibara M. A chert-clastic sequence spanning the late Triassic - early Cretaceous period of the Kamuikotan Complex in the Shizunai area, south-central Hokkaido, Japan // *The Journal of the Geological Society of Japan*. 1994. V. 100, ¹ 8. P. 575-583.
267. Ikeda I., Komatsu M. Early Cretaceous volcanic rocks of Rebun Island, north Hokkaido, Japan // *Monograph Assoc. Geol. Collab. Japan*. 1986. ¹ 31. (in Japanese, Abstract in English). P. 51-62
268. Imlay R.W., Jones D.L. Ammonites from the Buchia Zones in Northwestern California and Southwestern Oregon // *Geol. Surv. Prof. Paper 647-B*, 1970. 50 p.
269. Imlay R.W. Ammonites of Early Cretaceous age (Valanginian and Hauterivian) from the Pacific Coast States // *U.S. Geol. Surv. Prof. Papers*, 334-F, 1960. P. 167-228.
270. Imlay R.W. Characteristic Lower Cretaceous megafossils from Northern Alaska // *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 1961, ¹ 335. 74 p.
271. Isozaki Y., Maruyama S., Furuoka F. Accreted oceanic materials in Japan // *Tectonophysics*. 1990. V. 181, ¹ 1/2. P. 179-205.
272. Isozaki Y., Blake M.C. Biostratigraphic constrains on formation and timing of accretion in a subduction complex from the Franciscan Complex // *The J. of Geology*, 1994. V. 102, ¹ 3. P. 283-296.
273. Isozaki Y. Jurassic accretion tectonics of Japan // *The Island Arc*. 1997. V. 6, ¹ 1. P. 25-51.
274. Jeletzky J.A. Lower Cretaceous Marine index Fossils of the sedimentary basins of Western and Arctic Canada // *Geol. Surv. of Canada*, pap. 64-11, 1964. P. 100.
275. Jeletzky J.A. Marine Cretaceous biotic provinces and paleogeography of Western and Arctic Canada: illustrated by a detailed study of Ammonites // *Geol. Surv. Canada*, Pap. 22, 1970. 92 p.
276. Jeletzky J.A. Mid-Cretaceous (Aptian to Coniacian) history of Pacific sloe of Canada // *Palaeont. Soc. Japan*, Spec. Pap., ¹ 21, 1977. P. 97-126.
277. Jolivet L., Cadet J.P., Lalevee F. Mesozoic evolution of Northeast Asia and the collision of the Okhotsk microcontinent. *Tectonophysics*, 1988, V. 149, ¹ 1/2. P. 89-109.
278. Jones D.L. Cretaceous ammonites from the Lower Part of the Matanuska Formation Southern Alaska // *Geol. Surv. Prof. Pap.* 547, 1967. P. 49.
279. Jones D.L., Murphy M.A., Packard E.L. Ammonites Genera *Leconteites* and *Brewericeras* // *Geol. Surv. Prof. Pap.* 503-F, 1965. P. 21.

280. Kelly S.R.A., Wang Y.G., Zhang J. A revised cretaceous age for ammonites, originally identified as Middle Jurassic, from Eastern Heilongjiang, China // *Acta Paleontol. Sinica*. 1994, 33 (4). P. 509-517.
281. Kimura G. Cretaceous episodic growth of the Japanese Islands // *The Island Arc*. 1997. V. 6, ¹ 1. P. 52-68.
282. Kiminami K., Niida K., Ando H. et al. Cretaceous-Paleogene arc-trench systems in Hokkaido // *Paleozoic and Mesozoic terranes: basement of the Japanese island arcs (29th IGC Field Trip Guide Book. V. 1)*. 1992. Nagoya University. P. 1-44.
283. Kimura G., Sakakibara M., Okaqura M et al. Huge Jurassic oceanic plateau accreted to NW Pacific margin - Indicator of broad mantle upwelling in the middle Panthalassa? // 29th International Geological Congress, Kyoto, Japan, 24 August - 3 September, 1992. Abstracts. 1992. V. 2-3. P. 108.
284. Kimura G., Sakakibara M., Okamura M. Plumes in central Panthalassa? Deduction from accreted oceanic fragments in Japan // *Tectonics*. 1994. V. 13, ¹ 4. P. 905-916.
285. Kirillova G.V. Late Mesozoic environmental history of south-eastern Russia // *Proc. of 15th Intern. Symp. of Kyungpook Nat. Univers.*, 1995. P. 93-97
286. Kobayashi T, Tamura M. The Myophorellinae from North Japan Studies on the Jurassic Trigonians in Japan, Part IV // *Jap. Journ. of Geol. and Geogr.*, 1955, V. XXVI, ¹ 1-2. P. 89-103.
287. Kumon F., Kiminami K. Modal and chemical compositions of the representative sandstones from Japanese Islands and their tectonic implications. *Proc. 29th Int. Geol. Congr., Part A*, pp 135-131. VSP 1994.
288. Lash G. G. Recognition of trench fill in orogenic flysch sequence // *Geology*, 1985. VI. 13, ¹ 8. P. 867-870.
289. Leanza A. Ammonites del Jurassico superior y del Cretaceo inferior de la Sierra Azul, on la parte meridional de la provincia de Mendoza // *Museo Anal. la Plata*, ¹ 5, V. 1, 1945. P. 99.
290. Lee D.-S. (Ed.) *Geology of Korea*. Geological Society of Korea. Kyohak-Sa. 1987. 514 p.
291. Leterrier J., Maury R.C., Thonon P. et al. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series // *Earth and Planetary Science Letters*. 1982. Vol. 59. P. 139-154.
292. Liang Z. Middle Jurassic ammonites from Eastern Heilongjiang province // *Bul. Shenyang Inst. Geol. Min. Res. Chinese Acad. Geol. Sci.* 1982, ¹ 5. P. 63-72.
293. Li Zishun, Yu Xihan. The Middle and Late Jurassic bivalvia from Eastern Heilongjiang province // *Bul. Shenyang Inst. Geol. Min. Res. Chinese Acad. Geol. Sci.* 1982, ¹ 5. P. 73-174.
294. Lowe D. R. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents // *The Journal of Sedimentary Petrology*. 1982. Vol. 52, ¹ 1. P. 279-297.
295. Maruyama S., Liou J.G., Seno T. Mesozoic and Cenozoic evolution of Asia // Ben-Avracham (Ed.) *The evolution of the Pacific Ocean margin* Oxford University Press, New York. 1989. P. 75-89.
296. Matsuda T., Isozaki Y. Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan: from remote ocean to subduction zone // *Tectonics*. 1991. V. 19, ¹ 2. P. 475-499.
297. Matsukawa M., Obata I. *Acanthohoplites residei* (Anderson) from Lower Cretaceous Sebayashi Formation, Japan. // *Bul. Nation. Sci. Museum, Tokyo, Ser. C, V. 14*, ¹ 2, 1988. P. 79-86.
298. Matsukawa M. Barremian ammonites from the Ishido Formation, Japan - supplements and faunal analysis // *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan. N.S.*, ¹ 149, 1988. P. 396-416.
299. Matsukawa M., Takahashi O., Hayashi K. et al. Early Cretaceous Paleogeography of Japan, based on tectonic and faunal data // *Mem. Geol. Soc. Japan*, 1997, ¹ 48. P. 29-42.
300. Matsukawa M., Kalinin J., Futakami M. et al. Paleogeography and paleocurrents of the Barremian strata in Japan, NE China and Sikhote-Alin (Russia) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1993. 105. P. 71-81.
301. Matsuoka A., Yao A. Southern Chichibu Terrane // *Pre-Cretaceous Terranes of Japan* (Ichikawa K. et al., eds.). Publication of IGCP Project ¹ 224. Osaka. 1990. P. 203-216.
302. Maynard J.B., Valloni R., Yu H.S. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // *Trench-Forearc Geology. Sedimentation and tectonics of modern and ancient plate margins*. Oxford et al. 1982. P. 551-561.
303. Mori K., Okami K., Ehiro M. Paleozoic and Mesozoic sequences in the Kitakami Mountains // 29th IGC Field Trip A05. 1992. P. 81-90.
304. Nakae S. A formative process of the sedimentary complex of the Tamba Terrane in the Wakasa area, Southwest Japan: An example of continuous accretion // *The Journal of the Geological Society of Japan*. 1992. V. 98, ¹ 5. P. 401-413.
305. Natal'in B. A. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // *The Island Arc*, 1993, V. 2, ¹ 1. P. 15-34.
306. Nechaev V.P. Evolution of the Philippine and Japan seas from the clastic sediment record // *Marine Geology*. 1991. V. 97. P. 167-190.
307. Nechaev, V.P., Philippov, A.N., Panasenko et al. Heavy clastic minerals in Upper Paleozoic-Lower Mesozoic bedded cherts of the Sikhote-Alin terranes, Russian Far East (first attempt of study) // J.M. Dickins et al. (Eds.) *Late Paleozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific bio geological events*. Memoire de Geologie, Lausanne. 1997, ¹ 30. P. 13-24.
308. Nechaev, V.P., Derkachev, A.N. Heavy-Mineral Assemblages in Quaternary Sediments of the Philippine Sea as Indicators of Subduction /Collision-Related Tectonics // *Geology and Geophysics of the Philippine Sea Floor*. TERRAPUB, Tokyo, Japan. 1995. (Eds H. Tokuyama, S.A. Shcheka et al.) P.215-233.
309. Nechaev, V.P., Ispording, W.C. Heavy-mineral assemblages of continental margins as indicators of plate-

- tectonic environments // *Journal of Sedimentary Petrology*. 1993. V. 63. ¹ 6. P.1110-1117.
310. Niida K., Kito N. Cretaceous arc-trench systems in Hokkaido // *Monograph Assoc. Geol. Collab. Japan*. 1986. ¹ 31. P. 379-402 (in Japanese, Abstract in English).
311. Obata I., Matsukawa M. et al. Cretaceous cephalopods from the Sanchu area, Japan // *Bul. National Sci. Museum. Ser. C (Geology and Paleontology)*. V. 10, ¹ 1, 1984. P. 9-37.
312. Obata I., Maiya S., Inone Y., Matsukawa M. Integrated Mega- and Microfossil Biostratigraphy of the Lower Cretaceous Choshi Group, Japan // *Bul. Nation. Sci. Museum, Tokyo, Ser. C, V. 8, ¹ 4, 1982. P. 145-179.*
313. Obata I., Matsukawa M. Some boreal or subboreal ammonites in the Japanese Barremian // *Cephalopods present and past*. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1988. P. 469-476.
314. Otofujii Y. Large tectonic movement of the Japan arc in the Late Cenozoic time inferred from paleomagnetism: Review and Synthesis // *The Island Arc*. 1996. V. 5, ¹ 2. P. 229-249.
315. Pearce J. A., Cann Y. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determining using trace element analyses // *Earth and Planetary Science Letters* // 1973. V. 19. P. 220-300.
316. Pessagno E.A.Jr., Blome C.D., Longoria J.F. A revised radiolarian zonation for the Upper Jurassic of western North America // *Bulletin of American Paleontology*. 1984. V. 87, ¹ 320. P. 1-51.
317. Pessagno E.A.Jr., Blome C.D. Faunal affinities and tectonogenesis of Mesozoic rocks in the Blue Mountains Province of eastern Oregon and western Idaho // *Geology of the Blue Mountains region of Oregon, Idaho and Washington: biostratigraphy and paleontology* (Vallier T. L. and Brooks H. C., eds.). United States Geological Survey Professional Paper. 1986. V. 1435. P. 65-78.
318. Pickering K., Stow D., Watson N. et al. Deep-water facies, processes and models: A review and classification scheme for modern and ancient sediments // *Earth-Science Review*. 1986. V. 23, ¹ 2. P. 75-174.
319. Piper D.I.W., von Huene R., Duncan J.R. Late Quaternary sedimentation in the active eastern Aleutian trench // *Geology*. 1973. V. 1, ¹ 1. P. 19-22.
320. Popova I.M., Baumgartner P.O., Philippov A.N. et al. Jurassic and Early Cretaceous Radiolaria of the Lower Amurian terrane (Khabarovsk region, Far East of Russia) // *The Island Arc*. 1999. (in press).
321. Popova I.M., Philippov A.N., Baumgartner P.O., Khanchuk A.I. Lower Amurian terrane of northern Sikhotealin, new biostratigraphy based on radiolarian data // *INTERRAD VII. Seventh meeting of the International Association of Radiolarian Paleontologist. Abstracts*. Osaka, Japan. 1994. P. 89.
322. Pre-Cretaceous terranes of Japan. Publication of IGCP ¹. 224. 1990. 413 p.
323. Ricci-Lucchi F. Depositional cycles in two turbidite formations of Northern Apennines (Italy) // *The Journal of Sedimentary Petrology*. 1975. V. 45, ¹ 1. P. 3-43.
324. Sakakibara M., Hori R., Murakami T. Evidence from radiolarian chert xenoliths for post-Early Jurassic volcanism of the Mikabu greenrocks, Okuki area, western Shikoku, Japan // *The Journal of the Geological Society of Japan*. 1993. V. 99, ¹ 10. P. 831-833.
325. Sakakibara M., Isozaki Y., Nanayama F. et al. Radiolarian age of greenrock-chert-limestone sequence and its accretionary process of the Nikoro Group in the Tokoro belt, eastern Hokkaido, Japan // *The Journal of the Geological Society of Japan*. 1993. V. 99, ¹ 8. P. 615-627.
326. Sato T. Faune Berriasienne et Tithonique superieure nouvellement decouverte in Japan // *Jap. J. Geol. and Geogr.*, 1961, V. 32, ¹ 4. P. 543-551.
327. Sato T. La limite Jurassico-Cretacee dans la stratigrafie Japonaise // *Jap. J. Geol. and Geogr.*, 1961, V. 32, ¹ 3-4. P. 533-541.
328. Sato T. Presence du Berriasien dans la stratigrafie du plateau de Kitakami (Japan septentrional) // *Bul. Soc. Geol. France*, 1959, T. 6, ¹ 8. P. 585-595.
329. Sha Jing-eng. Buchia and Aucellina beds of Eastern Heilongjiang // *Journal of Stratigraphy*. 1992. V. 16, ¹ 1. P. 41-48.
330. Sha Jing-geng. Discovery of aucellina (bivalve) in Eastern Heilongjiang // *Journal of Stratigraphy*. 1990. V. 14, ¹ 3. P. 226-230.
331. Sun Ge, Sha Jin-geng et al. Jurassic-cretaceous boundary of Dong'anzen, Raohe, Heilongjiang with a new knowledge of Buchia // *Acta Paleont. Sinica*. 1989. V. 25, ¹ 5. P. 579-597.
332. Sun Ge, Zheng Shao-lin, Sun-Xue et al. Recent advance in the research of the strata near the Jurassic-Cretaceous boundary in Eastern Heilongjiang // *Journ. of Stratigraphy*. 1992. V. 16, ¹ 1. P. 49-54.
333. Wang Y.G. Some Bathonia ammonites from E. Heilongjiang // *Fossils from the Middle-Upper Jurassic and Lower Cretaceous in Eastern Heilongjiang Province China. Part 1*. 1983. P. 100-104.
334. Xu J., Zhu G., Tong W. et al. Formation and evolution of the Tancheng-Lujiang wrench faults system: a major shear system to the northwest of the Pacific ocean // *Tectonophysics*. 1984. V. 134. P. 273-310.
335. Yoshida S. Chert-laminite, one of the principal sediments in a geosyncline // *Siliceous deposits in the Pacific Region* (A. Iijima, J. R. Hein, R. Siever, eds.). Amsterdam e. a. 1983. P. 441-456.
336. Zheng Shaolin, Zhang Wu. Fossil plants from Longzhaogon and Jixi groups in eastern Heilongjiang province // *Bul. Shenyang Inst. Geol. Min. Res., Chinese Acad. Geol. Sci.*, 1982, ¹ 5. P. 277-345.
337. Zyabrev S.V. Cretaceous radiolarian fauna from the Kiselyovsky subterranean, the youngest accretionary complex of the Russian continental Far East: Paleotectonic and paleogeographic implications // *The Island Arc*. 1996. V. 5, ¹ 2. P. 140-155.

338. Zyabrev S.V. Palaeogeographic significance of Albian radiolarian assemblages from the Kiselyovka-Manoma Terrane, Far East Russia // INTERRAD VIII. 8th meeting of the International Association of Radiolarian Paleontologist. Abstracts. Paris-Bierville 8-13 September. 1997. P. 142.

339. Zyabrev S.V. Scenario of Mesozoic accretion during the opening of the East Asia and the Sea of Japan, based on radiolarian ages of the accretionary wedge terranes // INTERRAD VIII. 8th meeting of the International Association of Radiolarian Paleontologist. Abstracts. Paris-Bierville 8-13 September. 1997. P. 141.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава I. Изученность нижнемеловых отложений сихотэ-алиня	4
Глава II. Общая характеристика нижнемеловых отложений	5
Глава III. Литолого-стратиграфическое описание	10
ЗАПАДНО-СИХОТЭАЛИНСКИЙ ПРОГИБ	10
БИКИНО-ХОРСКАЯ ЗОНА	10
ЦЕНТРАЛЬНОЕ ПОДНЯТИЕ	24
ХОРСКО-ДАЛЬНИНСКАЯ ЗОНА	24
АНЮЙСКАЯ ЗОНА	31
ОКРАИНСКАЯ ЗОНА	37
ЮЖНО-ПРИМОРСКИЙ ПРОГИБ	41
ПАРТИЗАНСКАЯ ВПАДИНА	41
ВОСТОЧНО-СИХОТЭАЛИНСКИЙ ПРОГИБ	55
КОППИ-ЛУЖКИНСКАЯ ЗОНА	56
КЕМСКАЯ ЗОНА	79
ПРИБРЕЖНОЕ ПОДНЯТИЕ	87
БАССЕЙН Р. ЧЕРНАЯ И ВЕРХОВЬЯ Р. КИЕВКА	87
БАССЕЙНЫ РЕК МАРГАРИТОВКА, АВВАКУМОВКА И ВЕРХОВЬЯ Р. УССУРИ	91
БАССЕЙНЫ РЕК ПАВЛОВКА (ВЕРХОВЬЯ) И ЗЕРКАЛЬНАЯ	93
БАССЕЙН Р. РУДНАЯ	96
ВЫВОДЫ ПО ПРИБРЕЖНОМУ ПОДНЯТИЮ	100
Глава IV. Палеогеографические и палеотектонические аспекты раннемеловой седиментации сихотэ-алиня	102
ОСНОВНЫЕ ТИПЫ БАССЕЙНОВ СЕДИМЕНТАЦИИ СИХОТЭ-АЛИНЯ, ИХ ИСТОЧНИКИ ПИТАНИЯ И ГЛАВНЕЙШИЕ ЭТАПЫ ИХ РАЗВИТИЯ	102
КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС	102
ТЕРИГЕННЫЙ КОМПЛЕКС ОКРАИННОКОНТИНЕНТАЛЬНОГО (ЭПИПЛАТФОРМЕННОГО) МОРЯ	102
ТЕРРИГЕННЫЙ КОМПЛЕКС ОКРАИННОГО МОРЯ	102
ГЛАВНЕЙШИЕ ЭТАПЫ РАННЕМЕЛОВОЙ ТЕРРИГЕННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В ОКРАИННОМ МОРЕ	105
ИСТОЧНИКИ ТЕРРИГЕННОГО ПИТАНИЯ ОКРАИННОГО МОРЯ	123
РАННЕМЕЛОВАЯ БИОТА И КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ	125
КЛИМАТ И ЭВОЛЮЦИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ	130
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ КОМПЛЕКС МОРЕЙ ОСТРОВОДУЖНЫХ СИСТЕМ	131
ЭПИОКЕАНИЧЕСКАЯ УДЫЛЬСКАЯ ОСТРОВОДУЖНАЯ СИСТЕМА	131
ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ЗРЕЛАЯ МОНЕРОНО-САМАРГИНСКАЯ ОСТРОВОДУЖНАЯ СИСТЕМА	136
ИСТОЧНИКИ ПИТАНИЯ ОСТРОВОДУЖНЫХ БАССЕЙНОВ	151
КРЕМНИСТО-ГЛИНИСТЫЕ КОМПЛЕКСЫ ГЛУБОКОВОДНЫХ ЖЕЛОБОВ	151
ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТЫЙ КОМПЛЕКС ОКЕАНИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ	151
СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ	152
ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ	162
СОСТАВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД	165
ОБСТАНОВКИ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОМПЛЕКСА	170
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТАЦИИ И МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СИХОТЭ-АЛИНЯ	175
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	187
ЛИТЕРАТУРА	189