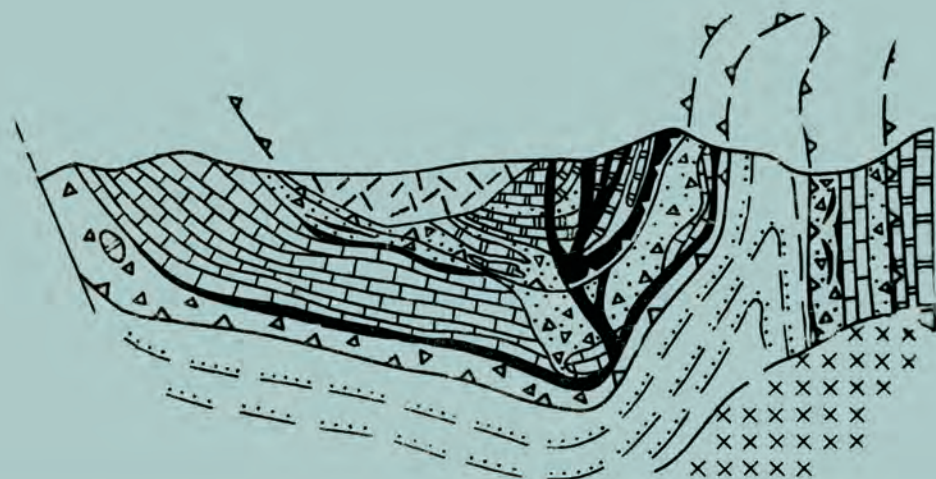


МИКСТИТЫ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ



Владивосток 1988

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ТЕКТОНИКИ И ГЕОФИЗИКИ

А.А. Врублевский, Н.Г.Мельников, В.В.Голозубов,
Е.К.Шевелев, Ю.П.Юшманов, Л.А.Изосов

МИКСТИТЫ СИХОТЭ—АЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Владивосток 1988

УДК 551.242 (571.61/64)

Микститы Сихотэ-Алинской складчатой системы / Врублевский А.А.,
Мельников Н.Г., Голозубов В.В., Шевелев Е.К., Юшманов Ю.П., Изосов Л.А.
Владивосток: ДВО АН СССР, 1988.

Дано впервые систематическое описание особенностей строения, истории формирования и металлогенической специализации хаотических комплексов Сихотэ-Алинской складчатой системы. Новые сведения о биостратиграфии и внутренней структуре кремнистых палеозойско-мезозойских образований основаны на фауне конодонтов и радиолярий. Они позволяют значительно уточнить палеогеографические и палеотектонические связи Сихотэ-Алиния, Сахалина и Японских островов.

Книга предназначена для геологов, тектонистов и стратиграфов, изучающих проблемы внутреннего строения и тектонической эволюции складчатых систем.
Ил. 29, табл. 1, библи. 103.

Отв. редактор академик Ю.А.Косыгин

Рецензенты: В.А.Бурик, Б.А.Натальин

Издано по решению Редакционно-издательского совета
Дальневосточного отделения АН СССР

© ДВО АН СССР, 1988 г.

ВВЕДЕНИЕ

Во второй половине семидесятых и в восьмидесятые годы в результате целенаправленных геолого-структурных, биостратиграфических и литологических исследований получен новый фактический материал, значительно уточняющий внутреннюю структуру Сихотэ-Алинской складчатой системы, роль в ней складчатых и разрывных нарушений, а также характер структурного контроля целого ряда месторождений.

В последнее десятилетие, благодаря успехам в изучении фауны радиолярий и конодонтов, получили палеонтологическую характеристику ранее считавшиеся "немыми" вулканогенно-кремнисто-терригенные образования, развитые на значительных площадях в Сихотэ-Алине. Были открыты также и описаны хаотические образования с инородными глыбами, возможно олистоплаками, и генетически связанные с ними конседиментационные тектонические покровы. Получило объяснение нахождение в одних разрезах разновозрастных и разноформационных геологических образований. Эти сведения частично отражены в научных публикациях, в том числе и авторов этой работы (Мельников, 1971; Елисеева и др., 1976; Мельников и др., 1978; Мельников, Голозубов, 1980; Мазарович, 1984, 1985; Голозубов, Мельников, 1986; Красилов, Парняков, 1984; Юшманов, 1986; Михайлов и др., 1987; Врублевский, 1987; Шевелев, 1987; и др.). Думается, что сейчас накопилось достаточно данных, чтобы провести общее геолого-структурное районирование всей Сихотэ-Алинской системы, с уточнением роли в ее строении различных структурно-формационных комплексов.

Цель настоящей работы – всесторонняя характеристика хаотических комплексов или микститов Сихотэ-Алиния, что, на наш взгляд, будет способствовать значительному уточнению существующих стратиграфических, тектонических и минерагенических представлений. Чтобы не повторять здесь сведения об истории изучения микститов и их роли в структуре складчатых систем, мы отсылаем интересующихся читателей к многочисленным публикациям И.И.Белостоцкого (1970), М.Г.Леонова (1976, 1978, 1981) и других исследователей. Отметим лишь, что используемый в работе термин "микстит", или "смесь" предложен Л.Шермерхорном (Леонов, 1981), а наиболее приемлемое, на наш взгляд, его определение приведено М.Г.Леоновым (1981. С.6): "микститы – грубокластические комплексы пород любого литолого-петрографического состава и генезиса, состоящие из обломков любых размеров и формы, незакономерно рассеянных в более тонкозернистой, чем обломки, массе (матриксе), несортированные и нестратифицированные". Одной из основных разновидностей микститов являются олистостромы, именно они и будут основным объектом, который характеризуется в этой работе. Термин "олистостром" предложен Ж.Флоресом и его коллегами (Леонов, 1981). Он происходит от греческих слов "оползень" и "аккумуляция". Под олистостромами Ж.Флорес понимал хаотические осадочные образования, которые переслаиваются с нормальными осадочными породами. Экзотические глыбы и крупные обломки различных пород, встречающиеся среди олистостромов, были названы олистолитами (от греческих слов "оползень" и "камень"). Классической областью развития этих образований считаются Апеннины, где они подробно описаны Е.Аббатом, В.Борталотти (Abbate, Bortolotti, 1970), и другими итальянскими геологами.

В настоящее время установлено, что олистостромовые толщи широко распространены в Апеннинах, Альпах, Динаридах, Карпатах, Гималаях, Андах, на Кавказе, Урале, т.е. фактически во всех складчатых системах мира. Термины "олистостром" и "олистолит" в советскую геологическую литературу ввел И.И.Белостоцкий (1970), который подробно описал сложнорасчлененные

хаотические образования динарид и выявил генетическую связь олистостромовых толщ с тектоническими покровами. Эта работа, на наш взгляд, стимулировала активное изучение хаотических образований в складчатых системах нашей страны. Олистостромовые толщи, олистолиты и конседиментационные тектонические покровы были установлены и описаны практически во всех складчатых областях СССР (Руженцев, Хаорова, 1973; Лукьяков и др., 1975; Книппер, 1975; Григорьев и др., Соколов, 1975; Александров и др., 1975; Щерба, 1975, 1983; Леонов, 1976, 1981 и др.; Соколов, 1977, Разникин, 1978; и др.).

В Сихотэ-Алине микститы олистостромового типа имеют широкое распространение, но основные их генетические типы выделены и описаны сравнительно недавно. Обычно эти породы именовались "тектонитами", "будингованными и замусоренными алевролитами", "конгломератовидными породами", "алевролитами с закаташми", "псевдотиллитами" и т.д., т.е. их считали образованиями, возникшими в результате дробления диагенезированных пород, а области их распространения интерпретировались как зоны будингажа и брекчий, трассирующих скрытые разломы. Поэтому на стратиграфических колонках, геологических картах и разрезах они, как правило, не изображались. Тем самым терялась важная информация о возрасте и составе стратифицированных образований, последовательности их напластований, тектонической структуре региона и механизме ее формирования, а в конечном счете — о закономерностях размещения месторождений некоторых видов полезных ископаемых.

Впервые обратил внимание на эти образования при исследованиях в центральных районах Сихотэ-Алиня Ю.Н.Размахнин (1961, 1963, 1971), который описал их под названием конседиментационных тектонитов, а затем — гидротектонитов. В большинстве случаев эти образования соответствуют понятию матрикса олистострома. На геологической карте хаотические образования в регионе впервые были показаны Н.Г.Мельниковым в 1967 г. для бассейна нижнего течения р.Киевки. Он выделил и описал широко развитые там среди пород вангоуской серии образования типа гидротектонитов, в понимании Ю.Н.Размахнина. При этом было подмечено, что толщи пород, содержащие их в своем составе, отличаются интенсивной дислоцированностью и крайней бедностью ископаемыми органическими остатками, особенно макрофауной.

В дело выделения других разновидностей микститов Приморья большой вклад внесла А.П.Никитина (1968). Ею была обоснована глыбовая природа известняков, развитых среди кремнисто-терригенных отложений восточных районов Южного Сихотэ-Алиня и ранее считавшихся синхронными с вмещающими их породами. Собранный и обработанный А.П.Никитиной большой фактический материал свидетельствует о том, что известняки в большинстве случаев не сингенетичны с вмещающими их отложениями, а содержащиеся в них окаменелости карбона и перми характеризуют только возраст известняков, а не вмещающих их толщ. Аналогичные данные по известнякам Кавалеровского района впоследствии были получены А.И.Бураго, А.Н.Калягиным и Г.Б.Нарбутом. Таким образом, была обоснована глыбовая природа палеозойских известняков восточных районов Южного Сихотэ-Алиня.

Н.Г.Мельниковым и В.В.Голозубовым в 1975—1976 гг. в результате геологической съемки масштаба 1:50000 бассейнов нижних течений рек Журавлевки и Павловки впервые были выделены и описаны олистостромы и конседиментационные тектонические покровы. Этот район примечателен тем, что широко распространены интенсивно дислоцированные вулканогенно-кремнисто-терригенные толщи, в поле развития которых присутствуют своеобразные брекчии, разновеликие тела палеозойских известняков, габброидов и других пород, а

также прибрежно-морские отложения верхней перми и мезозоя субплатформенного типа. Ранее считалось, что известняки синхронны с вмещающими породами, брекчии рассматривались в качестве тектонических образований, а сонахождение в одних разрезах разноформационных образований объяснялось тем, что они либо разновозрастные, либо слагают отдельные тектонические блоки. Детальными геолого-съёмочными работами было установлено, что на большей части закартированной площади вулканогенно-кремнисто-терригенные толщи имеют не палеозойский, как считалось ранее, а мезозойский возраст и что развиты среди них брекчиевидные породы представляют собой подводно-оползневые образования. Кроме того, было выяснено, что тела палеозойских известняков, габброидов и других пород, распространенные в поле развития мезозойских подводно-оползневых образований, генетически с ними не связаны и представляют собой не что иное, как экзотические глыбы. Известно, что аналогичные брекчиевидные породы с глыбами известняков и других пород описаны под названием олистостромов во многих районах мира. В течение многих лет в Дальнегорском рудном районе проводит крупномасштабные геологические исследования Б.В.Кузнецов, который еще в 1972 г. пришел к выводу об олистостромовой природе развитых там хаотических образований. В настоящее время эта точка зрения разделяется уже многими исследователями (Красилов, Парняков, 1984; Юшманов, 1986; Михайлов и др., 1987). Наличие олистостромовых толщ и экзотических глыб в Сихотэ-Алине уже предполагало существование там и конседиментационных тектонических покровов, которые как известно, часто связаны с ними генетически (Леонов, 1981). Анализ материала показал, что прибрежно-морские субплатформенного типа отложения верхней перми, триаса и юры и подстилающие их габброиды в целом ряде случаев надвинуты на верхнеюрские — нижнемеловые олистостромовые толщи и либо находятся внутри этих образований, либо имеют в основании мощные зоны меланжа и выходят на поверхность в ядрах и на крыльях синформных складок.

В настоящее время хаотические комплексы обнаружены и во многих других районах Сихотэ-Алины. В частности, Н.Г.Мельниковым, А.Т.Каидауровым и Н.Г.Сутуриним они установлены в бассейне нижнего и среднего течения р. Бикин; А.П.Никитиной и Г.С.Белянским — в междуречье Журавлевки и Горной; Л.А.Изосовым — в пределах рудных узлов Центрального Сихотэ-Алины; Б.В.Кузнецовым, В.П.Парняковым, Ю.П.Юшмановым, В.А.Михайловым и А.А.Пежениной — в Дальнегорском рудном районе; В.В.Голозубовым — в Кавалеровском рудном районе; Н.Г.Мельниковым и О.Л.Смирновой в Ольгинском рудном районе; С.Ю.Белёвым, В.А.Дымовичем, В.А.Исполиновым, Е.К.Шевелевым и др. — в Северном Сихотэ-Алине и Хабаровском районе; Е.Б.Бельгеновым, В.Н.Кайдаловым и др. — в Нижнем Приамурье.

Настоящая работа представляет собой первую попытку обобщения имеющихся сведений об особенностях строения, природе и распространения хаотических комплексов в Сихотэ-Алине, что, думается, будет полезным при дальнейшем проведении геолого-съёмочных и геолого-поисковых работ, а также повысит надежность тектонических и металлогенических построений для региона.

Она выполнена в рамках договора о научно-техническом сотрудничестве лаборатории тектоники Института и геофизики ДВО АН СССР и тематической экспедицией ПГО "Дальгеология", геолого-съёмочной и Дальнегорской экспедицией ПГО "Приморгеология".

Авторы глубоко признательны научному руководителю работы академику Ю.А.Косыгину за систематическую поддержку и консультации, а также В.А. Буряку, С.В.Зяброву, Е.В.Кочергину, Б.А.Натальину, Г.Ф.Низяевой, Л.И.Попеко, К.Ф.Сергееву, Р.Ф.Черкасову за доброжелательные советы и замечания, которые учтены в окончательном варианте работы.

Авторы благодарны В.В.Болотиной, О.М.Меньшиковой, Л.К.Косачевой, Г.В.Орловской, Г.Н.Шереметьевой за большую помощь в оформлении и подготовке рукописи к печати.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Обобщения по геологии Сихотэ-Алиня содержатся в известных работах Н.А.Белязевского, И.И.Берсенева, Н.П.Васильковского, Б.А.Иванова, Л.И.Красного, П.Н.Кропоткина, Л.Э.Лазарева, В.В.Онихимовского, С.А.Салука и др. Вопросы тектонического районирования системы в последние годы рассматривались большинством авторов нынешней работы (Мельников, Изосов, 1984; Голозубов, Мельников, 1986; Врублевский, 1987), а также В.П.Уткиным (1980), Ю.И.Бадзулиным и Ю.А.Косыгиным (1983), Ю.Н.Олежниковым (1983), Л.М.Парфеновым (1984), А.О.Мазаровичем (1985) и др. Большинство схем районирования ограничены административными границами, так как Сихотэ-Алинь располагается на территории Хабаровского и Приморского краев, в каждом из которых имеются свои геологические организации. Исследователи Приамурья, с одной стороны, и Приморья с другой, изучая разные части Сихотэ-Алиня, наблюдали разный характер сочленения его со смежными структурами и у них вполне естественно формировались отличающиеся, зачастую противоречивые представления о его структуре и структурной позиции.

Широкое развитие чешуйчато-складчатых элементов, осложненных свдвговой тектоникой, приводит к выводу о невозможности использования при районировании Сихотэ-Алинской складчатой системы таких распространенных и общепризнанных терминов, как "антиклинорий" и "синклинорий", что согласуется с представлениями Ю.М.Пушаровского с соавторами (1983). Вслед за В.И.Смирновым (1961), предлагается элементы первого порядка в составе системы обозначать термином свободного пользования – сектор. В его составе выделяются элементы более высоких порядков – структурно-формационные зоны (СФЗ) и подзоны (СФЗЗ).

Границы складчатой системы и характеристика смежных тектонических структур

Схема принятого в работе тектонического районирования Сихотэ-Алинской складчатой системы приведена на рис.1. Она незначительно отличается от предложенной автором в 1987 г. (Врублевский, 1987).

В пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы выделены три сектора: Баджало-Нижнеамурский, Центральный и Приморский. Следует отметить, что близкое районирование предлагалось и ранее, в частности автором совместно с коллегами (Боголепов и др., 1972), но тогда западный и восточный секторы предлагалось называть синклинориями, а центральный – антиклинорием. Из схемы видно, что Сихотэ-Алинская складчатая система прослеживается на расстоянии почти в 1,5 тыс.км от зал.Находка в Японском море до зал.Сахалинского в Охотском море при ширине до 300–350 км. Восточная и южная границы системы уходят под акватории Японского моря и Татарского пролива. На западе в южной части она граничит с Хайкайским массивом, в центральной части образования системы заходят на территорию Маньчжурии, по-видимому, вплоть до Инкэмбрийских Фэншудинского и Кэнтэйского массивов. На севере-



Рис. 1. Тектоническое районирование Сихотэ-Алинской складчатой системы: 1 – жесткие массивы западной окраины системы (Бм – Бурейский, Хм – Ханкайский с зонами: Ач – Алчанский, М-Ар – Муравьево-Арсеньевской, Нх – Находкинской); 2 – образования восточной части Амура-Охотской складчатой системы; 3-10 – секторы и структурно-формационные зоны Сихотэ-Алинской складчатой системы: 3 – образования комплекса основания (1 – Хорский блок, 2 – Анюйский выступ, 3 – Софийский купол, 4 – “габброиды” Сергеевско-Окраинской СФЗ), 4 – Центральный сектор (В-Х – Ванданско-Хабаровская СФЗ, Х-А – Хорско-Анюйская, Бк – Бикинская, Усс – Уссурийская, СО – Сергеевско-Окраинская), 5-7 – Баджалонинжеамурский сектор: 5 – Баджаловская СФЗ (Бдж), 6 – Горинская (Гри) и Нижнеамурская (НАМ); 7 – Западно-Сихотэ-Алинская (ЗСА); 8-10 – Приморский сектор: 8 – Прибрежная СФЗ (Пб), 9 – Павловско-Большеуссурийская (ПБу) и Арму-Самаргинская (АСм), 10 – Туминская (Тми); 11 – позднемезозойско-кайнозойские вулканогенные образования: а – западной части Сихотэ-Алия, б – Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса; 12 – образования наложенных впадин и прогибов (С – Ам – Среднеамурской кайнозойской впадины, Пп – Партизанского мелового прогиба); 13 – разломы (а – надвиги, б – сдвиги, в – прочие, цифры в кружках: 1 – Центрально-Сихотэ-Алинский разлом, 2 – Лимурчанский, 2а – Мевачанский, 3 – Пауканский, 4 – система Восточно-Бурейских разломов, 5 – Западно-Сихотэ-Алинский, 6 – Арсеньевский, 7 – Меридиональный, 8 – Прибрежный, 9 – Восточный); 14 – границы (а – секторов, б – структурно-формационных зон)

западе располагается Бурейский массив, а на севере Сихотэ-Алинская складчатая система сложится с восточной частью Амура-Охотской системы.

К Ханкайскому массиву вслед за Н.Г. Мельниковым и Л.А.Изосовым (1984) нами отнесены как глубоко метаморфизованные архейско-раннепротерозойские образования, которые А.М.Смирновым (1963) и рядом других исследователей рассматриваются в качестве отколовшихся частей фундамента Китайской платформы, так и более поздние складчатые и чехольные образования. При этом время консолидации массива как жесткой структуры приходится, по-видимому, на

средний палеозой (ордовик – силур?). В дальнейшем на большей части его территории формировались чехольные образования с проявлением процессов тектономагматической активизации в девоне, перми и мелу и формированием грабепообразных, возможно рифтогенных, впадин в кайнозое.

Буреинский массив также является гетерогенным сооружением со сложной внутренней структурой. Как единый тектонический элемент он сформировался к началу мезозоя. До 80% площади фундамента массива занято разновозрастными гранитоидами. Докембрийские образования сохранились главным образом в виде отдельных ксенолитов и глыб в кровле более молодых массивов гранитоидов, а также слагают несколько самостоятельных блоков. По уровню метаморфизма, характеру формаций и стилю дислокаций докембрийские комплексы массива сходны с подобными образованиями других массивов западной окраины Сихотэ-Алиня: Ханкайского, Кэнтэйского и Фэншулинского (Смирнов, 1963, 1976). В рифей-палеозойское время на территории нынешнего Буреинского массива формировался плитный комплекс, а в разделяющих отдельные блоки трюгах накапливались отложения геосинклинального типа. В конце палеозоя вся эта территория была подвержена гранитизации и превратилась в жесткую структуру, по краям которой в дальнейшем сформировались наложенные прогибы, выполненные терригенными отложениями значительной мощности.

Граница Буреинского массива и Сихотэ-Алинской складчатой системы имеет сложный характер и проводится по-разному. Ю.И.Бакулиным и Ю.А.Косыгиным (1983), например, выделяется пограничный Амгунский блок, который в целом представляется как сложнопостроенный горст-антиклинорий. На нашей схеме ему примерно отвечает район Баджалской и Горинской структурно-формационных зон. Вдоль западной окраины Сихотэ-Алинской складчатой системы выделяется Амгунско-Уссурийская (Тектоническое ..., 1979) система сдвигов, которая включает большое количество субпараллельных разломов северо-восточного простирания протяженностью от десятков до сотен километров. Именно эти разрывы определяют зубчатый характер восточной границы как Буреинского, так и расположенного южнее Ханкайского массивов. Наличие двусторонних смещений по этим разрывам объясняет, по-видимому, и общее смещение Ханкайского массива к востоку относительно Буреинского и юго-западный "залيف" Сихотэ-Алинской складчатой системы, разделяющий эти массивы.

На северо-западе и севере Сихотэ-Алинская складчатая система граничит с восточной частью Амуро-Охотской системы, в строении которой участвуют палеозойские и мезозойские образования. Причем основные особенности Амуро-Охотской системы связаны с развитием палеозойско-раннемезозойской континентальной окраины, а более поздние процессы лишь несколько осложнили ранее созданную структуру, главным образом в виде трансляции ее по разломам. Так, в Галамском синклинии и Ир-нинийском антиклинории выделяется толща силур-нижнекаменноугольных отложений. Многократное повторение в разрезе основных вулканитов интерпретировалось ранее как результат многоэтапного вулканизма, сменяющегося каждый раз обмелением бассейна и накоплением мелководных толщ. Общая мощность этого разреза оценивалась в 35 км. Исследования же Б.А.Наталина и Л.И.Попеко (устное сообщение) в долине р.Галам показали, что здесь имеется не последовательно нарастающий на юго-восток разрез, а пакет надвиговых чешуй, причем песчаные разности несут здесь признаки турбидитовой седиментации. Сложную чешуйчато-надвиговую структуру имеет и самая южная часть этого сегмента или звена, выделяемая часто в качестве Ниланского антиклинория. Между упомянутыми структурными элементами располагаются обширные зоны развития терригенных ниже-среднемезозойских образований Ульяновской зоны. Все-

ми исследователями признается определенная условность границы между Сихотэ-Алинской и восточной частью Амуро-Охотской складчатых систем. На принятой схеме она, вслед за А.Ф.Васькиным, М.В.Мартынюком, М.Т.Турбиным и др., проведена по Пауканскому разлому и его восточному продолжению вплоть до Лимурчанского разлома. Следует отметить, что и восточнее этого разлома в северной части Нижнего Приамурья, которое включено в состав Сихотэ-Алинской системы, устанавливается наложение структурных планов обеих систем (Врублевский, Пилацкий, 1974).

Восточная граница Сихотэ-Алинской складчатой системы проводится условно под акваторией северной части Японского моря и Татарского пролива. В южной своей части эта граница совпадает, по-видимому, с уступом континентального склона, а севернее протягивается вдоль западного борта выделяемого И.И.Версеневым и др. Западно-Япономорского прогиба предположительно рифтогенной природы. Этот прогиб, на наш взгляд, отделяет в современной структуре Сихотэ-Алинскую и Сахалино-Хоккайдскую складчатые системы, которые в палеотектоническом аспекте были несомненно тесно связаны. Здесь следует напомнить, что в прибрежной части Сихотэ-Алиня, кроме крайнего юга, повсеместно развиты вулканоплутонические позднемеловые и кайнозойские образования, не позволяющие наблюдать характер строения мезозойских складчатых толщ.

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс рядом исследователей выделяется в качестве самостоятельной структуры одного порядка со складчатыми системами и считается звеном гигантского Восточно-Азиатского окраинно-материкового вулканического пояса, служившего восточной границей мезозой (Фремл, 1973; Синоков, 1986, Вулканические пояса, 1984; и др.). Можно согласиться с мнением, что окраинно-континентальные пояса, к которым мы относим и Восточно-Сихотэ-Алинский, обладая чертами унаследованности в ряде элементов, на значительной своей части накладываются на гетерогенное основание. Однако отнесение их полностью к проявлениям процессов тектономагматической активизации не может объяснить закономерности латерального ряда структур, т.е. часто наблюдаемые латеральные переходы вулканических поясов, преддуговых и тыловых прогибов (миogeосинклиналиальных зон), внешних невулканических дуг (эвгеосинклиналиальных зон или аккреционных клиньев). Думается, что именно такие взаимоотношения наблюдаются между образованиями Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых систем и Восточно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом.

Структурно-вещественные комплексы

Понятие о структурно-вещественных комплексах заимствовано из работы Ч.Б.Борукаева и соавторов (1970); оно уже было использовано для рассматриваемого региона ранее (Боголепов и др., 1972). Под структурно-вещественным комплексом понимается "крупное геологическое тело, отличающееся от смежных тел значениями вещественных и структурных характеристик и, как правило, ограниченное поверхностями региональных несогласий" (Борукаев и др., 1970).

В пределах рассматриваемого региона выделяются три комплекса: основанная, главный складчатый, нескладчатый¹. Ниже будет дана характеристика

¹ Ранее (Врублевский, 1987, Змиевский, 1980; и др.) выделялись комплексы основания, геосинклиналиальный и орогенный комплексы. Изменения терминологии и существа вкладываемых в нее понятий проведено в соответствии с рекомендациями Ю.М.Пушаровского (1987)

только двух первых комплексов, как основных при решении вопросов тектонического районирования складчатой системы. Следует иметь в виду, что образование комплекса основания часто встречается в микститах в виде экзотических глыб, олистоплак и олистолитов, а складчатый комплекс непосредственно включает микститы как один из составных элементов.

Комплекс основания. Существующие сведения не позволяют однозначно ответить на вопрос о природе фундамента Сихотэ-Алинской системы. История взглядов по этому вопросу была рассмотрена Ю.П.Змиевским (1980) и совсем недавно А.О.Мазаровичем (1985), и мы не будем на этом заострять внимание. Отметим только наиболее популярные на сегодняшний день точки зрения: Сихотэ-Алинская складчатая система заложилась либо на первично-сиалическом, либо на первично-марфическом основании. Имеется также мнение, что фундамент ее был гетерогенным, сравнимым с переходным типом земной коры современной Азиатско-Тихоокеанской континентальной окраины. К комплексу основания системы относятся метаморфиты Хорского блока, Анойского выступа, а также габброиды, гранитоиды и метаморфические образования, встречающиеся в аллохтонном залегании в Центральном секторе, и разнообразие очковые сланцы Софийского купола Баджало-Нижнеамурского сектора. Кроме того, следует иметь в виду, что со стороны континента вплотную к Сихотэ-Алинской системе подходят разнообразные докембрийские и нижнепалеозойские комплексы различных зон Ханкайского, Бурейнского и других массивов, а к югу от нее, в Японском море, за Центральной котловиной близкие образования известны на возвышенности Ямато.

В приуроченном к Центральному разлому узком Хорском блоке (7x90 км) развиты два резко различных структурно-вещественных комплекса (Мартынюк и др., 1986): мигматит - гнейсовый и микрокварцит-филлитовый. Первый составляет большую часть блока и представлен биотитовыми, двухслюдяными и амфибол-биотитовыми гнейсами, кварцитами, инъецированными биотитовыми и мусковитовыми гранитами и плагиогранитами. Все породы несут следы неоднократного катаклаза, милонитизации и бластеза. Из-за устойчивого юго-восточного наклона гнейсовидности создается ложная картина моноклиального их залегания. Второй комплекс отделен от первого зоной разломов, мощностью первые метры, которую В.И.Аношкин считает "зоной постепенного перехода". Этот комплекс сложен интенсивно расщепленными, но слабо метаморфизованными терригенными и перекристаллизованными кремнистыми породами. Западным и восточным ограничениям Хорского блока служат зоны разломов - крутонаклонные (70-80°) на северо-запад и юго-восток. К ним приурочены также линейные грабены, выполненные верхнемеловыми вулканогенно-терригенными образованиями. Возраст пород блока у разных исследователей колеблется от докембрийского до раннемелового. По мнению М.В. Мартынюка и др. (1986), на основании данных изотопного анализа возраст метаморфизма оценивается в 230 ± 10 млн лет, а исходными породами для метаморфических пород гнейсово-мигматитового комплекса могли быть габброиды и трондьемиты типа встречающиеся в офиолитовых комплексах, а могли быть и некоторые гранитоиды и габброиды, аналогичные встречающимся в пределах Ханкайского массива. Однозначно ответить на этот вопрос пока не представляется возможным, тем более, что подобные породы массива в изотопном и геохимическом отношении не изучены.

Анойский выступ располагается к северо-востоку от Хорского блока и также приурочен к осевой части Центрального сектора Сихотэ-Алинской системы (рис.1). Он сложен толщей слюдяных сланцев и гнейсов, метаморфизованных от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фаций, неравномерно мигматизированных гнейсовидными плагиогранитами и гранодиоритами

(Змяевский, 1980). По данным К-Аг изотопии для пород этого выступа устанавливается раннепалеозойский (490-410 млн.лет) возраст метаморфизма (Мартынюк, 1973). Выступ в целом представляет овал, вытянутый в северо-восточном направлении (12x30 км) и обнажающийся в ядре мезозойской купольной структуры. В породах купола проявлено несколько генераций складок, а окружающие мезозойские образования дислоцированы незначительно, в них широко проявлен прогрессивный метаморфизм до зеленосланцевой фации. М.В. Мартынюк считает породы Анойского выступа полиметаморфическими образованиями, возникшими за счет неоднократного метаморфизма преимущественно терригенных толщ докембрийского или раннепалеозойского возраста.

Южнее Хорского блока в пределах Центрального сектора Сихотэ-Алиня известна прерывистая полоса выходов габброидов, гранитоидов и метаморфических пород, залегающих, по мнению В.В.Голозубова, Н.Г.Мельникова (1980, 1986), Л.А.Изосова и Н.Г.Мельникова (1984), А.О.Мазаровича (1985) и др., в виде тектонических пластин, глыб и включений в олистостромовых толщах. Они включают метаморфизованные эффузивно-осадочные и изверженные породы: амфиболиты, амфиболовые, гранит-амфиболовые, кварц-альбит-мусковитовые сланцы и гнейсы, прорванные интрузиями катаклазированных, амфиблизированных полосчатых габбро, диоритов и плагиогранитов. Самый северный блок катаклазитов по плагиогранитам и габбро обнажается в непосредственной близости от Хорского блока, а южнее их количество и величина сильно варьируют. Широко развиты они между селами Самаркой и Бреевкой и в особенности в междуречье рек Партизанской и Киевки. Геологическое строение массивов "габброндов" охарактеризовано в работах Н.А.Беляевского и соавторов, (1955), И.И.Берсенева (1960), В.С.Шкодзинского (1964), С.С.Зимины (1973), и др. В настоящей работе этот комплекс пород условно относится к протерозою.

В крайней северо-западной части Сихотэ-Алинской складчатой системы к комплексу основания отнесены метаморфические сланцы ядра Софийского купола, отличающиеся от комплексов Хорского и Анойского блоков более низкотемпературными минеральными ассоциациями. Возраст образований ядра Софийского купола, исходя из структурного положения, принимается протерозойским, хотя не исключен и более молодой возраст.

Главный складчатый комплекс. В Сихотэ-Алинской складчатой системе он включает вулканогенные, кремнистые и терригенные образования от среднего палеозоя по нижний мел включительно. Кроме того, в виде экзотических блоков, глыб, олистолитов и т.п. в составе некоторых слагающих его подразделений встречаются и более древние, вплоть до докембрийских, образования. В его составе ранее (Врублевский, 1975) выделялись три формационных комплекса: 1) карбонатно-кремнистый, 2) терригенно-кремнистый, 3) терригенный. В последующий период для многих формаций была уточнена и даже изменена их возрастная характеристика, однако структурная позиция большинства из них осталась прежней. Карбонатно-кремнистые породы встречаются преимущественно в разрезах палеозоя Прибрежной и Баджальской СФЗ и в различных структурно-формационных зонах Центрального сектора, где они известны преимущественно в аллюхтонном залегании и слагают глыбы, блоки и пластины. Терригенно-кремнистый комплекс формаций палеозойско-юрского возраста слагает основную часть объема образований геосинклинального типа Центрального сектора от Вандано-Хабаровской и Хорско-Анойской СФЗ на севере до побережья Японского моря на юге. Развит он и в Дальнегорской и Шербаковской СФЗ Прибрежной зоны. Выше него почти повсеместно развиты микститовые юрскомеловые образования, которые как бы венчают разрез геосинклинальных отложений этих структурно-формационных зон. Терригенный комплекс слагает основные части разреза Баджало-Нижнеамурского и Приморского сек-

торов. Причем в первом он объединяет триасово-нижнемеловые отложения, а во втором — меловые (возможно, верхнеюрско-меловые) отложения.

Тектоническое районирование

Именно структурно-вещественные особенности складчатого комплекса позволили выделить в составе Сихотэ-Алинской складчатой системы три сектора (рис.1): 1) Баджало-Нижнеамурский, 2) Центральный и 3) Приморский. Граница между Центральным и Приморским секторами проводится на значительных расстояниях по зоне Центрального разлома Сихотэ-Алия, по серии сопряженных с востока с ним разломов или по району смены кремнистых и микститовых триасово-меловых образований терригенными берриас-альбскими отложениями. Более сложный характер имеет граница между Центральным и Баджало-Нижнеамурским секторами. Она перекрыта на значительных расстояниях образованиями кайнозойской наложенной Среднеамурской впадины. По-видимому, граница кремнистых триасово-юрских и юрско-меловых микститовых образований Центрального сектора с одновозрастными терригенными образованиями Баджало-Нижнеамурского сектора проходит по структурному шву, а возможно, и по сутурной зоне. Эта граница осложнена еще и тем, что меловые терригенные отложения юго-западной части Западно-Сихотэ-Алинской СФЗ как бы врезаны в тело Центрального сектора и разделяют его Вандано-Хабаровскую и Хорско-Анюдскую СФЗ.

В крайней северо-западной части складчатой системы располагается Баджальская СФЗ, в составе которой А.Ф.Васькин, М.В.Мартынюк и другие исследователи выделяют Сулукскую, Баджальскую, Верхнебуреинскую и Ванданскую подзоны. Сулукская представляет купольную структуру, сложенную терригенными и вулканогенными образованиями, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации. Их возраст оценивается разными исследователями от протерозоя до мезозоя. Камениугольно-пермские толщи значительной мощности Верхнебуреинской и Баджальской подзон как бы облекают Сулукский купол. Считается, что в их строении преобладают палеозойские отложения. Результаты исследований последнего времени свидетельствуют, что в пределах Ванданской СФЗ широко развиты нижнемезозойские вулканогенно-кремнистые образования, сопоставимые с аналогичными образованиями северной части Центрального сектора. Поэтому Ванданская совместно с Хабаровской СФЗ включены в состав этого сектора. К востоку от Баджальской СФЗ располагается Горинская структурно-формационная зона. Граница между ними проводится примерно по месту несогласного залегания существенно терригенных верхнетриасовых толщ на подстилающих образованиях. Вверх по разрезу располагается мощная терригенная флишодная формация юрского возраста. Вдоль восточной границы Горинской СФЗ она нарастает согласно берриас-валанжинскими флишодными отложениями. Образования близкого состава развиты и в Нижнеамурской СФЗ, которая располагается на левобережье Амура между Лимурчанским и Мевачанским разломами и побережьем Сахалинского залива. В юго-восточной части Баджало-Нижнеамурского сектора, вдоль его границы с Центральным сектором выделяется Западно-Сихотэ-Алинская зона, которая представляет собой область развития верхнего, мелового подкомплекса складчатого комплекса. На юго-западе, где образования зоны вторгаются в пределы Центрального сектора, разделяя его Хорско-Анюдскую и Вандано-Хабаровскую СФЗ, они характеризуются более грубообломочным составом материала и менее упорядоченным строением разреза. На правобережье р.Бикин меловые терригенные отложения этой зоны фациально замещаются субаральскими

эффузивами алчанской свиты² односторонней зоны Ханкайского массива.

Центральный сектор — это область преобладающего развития нижнего геосинклинального структурно-вещественного подкомплекса. Он прослеживается от бассейна р.Анхой на севере на юго-юго-запад. В бассейне р.Бикин происходит как бы разрезание сектора северо-восточным выступом Ханкайского массива на две ветви. Одна ветвь в виде Бикинской СФЗ облекает выступ массива с севера и уходит в пределы Маньчжурии, а другая прослеживается вдоль восточного края массива вплоть до побережья Японского моря, отделяясь от массива Арсеньевским разломом, а от Приморского сектора — Центральным разломом Сихотэ-Алиня. На большей своей части эта ветвь соответствует понятиям Главный, или Центральный антиклинорий (Геология СССР..., 1969), Северо-Западная зона (Голозубов, Мельников, 1986) или Западно-Сихотэ-Алинская тектоническая зона (Мазарович, 1985). При выделении структурно-формационных зон сектора здесь использованы в разной степени элементы районирования, предложенные в этих работах, а также используемые А.Ф.Васильевым, М.В.Мартынюком, В.Б.Трояном и др. Характеристику зон и подзон мы проведем с севера на юг и с запада на восток. Крайнюю северную часть сектора занимает Хорско-Анхойская СФЗ. Образование фундамента, облекающиеся в центральной ее части, были описаны ранее. Складчатый же комплекс представлен верхнепалеозойско-нижнемезозойскими терригенно-кремнистыми отложениями, содержащими глыбы палеозойских известняков. В настоящее время в связи с новыми находками раннемезозойских радиолярий и конодонтов в ряде кремнисто-алевролитовых толщ, относимых ранее к верхнему палеозою, происходит пересмотр стратиграфической последовательности свит и толщ, которая до последнего времени использовалась при проведении геолого-съёмочных работ. Этот вопрос будет освещен в разделе, посвященном микститам Северного Сихотэ-Алиня. Ближкое к Хорско-Анхойской СФЗ строение имеет и уже упоминавшаяся Вандано-Хабаровская СФЗ (Шевелев, 1987).

В Бикинской СФЗ, располагающейся к северо-западу от Алчанской зоны Ханкайского массива, в основании видимого разреза залегает триасово-юрская толща кремней, алевролитов и известняков мощностью около 1200 м, которая согласно перекрывается берриасовой култужинской свитой песчано-алевролитового состава с многочисленными подводно-оползевыми текстурами, акраплениями обломочного материала и пластинами вулканитов основного и среднего состава. С угловым несогласием на подстилающих залегает терригенная толща апт-альбского возраста суммарной мощностью более 2000 м.

К востоку от Ханкайского массива, за Арсеньевским разломом, в Центральном секторе южнее Хорско-Анхойской СФЗ раньше (Врублевский, 1987) мы выделяли Уссурийскую, Чугуевско-Сергеевскую и Окраинскую структурно-формационные зоны, разделяемые в свою очередь на подзоны. Это в какой-то мере отвечает подразделениям, предложенным в ранее упоминавшихся работах В.В. Голозубова, Л.А.Изосова, А.О.Мазаровича и Н.Г.Мельникова. Поскольку между Чугуевско-Сергеевской и Окраинской СФЗ нет принципиальных различий, мы сейчас объединили их в качестве одноименных подзон одной Сергеевско-Окраинской структурно-формационной зоны.

Уссурийская СФЗ. В ее пределах развиты верхнепалеозойско-мезозойские отложения значительной мощности. Это относящиеся к нижнему подкомплексу нижне-верхнепермские себучарская и ариадненская свиты, триасово-юрские тудовакская, эльдовакская и маляновская свиты, верхнеюрско-валайкинские са-

² Б.А.Натальин (устное сообщение) считает эти образования принадлежащими меловой островной дуге

маркинская и удековская. Все эти отложения интенсивно дислоцированы, в кремнистых отложениях широко проявлена дисгармоническая складчатость, а возможно, и складчатость нескольких этапов или фаз. К верхам комплекса приурочено широкое развитие микститов и тектонических покровов. На незначительных площадях развиты вблизи зоны Центрального разлома апт-альбские песчано-алевролитовые отложения соколовской и холминской свит. Они залегают на подстилающих образованиях несогласно, дислоцированы незначительно и относятся уже к верхнему подкомплексу геосинклинального комплекса. К востоку они фациально замещаются значительно более мощными разновозрастными отложениями Приморского сектора.

Уссурийская СФЗ разделяется на две части (по Голозубову, Мельникову, 1986): западную – Ариадненскую и восточную – Журавлевскую. В первой развиты преимущественно пермские, во второй – существенно триасово-юрские отложения. В междуречье верховий рек Уссури и Польшихи развиты верхнепермские эффузивы и туфы основного и кислого состава, туфопесчаники и туфо-алевролиты и алевролиты, аналогичные образованиям владивостокской свиты соседней Арсеньевской зоны Ханкайского массива. В.В. Голозубовым и Н.Г. Мельниковым (1986) они выделяются в самостоятельную Верхнепольшихинскую СФЗ, на наш же взгляд, они должны рассматриваться как блок Арсеньевской зоны в пределах Уссурийской подзоны.

Сергеевско-Окраинская СФЗ. Для Окраинской подзоны характерно на габброидах, гранитоидах и кристаллических сланцах, условно относимых к протерозою, залегание верхнепермских слюдистых аркозовых песчаников, сменяющихся вверх по разрезу триасово-юрскими алевролитами, берриасовой погской толщей щелочных базальтов и валанжинской песчано-алевролитовой ключевской свитой суммарной мощностью в 1500 м. Образования подзоны разобщены территориально и слагают несколько блоков, которые считаются тектоническими покровами (Голозубов, Мельников, 1986), залегающими на геосинклинальном комплексе вблизи зоны Центрального разлома.

Чугуевско-Сергеевская СФЗ (отвечает примерно Сергеевской подзоне, в понимании А.О. Мазаровича (1985). Разрез этой подзоны сходен с разрезом охарактеризованной Окраинской подзоны. Только здесь на габброидах протерозоя (?) залегают, по-видимому, стратиграфически более низкие горизонты верхней перми, представленные чандалазской свитой. В ее составе наблюдаются конгломераты, полимиктовые песчаники, алевролиты и органогенные известняки, а выше залегают аналогичные "украинским" песчаники извилинской свиты. Пространственно образования подзоны тяготеют к южной части Арсеньевского разлома и так же, как и в случае с Окраинской, здесь предполагается их аллохтонное залегание. По мнению Н.Г. Мельникова (устное сообщение), аллохтоны, слагающие Чугуевско-Сергеевскую СФЗ, переместились с территории, занятой ныне Партизанским наложенным меловым прогибом.

Приморский сектор занимает всю восточную часть Сихотэ-Алиня и сложен преимущественно образованиями верхнего мелового подкомплекса геосинклинального комплекса. Несколько особняком стоит включенная в его состав Прибрежная структурно-формационная зона, которая по составу (сложена преимущественно образованиями нижнего подкомплекса) и характеру дислоцированности очень похожа на образования Центрального сектора.

Центральный и Приморский секторы разделяются зоной Центрального разлома Сихотэ-Алиня и только в двух случаях образования первого сектора "переходят" эту зону – в районе Хорско-Ануйской СФЗ и южнее, вблизи границы Приморского и Хабаровского краев (Дальненская подзона, по Олейнику, 1983). Севернее Хорско-Ануйской СФЗ Центрального сектора происходит

сочленение Приморского сектора с Баджало-Нижнеамурским. Здесь на месте замыкания Центрального сектора располагается Тумнинская СФЗ. Сложена она, как и соседствующая с ней Западно-Сихотэ-Алинская СФЗ Баджало-Нижнеамурского сектора, меловыми послевалажжинскими терригенными отложениями. К юго-востоку от этой зоны располагается северная часть. Восточная часть Приморского сектора перекрыта мощным комплексом верхнемеловых и кайнозойских вулканитов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. На западе, вдоль границы с Хорско-Ануйской СФЗ, прослеживается система разломов, по-видимому, оперяющих Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Суммарная мощность только меловых складчатых отложений в этой части сектора оценивается геологами-съемщиками в 15 км. Это можно объяснить либо тем, что в меловом бассейне постоянно и направленно смещалась ось максимального осадконакопления, либо здесь также имеют место многочисленные сдвояния разрезов.

Южнее, между верховьями рек Ануй на севере и Арму на юге, в бассейнах верхнего течения рек Бикина и Самарги располагается Арму-Самаргинская структурно-формационная зона Приморского сектора. Наиболее полно она охарактеризована И.К.Пушиным (1976). Границы зоны внутри сектора с севера и юга проводятся условно. Западную границу зоны и сектора составляет серия разрывов, оперяющих с востока Центральный разлом (с севера на юг): Чуинский, Чуконский и Тигринский. Эти разрывы не глубины, круто наклонены на юго-восток. Между ними и Центральным разломом обнажаются складчатые образования нижнего подкомплекса Дальнейской подзоны. К зонам разломов приурочены интрузии гранитоидов позднемелового возраста и комагматичные им вулканиты. Более глубинными, по-видимому, являются разломы Верхне-несамаргинский и Арму-Бикинский, которые разделяют зону на три подзоны (с северо-запада на юго-восток): Верхнеануйскую, Адинскую и Зевскую СФЗ (Пушин, 1976). Плоскости обоих разломов наклонены на юго-восток. Но если первый морфологически, скорее всего, является сбросом, то второй — взброс с левосдвиговой компонентой, достигающий поверхности Конрада и, возможно, Мохо. В пределах рассматриваемой зоны развиты геосинклинальные полноскладчатые образования верхнего подкомплекса (берриас-альбские возраста), более молодые (секомантуронские) терригенные отложения залегают на них резко несогласно, развиты локально и относятся уже к нескладчатым образованиям. Нарастание разреза происходит с северо-запада на юго-восток. Так, в Верхнеануйской подзоне развиты преимущественно берриас-валажжинские граувалковые терригенные отложения (таужинская и ключевская свиты) с пачками флишоидного переслаивания, пластами и линзами конгломератов. В алевролитах части текстуры размучивания. Суммарная мощность их 3-4 км. В Адинской подзоне в низах подобного разреза преобладают алевролиты с характерными подводнооползневыми текстурами, а выше встречаются прослой и линзы гравелитов с растительным детритом, сменяющиеся вверх по разрезу пачками флишоидного переслаивания. Во всех подзонах развиты готерив-алтские также терригенные отложения. При общем песчано-алевролитовом составе наблюдается повсеместное поглубение осадков вверх по разрезу. Суммарная мощность готерив-алтских отложений оценивается (Пушин, 1976) от 2000 (водораздел Коппи-Первого Заура) до 3500 м (бассейн р.Тавасикчи). Альбские отложения известны также во всех подзонах, но в Верхнеануйской они развиты лишь в северо-восточной части, а наиболее полные разрезы описаны для Адинской подзоны, где часто наблюдается ритмичное флишоидное и флишевое переслаивание песчаников и алевролитов. Мощность их колеблется от 3-3,5 км в бассейне Самарги до 2-2,5 км в верховьях Бикина и Арму. В верховьях р.Катона, по материалам И.К.Пушина, в нижнеальбских отложениях существенную роль играет песчаный флиш, кото-

рый западнее сменяется крупноритмичным флишеидным переслаиванием песчанников и алевролитов с гравелитами и конгломератами в основании ритмов. Здесь же в отдельных разрезах широко развиты несортированные хаотические отложения типа олистостромов. В Зевской подзоне средне-верхнеальбские отложения имеют также более грубообломочный состав и меньшую мощность, чем в Адинской подзоне.

В верхней части нижнеальбских отложений в бассейне рек Бикин, Зевы, Самарги установлены горизонты лав и туфов среднего и основного состава разной мощности. Максимальные мощности (до 450 м) приурочены к зоне Арму-Бикинского разлома в верховьях р.Единка. В средне-верхнеальбских отложениях вулканический материал развит повсеместно, но в меньшем количестве. Увеличение пирокластического материала происходит с запада на восток, где, по-видимому, распадались в этот период вулканические центры. И.К. Пушкин (1976) подтверждает вывод М.В.Мартынюка (1972) о внедрении в конце альба, перед формированием сабуинской толщи, высокоглиноземистых гранитов саядинского комплекса. Все нижнемеловые отложения рассматриваемой зоны интенсивно дислоцированы, и на них с резким угловым несогласием залегают сеноман-туронские континентальные терригенные отложения (сабуинская толща). По И.К.Пушкину, поперечный размер рассматриваемой зоны в процессе складчатости и надвигообразования сократился в 2 раза.

Павловско-Большееусуркинская структурно-формационная зона располагается к югу от описанной и отвечает примерно понятиям зоны Главного синклинория (Геология СССР..., 1969), Центральной зоны (Голозубов, Мельников, 1986), Восточно-Сихотэ-Алинской зоны (Мазарович, 1985). Она подразделяется, вслед за Ю.Н.Олейником (1983), на Лужкинскую и Кемскую подзоны, граница между которыми проводится по Восточному разлому, выделенному В.П.Уткиным (1980). В строении зоны участвуют отложения от верхней юры до верхнего альба включительно. Верхнеюрская ердагуская свита описана О.Л.Смирновой и Л.М.Олейник в 1984 г. для Кавалеровского района. Она представляет собой пачку тонкого переслаивания кремнистых, кремнисто-глинистых и вулканогенных пород. Породы интенсивно дислоцированы, широко проявлены будижаж и расщепление. Мощность свиты в районе оценивается в 150-200 м. Согласно на ней залегают широкоразвитая вдоль западного края зоны, вблизи Центрального разлома, алевролито-аргиллито-песчаниковая журавлевская свита мощностью до 1000-1100 м, содержащая в своем составе обломки песчаников и кремней, иногда известняков с палеозойской фауной. Повсеместно по разрезу в ней наблюдаются текстуры взмучивания осадка. Возраст ее по бухиям определяется В.П.Коноваловым как берриас-валанжинский. Вверх по разрезу согласно залегают валанжинская ключевская свита, представленная переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов. В брекчиевидных разностях алевролитов присутствуют обломки песчаников до 1 м в поперечнике. В районе пос.Кавалерово мощность ее оценивается до 2900 м. В песчаниках часты обломки алевролитов с текстурами взмучивания. В обеих подзонах выше ключевской согласно залегают песчано-алевролитовая усть-колумбинская свита. В Кемской подзоне в ее разрезе наблюдается чередование мощных пластов песчаника, песчано-алевролитового флиша, в котором песчаники резко (в 3-5 раз) преобладают, и алевролитового флиша с мощностью ритмов 0,1-0,4 м при преобладании алевролитов и аргиллитов над песчаниками в 3-4 раза. Выше, в Лужинской подзоне, выделяются приманкинская, а в Кемской - меандровская свиты, имеющие мощность около 1000 м и согласно залегающие на усть-колумбинской. В первой преобладают алевролиты и аргиллиты, а во второй наблюдается чередование песчано-алевролитового флиша с

пластами песчаников мелкозернистых массивных. Выше лежащая аптская катаповская свита характеризуется преимущественно песчаным составом. Песчаники содержат многочисленные обломки алевролитов и линзы грубообломочных пород, части прослоев туфогенных песчаников с примесью вулканогенного материала. В Кемской подзоне фашиальным аналогом ее служит нижнекемская подсвита близкого состава. В ней часто встречаются линзы и прослои андезитов и их туфов, реже пачки алевролитов, песчаного и алевритового флиша и брекчий подводно-оползневое происхождения. Мощность ее достигает 1600 м. В Лужкинской подзоне на катаповской согласно залегает дивинская свита переслаивающихся алевролитов и аргиллитов, алевролитов и песчаников мощностью до 900 м. В верхах ее разреза преобладают алевролиты с галькой кремнистых пород и обломками песчаников. В Лужкинской же подзоне выделяется и выше лежащая светловоднинская свита флишеидного переслаивания песчаников и алевролитов мощностью до 1200 м. Только в Кемской подзоне распространена верхнекемская подсвита, сложенная типичным терригенным флишем. По всей зоне развита лужкинская свита, согласно перекрывающая светловоднинскую свиту или верхнекемскую подсвиту. Она представлена чередованием песчаников и алевролитов. Эти альбские отложения венчают разрез геосинклинальных образований Приморского сектора.

Прибрежная структурно-формационная зона приморскими геологами, как правило, выделяется в самостоятельный структурный элемент первого порядка. Нами же она включена в состав Приморского сектора в качестве СФЗ, в которой преобладают образования нижнего подкомплекса геосинклинального комплекса. По типу же отложений и внутренней структуре она близка структурно-формационным зонам южной части Центрального сектора Сихотэ-Алиня. В разрезе этой зоны известны образования от девона до нижнего мела включительно. При этом палеозойские отложения от девона до перми включительно достоверно установлены только в районе пос. Ольга и южнее, где они слагают фашиально замещающиеся зародовскую и скалистореченскую толщи, довольно хорошо изученные при геолого-съёмочных работах и описанные в литературе (Геология СССР..., 1969, и др.). В зародовской толще преобладают известняки, встречаются редкие залежи спилитов. Скалистореченская толща сложена фашиально замещающимися известняками, кремнистыми породами, песчаниками, конгломератами, спилитами. Видимая мощность этих образований превышает 2700 м. Известняки слагают, как правило, рифогенные массивы, располагающиеся цепочкой на правобережье р. Устиновки, в районе руч. Скалистого, гор Зарод, Белой и др. А. П. Никитина (1968) подтвердила точку зрения В. А. Обручева об аллохтонном залегании этих массивов. Район развития палеозойских образований некоторыми исследователями выделяется в самостоятельную Шербаковскую подзону (Олейник, 1983). Севернее развиты терригенные, вулканогенные, кремнистые и органогенные образования триасово-раннемелового возраста, обнажающиеся преимущественно в виде эрозивно-тектонических окон среди полей развития позднемеловых-палеогеновых вулканических пород Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Граница Дальнегорской подзоны на западе проводится по системе разломов, составляющих зону Прибрежного разлома (Геология СССР..., 1969). По этому разлому триасово-нижнемеловые образования надвинуты на готерив-альбские отложения Павловско-Большееуссурийской зоны, которые в этом случае могут рассматриваться как автотхтон (Юшманов, 1986). В представлениях о геологии Дальнегорского рудного района до сих пор много дискуссионного. Здесь мы сошлемся на предложенный недавно (Михайлов и др., 1987) вариант расчленения развитых здесь образований на тектоностратиграфические комплексы (рис. 2). Из него следует, что в основании разреза располагаются триасово-нижнемеловые обра-

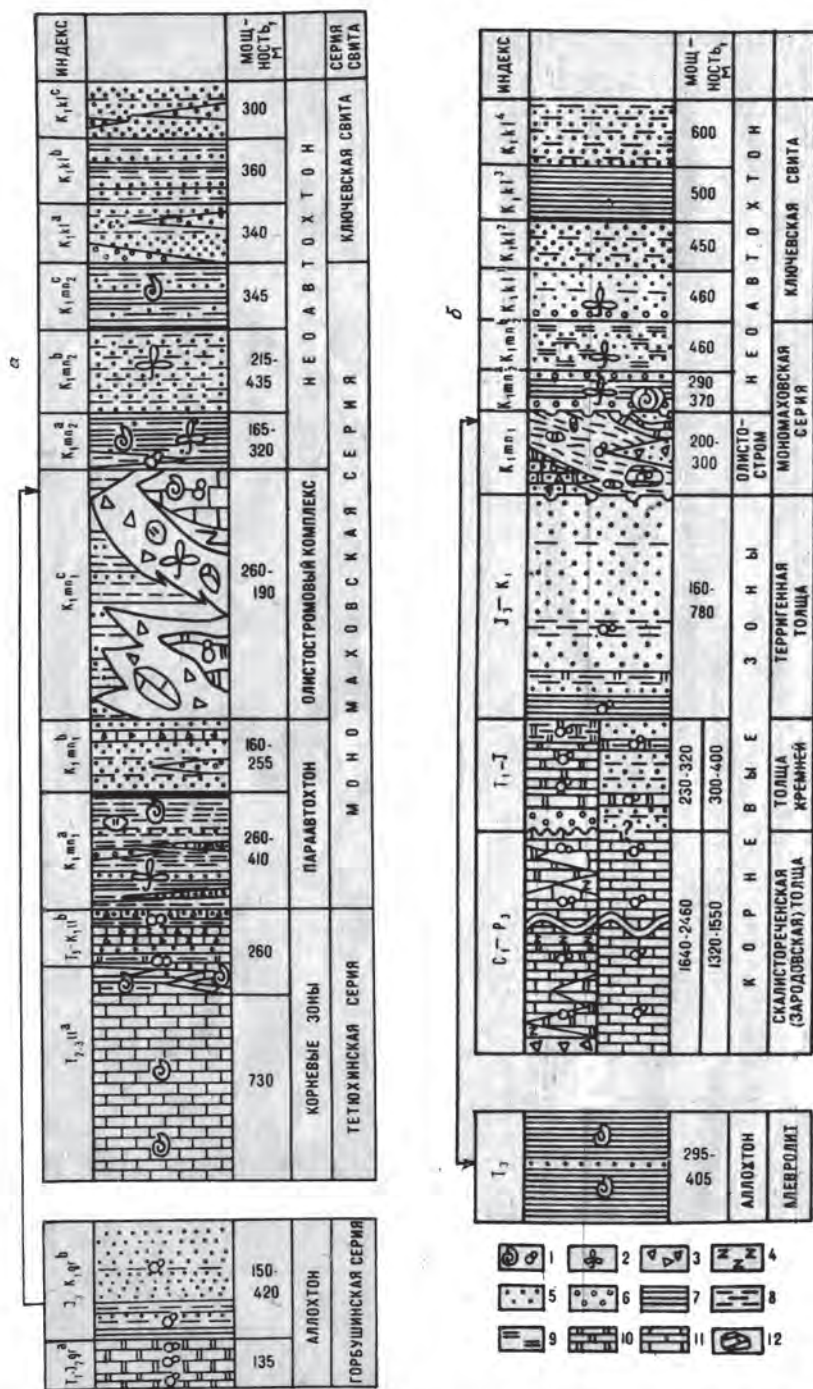


Рис.2. Тектоно-стратиграфические комплексы Прибрежной зоны: а - Дальнегорского, б - Ольгинского районов: 1 - фауна и микрофауна, 2 - флора, 3 - брекчии, 4 - диабазы и другие основные породы, 5 - песчаники, 6 - гравелиты и конгломераты, 7 - алевролиты, 8 - чередование алевролитов и песчаников, 9 - туфы, 10 - кремни, 11 - известняки, 12 - глыбы кремней, известняков и т.д.

зонами тетилинской серии, представленной в нижней части тоншей трессыми известняков, а выше — тоншей известняковых брекчий подметризовского-раннемилового возраста. Выше в разрезе согласно на тонше известняковых брекчий залегают образования мономаховской серии, а на ней, также согласно, ключевской свиты. Наибольшую сложность имеет строение мономаховской серии. Назы ее отнесены к параавтохтону и представлены пачкой флюидного переслаивания алевролитов и песчаников и залегающих на ней пачкой песчаников с многочисленными прослоями гравелитов, конгломератов — брекчий. Выше залегает олигостромовая пачка или комплекс, в котором флюидный матрикс совместно с пачкой глыб, обломками и сползающими пластинами известняков, кремней и спилитов. Глыбы охарактеризованы фауной триаса и юры. Для пород матрикса характерны текстуры взмучивания и подводного выщелачивания, а пил встречается берриано-валдайская фауна и флора. К верхним частям олигостромовой пачки иногда приурочены гигантские (до 3x5 км) аллохтонные пластины кремней раннетриасово-воздворского и терригенных пород позднемюрско-раннемилового возраста, относимых к самостоятельной горбушинской серии, которые рассматриваются как аллохтонные. Ближайшим назе известным местом развития аналогичных пород является толща кремней и терригенная толща Ольгинского района, что может служить косвенным приемком оценки амплитуды перемещения консолидационных тектонических покровов Дальнегорского района в 40—50 км. Выше олигостромовой толщи залегают существовавшие терригенная верхняя часть мономаховской серии и ключевская свита. Они относятся к неавтохтону. Нам представляется, что образования мономаховской серии и ключевской свиты в районе представляют собой единый тектоностратиграфический комплекс, который в одних случаях содержит мощный олигостромовый горизонт с аллохтонными пластинами, сложными породами горбушинской свиты и глыбами расчлененных образований, в других — в нем наблюдается стратиграфическое наложение отложений неавтохтона на параавтохтон. Из приведенного описания можно представить и степень дислоцированности этих образований, в них выделяется до 3 или даже 4 (в крайних случаях) генераций складок, тектонических походов и надвигов и преимущественно позднемилового свиты, а также более молодые вложенные дислокации, связанные с формированием вулканогенного пояса.

Таким образом, исходя из особенностей состава и характера дислоцированности геосинклинальных складчатых толщ, предлагается трехчленное разделение территории Сихота-Алинской складчатой системы. Центральный сектор, сложенный преимущественно верхнепалеозойско-юрскими терригенно-кременными образованиями, представляет собой область тектонического скучивания с широким проявлением чашуточно-надыгровых структур и развитием хлещавских комплексов преимущественно позднемюрско-раннемилового возраста. Образования этого сектора как бы приливают северо-восточный выступ Хайдакского массива. Подобная картина характерна и для взаимоотношения Баджальской СФЗ Баджало-Нижнеамурского сектора со связанными элементами Бураинского массива.

Латеральный ряд тектонических элементов

Большое значение для понимания закономерностей современной структуры Сихота-Алинской складчатой системы имеют палеотектонические реконструкции. Восстанавливая характер континентальных нарывов в пределах Сихота-Алины посвящено уже довольно значительное количество работ, в которых с небольшими вариациями дается близкая картина распределения тектонических элементов начиная с позднего палеозоя (Иванов, 1960; Берсова, 1969; Парфенов,

Наталин, 1977; Тектоническое ..., 1979; Парфенов, 1984; Мазарович, 1985; Меланхолина, 1986; Врублевский, 1987; и др.). В то же время многие вопросы геологической структуры региона постоянно пересматриваются, что влечет за собой и необходимость внесения соответствующих корректив в ретроспективные построения.

Большинство исследователей сходятся во мнении, что отличительной чертой геологического развития Сихотэ-Алиня начиная с позднего палеозоя являлось неоднократное проявление режима активной континентальной окраины. При этом для позднепалеозойского времени такая окраина реконструируется для запада Сихотэ-Алиня, вдоль его границы с Ханкайским массивом, где развита прерывистая полоса верхнепермских известково-щелочных вулканитов, протягивающихся на 230 км от р.Уссурки на севере в бассейн р.Арсеньевки на юге. Здесь развиты андезиты, дациты, липариты, трахиандезиты-базальты и их туфы, переслаивающиеся с туфоконгломератами, туфопесчаниками и алевритами общей мощностью до 500-700 м. Характерны также субвулканические тела липаритов, трещинные интрузии и дайки граносиенит-порфиров, гранитов (Лошак, 1980). Все эти породы несогласно перекрывают разнородные докембрийские и палеозойские образования краевой части Ханкайского массива, а с востока по системе разломов граничат с существенно терригенными верхнепермскими отложениями.

Комплекс вулканитов выделяется в Арсеньевский вулканический пояс, становление которого, как считается (Тектоническое районирование..., 1979), началось в условиях, близких к островным дугам, а завершилось как окраинно-континентального вулканического пояса андийского типа. При этом вулканический пояс несколько смещен к западу, в сторону Ханкайского массива, по сравнению с предшествующей островной дугой. Близкие образования устанавливаются в более южных районах Ханкайского массива и в пределах п-ова Муравьева-Амурского, островов Русского, Рейнеке. Здесь развит мощный комплекс верхнепермских вулканогенно-осадочных пород. По химическому составу вулканиты соответствуют высокоглиноземистым базальтам, андезитобазальтам и андезитам с повышенным содержанием окислов титана и железа. Подчеркнем, что полный латеральный ряд активной континентальной окраины позднепалеозойского времени восстановить по имеющимся данным трудно, так как пока не расшифрованы положения аккреционного клина и палеосейсмофокальной зоны. Возможно, в его состав входят вулканогенно-кремнисто-терригенные образования пермского возраста, входящие в состав Уссурийской СФЗ, которые контактируют по тектоническим нарушениям с породами фундамента.

Нет однозначного мнения о характере раннемезозойской континентальной окраины Южного Сихотэ-Алиня, так как типовые тектонические элементы для нее пока не восстанавливаются. О.А.Мазарович (1985) считает, что в этот период здесь существовала окраина современного калифорнийского типа, а Л.М.Парфенов (1984) намечает к востоку от Ханкайского и Буреинского массивов для того времени пассивную континентальную окраину. Вулканогенно-кремнистые нижнемезозойские отложения Северного и Южного Сихотэ-Алиня и Восточного Сахалина по особенностям литологии и типу фоновых осадков очень близки (Тектоническое ..., 1979) и, по-видимому, формировались в близких условиях на больших глубинах в областях, прилегающих к зонам подводного вулканизма. Район же описанных выше Уссурийской, Сергеевско-Окраинской и западной части Павловско-Большееуссуркинской СФЗ Сихотэ-Алиня представлял в этот период периферическую часть океанического бассейна, где в условиях континентального склона и подножия формировались кремнисто-терригенные отложения.

В позднемезозойское и палеогеновое время для Сихотэ-Алинской и Сахалино-Хоккайдской складчатых систем устанавливаются тектонические элементы, которые образуют закономерный латеральный ряд. Большую часть Южного Сихотэ-Алия, по-видимому, занимал длительно развивавшийся прогиб, в котором с юры до сеномана сформировался мощный комплекс преимущественно терригенных песчано-глинистых отложений. Вначале он, вероятно, был единым с Западно-Сахалинским, но уже в апт - альбе на востоке Сихотэ-Алия и вплоть до о-ва Моерон возникло поднятие, переросшее в гряду островов и далее в островную дугу. И с этого времени этот прогиб был разделен на тыловый (на месте нынешней Павловско-Большеуссуркинской зоны Южного Сихотэ-Алия) и переддуговой (нынешняя восточная часть Татарского прогиба и Западный Сахалин). До появления островной дуги в Сихотэ-Алине осадконакопление протекало в условиях континентального склона и континентального подножия, в результате чего накопились отложения мощностью порядка 5000 м. Здесь в нижней, юрско-меловой, части разреза встречаются прослой базальтов, кремнистые, туфогенно- и терригенно-кремнистые породы, выше залегают песчано-глинистые, иногда с прослоями гравелитов и конгломератов, часто флишодные отложения. Тектонический режим в этот период был далеко не спокойный, на значительных площадях формируется олистострома. В олистолитах самаргинской свиты находятся крупные глыбы габброидов, гранитов, метаморфических пород и известняков. В этот период предполагается (Голозубов, Мельников, 1986) формирование крупных конседиментационных надвигов, аллохтоны которых, вероятно, вовлекались в гравитационное скольжение по склонам, и за счет разрушения их фронтальных частей образовались глыбы экзотических пород среди олистостромов самаргинской свиты. Постепенно происходило обмеление бассейна; так, валанжинские песчано-алевролитовые образования северо-западной части прогиба связаны постепенными переходами с нижележащими, содержащими олистостромы, но формировались они уже в прибрежно-морских условиях и являются слабоугленосными. Окончательное заполнение и осушение бассейна здесь произошло в готерив - барреме. В добарремское время на месте Садагоу-Окраинской и западе Павловско-Большеуссуркинской СФЗ существовало, по мнению некоторых исследователей (Голозубов, Мельников, 1986), поднятие или гирлянда островов. С апт - альба тыловый прогиб существовал здесь уже только к востоку от этого поднятия и в нем сформировался мощный комплекс терригенных, иногда флишодных толщ. Комплекс островной дуги на территории современной Прибрежной зоны формировался в апт - альбе, возможно до турина, и прослеживался вплоть до восточной части нынешнего Татарского пролива (район островов Моерон, Ребун, Рисири). В фундаменте Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса выделяются прибрежно-морские и континентальные вулканогенно-осадочные образования альб-туронского возраста, которые описывались в составе либо вулканической геосинклинали (Тектоническое районирование ..., 1979), либо Самаргинской палеоостровной дуги (Вулканические пояса ..., 1984). Эти образования известны в Нижнем Приамурье (бассейны рек Лимури, Бк, правобережье р.Амура ниже пос.Цымермановки и у поселков Тыр и Мариинское), в Самаргинско-Совгаванском районе (бассейн рек Кемы, Такунки, Секуяды, Белимбе) и южнее. Осадочные породы содержат значительную примесь туфогенного материала, по составу близки породам флишовой формации Камчатки, формировавшимся на стадии островной дуги. Алт-альбские вулканы образуют ряд от толековых и известково-щелочных базальтов до трахбазальтов и трахиандеэитобазальтов и сходны с базальтами островных дуг, а верхнеальбские вулканы сопоставимы с базальт-андезит-лиларитовой ассоциацией пород островных дуг и зеленовской свитой Курильских островов (Вулканические пояса ..., 1984). Первые характеризуются по-

вышенной глиноземистостью, щелочностью, высокой калиевостью и низкой титанистостью. Верхнеальбские вулканиты по химизму близки к ним, но отличаются большей глиноземистостью, щелочностью и низкой титанистостью. С вулканогенно-осадочными образованиями на основании возрастных корреляций и особенностей химического состава связывают сандвинский высокоглиноземистый гранитоидный комплекс (Мартынюк, 1973).

На о-ве Монерон параметрической скважиной глубиной 4215 м вскрыт разрез вулканогенно-терригенных отложений мезозойско-кайнозойского возраста (Пискунов, Хведчук, 1976). В низах его вскрыты эффузивы основного состава — мидалекаменные афировые базальты, выше — диабазы и долериты с прослоями вулканомиктовых песчаников. Согласно определению абсолютного возраста, их относят к верхнеюрским образованиям. Выше залегают лавы и лавобрекчии основного и среднего состава с прослоями вулканических брекчий, вулканомиктовых песчаников и алевролитов. Толща лав и брекчий рассечена многочисленными нарушениями. Возраст этой толщи определяется по органическим остаткам и радиологическим данным как раннемеловой. К позднему мелу здесь отнесена (на основе определения радиоларий, спор папоротника, пыльцы голосеменных) толща мощностью примерно 1000 м, представленная вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами с прослоями туфобрекчий и туфов андезитового и андезитобазальтового состава. Верхняя часть разреза мощностью в первые сотни метров сложена здесь продуктами подводного и наземного вулканизма основного и среднего состава с прослоями туфов и на основании находок морской фауны параллелизуется Б.И.Пискуновым и И.И.Хведчуком (1976) со среднемиоценовыми отложениями Южного Сахалина. Они же считают, что мезозойский вулканизм этого района сходен с вулканизмом дна океана, прежде всего вулканических хребтов океанов, образующихся над активными долгоживущими разломами. Судя по имеющимся описаниям, верхнемеловые вулканогенные и туфогенно-терригенные образования близки к образованиям островных дуг. Думается, что, по крайней мере с конца раннего мела, вулканические и вулканогенно-туфогенно-терригенные образования Восточного Сихотэ-Алиня и района Монерон-Ребун-Рисире относились к единому типу и составили общую структуру типа палеострановой дуги. Восточнее этой дуги на территории современного Западного Сахалина и прилегающей части Татарского пролива развивался преддуговой прогиб, для которого эта дуга являлась основным поставщиком материала. Крайним восточным тектоническим элементом рассмотренного латерального ряда являлся аккреционный клин Восточного Сахалина.

Как отмечалось, расшифровка тектонического строения Сихотэ-Алинской складчатой системы сопряжена с большими трудностями. Главными из них являются весьма слабая обнаженность пород и бедность их палеонтологическими остатками. До последнего времени в тектонических построениях не учитывались горизонтальные перемещения больших масс пород, а образования гравитационного и гравитационно-тектонического происхождения вообще не выделялись, что, конечно, не могло не сказаться на качестве этих построений.

Уточнение возраста вулканогенно-кремнисто-терригенных геосинклинальных толщ, а также результаты структурно-тектонических исследований подтвердили точку зрения Б.А.Иванова (1960) о том, что Главный антиклинорий Сихотэ-Алиния не имеет антиклинорного строения, а представляет собой блок земной коры с косыми, по отношению к простиранию складок, ограничениями. Некоторые исследователи, в том числе и авторы (Мельников, Голозубов, 1980; Голозубов, Мельников, 1986; Мазарович, 1985; Юшманов, 1986; Врублевский, 1987), пришли к выводу о том, что Южный Сихотэ-Алинь представляет собой гетерогенное чешуйчато-надвиговое складчатое сооружение, осложненное сдвигами и другими разломами. Оно сформировалось в поздней юре - раннем мелу в несколько этапов. В это время на фоне общего регионального сжатия замыкалась Сихотэ-Алинская система и сформировались позднеюрские-раннемеловые микститы, конседиментационные покровы, раннемеловые чешуйчато-складчатые структуры и проявились ранне-позднемеловые сдвиги. Сейчас становится ясным, что подобная картина характерна и для более северных районов складчатой системы.

Позднеюрские-раннемеловые тектоно-гравитационные и гравитационные микститы в Сихотэ-Алине развиты почти повсеместно, что видно из составленной впервые схемы их расположения для территории Приморья (рис.3). На ней показаны области развития олистостромовых комплексов, конседиментационных тектонических покровов и вмещающих их образований. Изучены хаотические образования в пределах Сихотэ-Алиния неравномерно. В литературе до сих пор известны лишь единичные публикации преимущественно по южной части Центрального сектора и отдельным разрезам Прибрежной и Хабаровско-Ванданской структурно-формационной зон. В настоящей работе приведена характеристика многих новых разрезов и площадей их развития.

Уссурийская и Сергеевско-Окраинская структурно-формационные зоны

Хаотические образования южной части Центрального сектора Сихотэ-Алиния в последние годы описаны в литературе (Мельников, 1971; Мельников, Голозубов, 1980; Мазарович, 1985; Голозубов, Мельников, 1986). Поэтому здесь будет охарактеризован олистостромовый комплекс в целом, а также генетические с ним связанные тектонические покровы и надвиги. Особенно широко распространены хаотические образования среди отложений самаркандской свиты и вангоуской серии юрско-мелового возраста, слагаая в отдельных случаях основную часть их разреза и состоя главным образом из алевролитов, песчаников и кремней с ярко выраженными брекчиевидными текстурами. В



Рис.3. Хаотические комплексы в Приморье: 1-3 - микститы: 1 - породы с текстурами взмучивания и дробления, 2 - алевролиты с думинированными пластами и хаотическими обломками песчаников и кремней, 3 - олистостромы с олистолитами и олистоплаками известняков, кремней, песчаников и других пород; 4 - готеривальбские преимущественно терригенные отложения Приморского сектора; 5 - позднеюрско-валанжинские отложения Центрального и Приморского секторов; 6 - палеозойские образования Центрального сектора и Прибрежной СФЗ; 7 - аллохтонный комплекс протерозойских (?) "габброидов" Центрального сектора; 8 - крупные глыбы известняков; 9 - разломы; 10 - позднеюрско-раннемеловые надвижки

разрезах они чередуются с пластами обычных слоистых пород того же состава. Характерно то, что пласты и пачки всех пород не выдержаны по простиранию и падению. Наиболее тонкие из них редко прослеживаются на более чем 10-15 см. При этом обычные слоистые породы замещаются брекчиевидными и наоборот. Пласты слоистых пород резко обрываются, будинируются. В них появляются отторженцы угловатой, линзовидной или округлой формы. В некоторых случаях на продолжении слоя наблюдается лишь его взмученный материал с текстурами оползания.

Цемент брекчиевидных пород и брекчий пелитовый, алевролитовый, песчаный, кремнисто-глинистый. Между составом цемента и составом обломочного материала существует определенная зависимость. В алевролитовом и глинистом цементе содержатся многочисленные отторженцы песчаников, кремней и других

пород, в песчаниках и кремнистых породах – обычно только обломки кремней. В песчаниках, кроме того, встречаются и линзовидные обособления алевролитового материала размером до 1 см, ориентированные согласно напластованию пород. Эти факты можно объяснить тем, что скорость затвердения глинистых, песчаных и кремнистых осадков с потерей воды различная.

Размер и форма обломочного материала, а также взаимопереходы между вмещающими породами и обломками в брекчиях различны. В одних случаях они резкие, четкие, в других – плавные, постепенные, едва различимые. Размер обломков – отторженцев зависит, вероятно, от мощности исходных слоев, подвергшихся дроблению. Чаще видны обломки размером до 2–3 см, реже до 10–15 см. Очертания их самые разнообразные – от угловых и изометричных до амебовидных, с вытянутыми и изогнутыми краями. Форма обломков исключает сколько-нибудь значительный их перенос, а также образование в результате будинажа пластов диагенезированных пород. По текстурным особенностям выделяются две крайние группы пород. Одни из них связаны с относительно тонкими, другие – с относительно мощными слоями. Текстуры пород первой группы известны под названием "сингенетических деформаций" или "псевдоскладчатых" (Хворова, 1957). Наиболее отчетливо они проявлены в глинистых сланцах вангоуской серии, которая обнаружена на юге Уссурийской СФЗ. Эти сланцы смяты в мелкие дисгармоничные складки (рис. 4). В них сильно дефор-

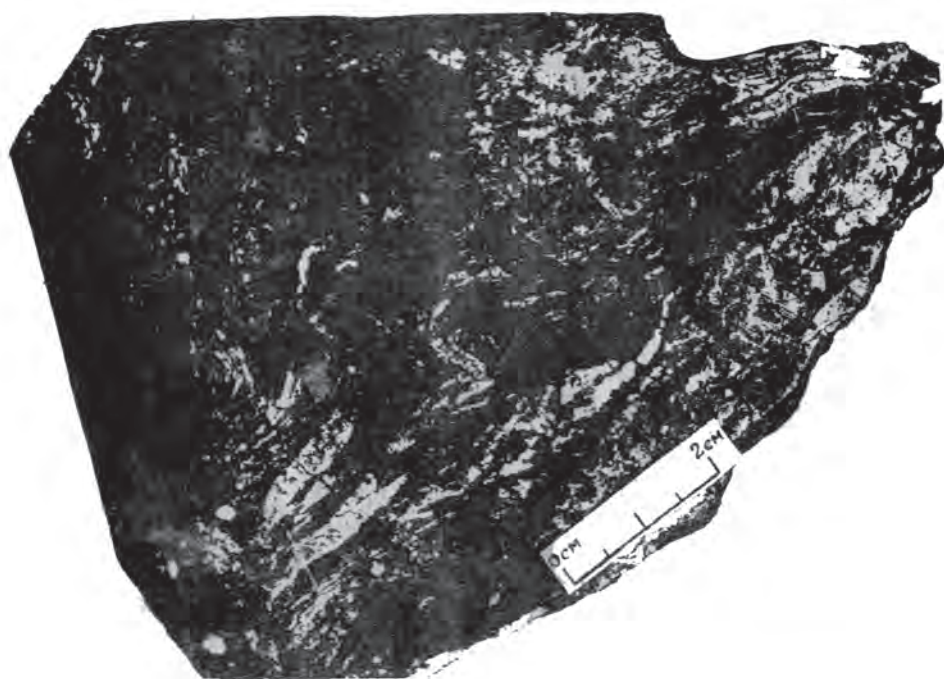


Рис. 4. Псевдоскладчатость в тонкозернистых алевролитах и песчаниках. Вангоуская серия; толща порфиритов и глинистых сланцев. Фото Н.Г. Мельникова

мированные слои зачастую заключены между относительно ненарушенными. Форма и наклон складок самые различные, ширина их достигает 10–15 см. Относительно крупные складки осложнены многочисленными складками более высоких порядков, наблюдаются флексуобразные перегибы слоев и их разрывы в виде мельчайших сбросов, сдвигов и надвигов. Подобные деформации характерны для флишевых толщ, они не сопровождаются сколько-нибудь существенными перемещениями осадка.

Текстуры относительно мощных слоев (рис. 5) обычно будинированы и отличаются большой сложностью. Среди пород этой группы встречаются брекчии, лишенные элементов слоистости. Обломки и овалойды в них обладают различной формой и размерами. Текстуры других пород этой группы слоисто-брекчиевые, с постепенными переходами от отчетливо слоистых к брекчиевидным,

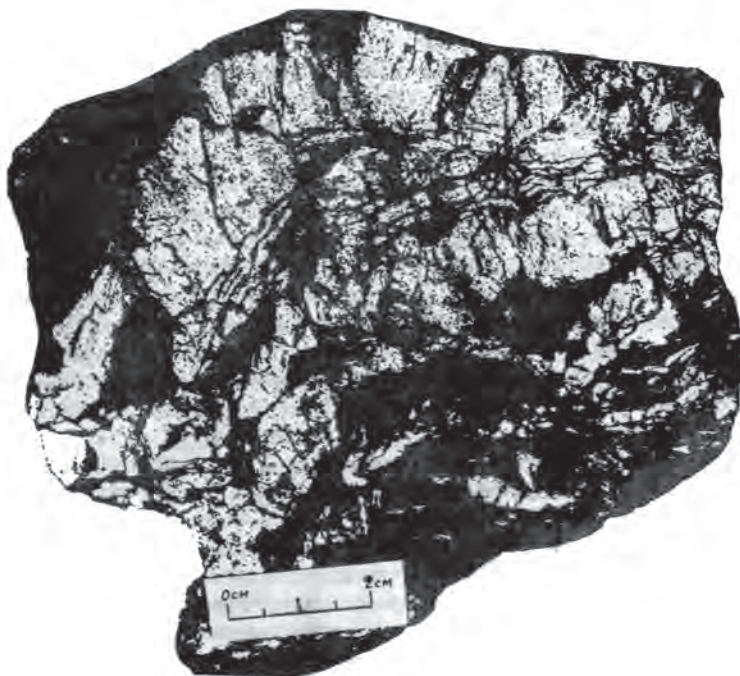


Рис. 5. Раздробленный слой песчаника и отторженцы песчаников в алевролите. Толща алевролитов и глинистых сланцев вангоуской серии. Фото Н.Г.Мельникова

В качестве типичного примера приводим описание образца брекчиевидного алевролита, происходящего с бассейна среднего течения р.Кривой. Данная порода имеет пятнистый облик, который обусловлен присутствием в черной алевролитовой массе многочисленных (до 50% объема породы) обломков светло-серых тонкозернистых песчаников. Размер обломков от долей миллиметра до 3-4 см, форма — от угловатой и линзовидной до амебовидной с удлинёнными, пиковидными, ровными и изогнутыми краями. Взаимоотношение обломков с цементом также различно. В одних случаях границы между ними резкие, отчетливые, чаще же этот переход постепенный, едва уловимый. Алевролитовый материал вдавливается внутрь обломков, образуя широкие "залитые". Зачастую крупные обломки разбиты тонкими изогнутыми трещинами, в которые проникает алевролитовый материал. Совокупность крупных и мелких обломков дает некоторое представление о направлении давления на слой, подвергшийся дроблению. Раздробленные слои песчаников и направление движения алевролитового осадка хорошо видны (рис.5). Направление движения подчеркивается строгой ориентировкой удлинённых обломков, особенно в наиболее узких участках между крупными отторженцами слоев.

Кроме вышеописанных обломков, явно сингенетичных, одновозрастных с вмещающими породами, в матрикс олистостромов присутствует и инородный обломочный материал: остроугольные обломки кристаллических сланцев, глыбы и обломки песчаников, кремней, разно возрастных известняков, габброндов, гранитоидов, так называемые олистолиты. Форма этих глыб угловатая или линзовидная, размер до 500x1000 м. Обычно вблизи таких крупных глыб во вмещающих породах встречаются более мелкие обломки того же состава. Если обломочная природа габброндов, гранитоидов и кристаллических сланцев в общем не вызывает особых сомнений, то природа известняков, кремней, песчаников и алевролитов до сих пор остается темой самых острых дискуссий. Дело в том, что в известняках обнаружены окаменелости девона, карбона, перми и триаса, чем ранее обосновывался возраст вангоуской серии, самаркинской, удековской, себучарской и ряда других свит и толщ, развитых в южной половине Центрального и Приморского секторов. Сложность выявления природы тел этих известняков заключается в том, что они практически всегда бывают "одеты в рубашку" из милоцитов различной мощности, в подавляющем большинстве это массивные, несложные породы. Поэтому, наблюдая лишь контакты этих тел с вмещающими породами, что в основном и делалось до сих пор, о характере их взаимоотношений с субстратом невозможно было говорить определенно. Вмещающие породы крайне бедны ископаемыми органическими остатками. В последнее десятилетие появились данные о преимущественно позднемезозойском их возрасте. Эти факты свидетельствуют о глыбовой природе палеозойских и триасовых известняков, встречающихся среди позднемезозойских олистостромовых отложений. Как отмечалось ранее, к выводу о глыбовой природе крупных тел разновозрастных палеозойских известняков Прибрежной и Уссурийской СФЗ пришла А.П.Никитина (1968).

В настоящее время имеется геологический материал, позволяющий усомниться в одновозрастности, по крайней мере части, кремней и вмещающих их пород самаркинской свиты. Так, в кремнях самаркинской свиты, обнажающихся в районе с.Убовка, Л.М.Олейник обнаружены конодонты и радиолярии триасового возраста. Эти кремни перекрывают пачку конгломерато-брекчий, в которых был найден обломок ростра юрского белемита.

Нашими исследователями установлено, что пластинчатые тела кремней самаркинской свиты обычно подстилаются тектоническими глинами, простирающимися почти согласно с вмещающими породами. Кремни отличаются исключительной дислоцированностью. Они смяты в причудливые дисгармонические

складки шириной 10–15 см и разбиты многочисленными разломами, преимущественно надвигового характера. Таким образом, кремни так же, как и известняки, вполне могут присутствовать среди пород самаркинской свиты в виде глыб и слэгов крупные аллохтонные пластины. Не исключено, что в аналогичном залегании может находиться часть кремней вангоуской серии, на что указывает А.О.Мазарович (1981, 1985), культухинской и других позднемезозойских свит и толщ.

Еще сложнее дело с выяснением природы относительно крупных тел песчаников и алевролитов, развитых среди олистостромовых отложений. По вещественному составу и окраске они обычно сходны с вмещающими породами и так же, как и последние, бедны ископаемыми органическими остатками. Случаи же, когда фауна обнаружена в глыбах песчаников или алевролитов и во вмещающих их породах, весьма редки. В палеозое и раннем мезозое в Южном Сихотэ-Алине отлагались не только кремни и известняки, но и терригенные породы, и последние, вероятно, также присутствуют в олистостромах в виде олистолитов. Выделение их – задача будущих исследований.

Итак, выявленные олистолиты, конечно, представляют собой лишь небольшую часть реально существующих в природе образований подобного рода. По мере дальнейших геологических исследований границы распространения гравитационных и тектоногравитационных микститов Сихотэ-Алиния будут уточняться. Наиболее крупные и многочисленные олистолиты, которые представлялось возможным выделить, расположены в пределах Уссурийской и Прибрежной СФЗ. В Павловско-Большеуссуркинской СФЗ они встречаются реже и имеют в основном небольшие размеры.

В Уссурийской СФЗ олистолиты представлены силур-девонскими (?), каменноугольными и пермскими известняками, протерозойскими (?) "габброидами", гранитоидами и кристаллическими сланцами, а также песчаниками, алевролитами и спилитами верхнего палеозоя и нижнего мезозоя. Олистолиты кристаллических сланцев имеют обычно весьма небольшие (3–4 см) размеры. Олистолиты силур-девонских известняков известны лишь на крайнем юге Уссурийской СФЗ. Всего там обнаружено четыре таких глыбы. Одна из них установлена в бассейне среднего течения р.Кривой, на ее правом борту, остальные три – на правобережье р.Киевки, в верховьях руч.Родиновского и Горячего, близ контакта вангоуской серии с прорывающими ее позднемеловыми гранитами Беневского массива. Известняки мраморизованы и частично брекчированы. С ними связано рудопроявление железа. Размер наиболее крупной глыбы 50х300 м. Форма глыб линзовидная, вытянутая в северо-восточном направлении, согласно с простираемьем вмещающих пород. Вмещающие породы представлены брекчиевидными алевролитами и кремнями. Контакты между ними четкие. Глыбовая природа известняков определяется тем, что они и вмещающие породы разновозрастны. В известняках нами обнаружены окаменелости силура – девона, а во вмещающих породах А.О.Мазаровичем (1982) – верхнего палеозоя и средней юры. Конечно, не исключено, что породы, содержащие остатки позднепалеозойской и среднеюрской фауны, также являются олистолитами в позднеюрском – раннемеловом субстрате вангоуской серии, о чем было сказано выше. А.О.Мазарович (1985) указывает, что в породах вангоуской серии заключены многочисленные олистолиты песчаников, кремней, реже катаклазированных диабазов, порфиритов, спилитов и известняков, а кремнистые породы образуют также олистоплаки размером до 400х1500 м. Но данных об их распространении он не приводит.

Севернее долины р.Киевки, вплоть до границы с Хабаровским краем, в пределах Центрального сектора олистостромы и олистолиты связаны преим-

шественно с самаркинской свитой. В бассейне верхнего течения р.Усури в самаркинской свите как бы плавают тела протерозойских (?) "габброидов", перекрытых прибрежно-морскими отложениями верхней перми, триаса и юры Украинской СФПЗ. Непосредственно на контакте между ними и самаркинской свитой обычно расположена узкая полоса преимущественно табачно-зеленых песчаников, относимых к удековской свите, возраст которой авторами принят позднеюрско-меловым. Породы самаркинской свиты в подавляющем большинстве брекчиевидны и представляют собой матрикс олистостромов. Известные здесь олистолиты немногочисленны и распространены в основном близ контактов самаркинской и удековской свит. Они представлены известняками карбон-раннепермских и позднепермских формаций. В редких случаях - протерозойскими (?) "габброидами" и фаунистически охарактеризованными верхнетриасовыми песчаниками. Олистолиты имеют линзовидную форму, размер их достигает 0,2-0,8 км. Контакты между ними и вмещающими породами тектонические.

Основная масса олистолитов, выявленных в пределах Усурийской СФЗ, сосредоточена в междуречье Павловки и Малиновки. Они также представлены каменноугольными и пермскими известняками, протерозойскими (?) "габброидами" и гранитоидами. В распространении олистолитов наблюдается определенная закономерность. Они расположены в основном вдоль западной и восточной границ Усурийской СФЗ, где сгруппированы в неотчетливые, прерывистые горизонты вокруг крупных тел "габброидов" и прибрежно-морских отложений Украинской СФПЗ. Один из таких горизонтов, образованный глыбами известняков, "габброидов", гранитоидов, кремней, порфиритов, песчаников и алевролитов, сцементированных брекчиевидными алевролитами, прослеживается в северо-восточном направлении от выемки шоссе на дороге Ново-Чугуевка-Кавалерово между селами Уборка и Изюбриное, от зоны Меридионального разлома в бассейне среднего течения р.Синей на расстоянии 15 км. Глыбы локализируются приблизительно на одном стратиграфическом уровне в верхней части разреза самаркинской свиты. Мощность горизонта 360 м. Количество, состав и размер глыб по простиранию и падению горизонта изменяются. Так, на левобережье Павловки, вдоль шоссе на дороге в его нижней части преобладают глыбы габброидов, алевролитов и кремней, размер которых достигает 2,5x10 м. Глыбы известняков здесь редки, встречаются преимущественно в кровле горизонта, имеют размеры до 2x3 м. По простиранию на правобережье р.Павловки данный горизонт прослеживается только в цепочке выходов известняков, которые на склонах и водораздельных гривах выделяются в виде отдельных скальных обнажений. Размер таких глыб достигает 100-500 м. Ассоциирующиеся с известняками глыбы "габброидов" и гранитоидов в рельефе не выражаются. В зоне выветривания они превращаются в труднодиагностируемый бурый суглинок. Фрагмент разреза этого горизонта, обнажающегося на правобережье р.Павловки приведен ранее (Голозубов, Мельников, 1986).

Северо-восточнее, близ зоны Меридионального разлома, где все породы сильно ороговикованы, глыбы известняков и габброидов не обнаружены. Однако горными выработками там вскрыты элидот-лорит-пироксеновые и гранатовые скарны, с которыми связано Сипереченское рудопроявление олова. Вполне возможно, что эти скарны - продукт замещения глыб известняков вышеописанного горизонта.

Олистостромовый горизонт, обогащенный глыбами каменноугольных известняков, устанавливается также в бассейне верхнего течения р.Журавлевки. Он прослеживается в северо-восточном направлении между зонами Меридионального и Центрального разломов на расстоянии 28 км. Всего в этом горизонте насчитывается 15 крупных глыб известняков, расположенных в виде цепочки вокруг крупных тел протерозойских (?) "габброидов". Вполне возмож-

но, что эти известняки и те, что обнажены в междуречье Павловки и Синеи, принадлежат единому олистостромовому горизонту, смещенному в плане вдоль зоны Меридионального разлома на 35 км.

В северной части Уссурийской СФЗ в междуречье Большой Уссурки и Бикина в распространении олистолитов какой-либо определенной закономерности не наблюдается. Они представлены в основном известняками, встречаются почти повсеместно среди пород самаркинской свиты на разных ее стратиграфических уровнях. Однако максимальное количество глыб также сконцентрировано здесь в западной и восточной периферийных частях описываемой зоны, где они иногда группируются в прерывистые, непротяженные горизонты.

Конседиментационные покровы и надвиги. Как отмечалось, олистостромовые толщи генетически связаны с конседиментационными тектоническими покровами, т.е. наличие олистостромов уже предполагает существование и конседиментационных тектонических покровов. В результате исследований авторы данной монографии пришли к выводу, что в аллохтонном залегании находятся протерозойские (?) "габброиды" и перекрывающие их прибрежно-морские отложения Украинской и Чугуевско-Сергеевской структурно-формационных подзон Центрального сектора. Лучшее всего изучен останец аллохтона (расположенный на правом берегу р. Павловки между Центральным и Меридиональным разломами), описание которого приведено ниже. Здесь, в бассейне верхнего течения р. Синеи, выходят на поверхность позднеюрские-раннемеловые олистостромовые отложения, а также протерозойские (?) "габброиды" и перекрывающие их слюдистые песчаники верхней перми, песчаники и алевролиты верхнего триаса, нижней-средней юры и щелочные базальтоиды погской свиты. Все эти породы интенсивно дислоцированы. Они смяты в одном структурном плане в прямые и наклонные линейные складки северо-восточного простирания и разбиты многочисленными разрывными нарушениями. Наиболее крупными складчатыми структурами на этой площади являются Васильевская антиформа и сопряженные с ней Шумнинская и Пограничная синформы.

Васильевская антиформа вытянута в северо-восточном направлении ($35-40^\circ$) вдоль долины рек Синеи и Синеи Северной. На северо-востоке и юго-западе она ограничена разрывными нарушениями. Общая протяженность складки 26 км, ширина 10 км. Антиформа имеет сложное строение и представляет собой асимметричную складку с крутым ($60-80^\circ$) юго-восточным и более пологим ($20-50^\circ$) северо-западным крыльями. Ядро складки сложено верхнеюрскими-раннемеловыми олистостромовыми образованиями, на крыльях последовательно обнажены верхнепермские, верхнетриасовые, юрские и нижнемеловые породы. К ядру складки приурочена интрузия нефелиновых сиенитов, имеющая падение на северо-запад под углом 60° . Северо-западное крыло складки в пределах выходов олистостромовых образований осложнено несколькими дополнительными складками и имеет значительно большую (2-4 км) ширину, нежели юго-восточное крыло (1,0-1,5 км). В пределах юго-восточного крыла слои пород залегают круто ($60-80^\circ$), а на отдельных участках они опрокинуты. Так, полоса выходов верхнепермских пород, обнажающаяся в верхних ручьях Васильева, имеет падение на северо-запад ($335-340^\circ$) под углами $50-70^\circ$, но наращивание разреза здесь происходит в обратном направлении.

Шумнинская синформа прослеживается в северо-восточном направлении вдоль водораздела рек Синеи и Шумной. На юго-западе и северо-востоке она перекрыта вулканитами позднего мела. Прослеженная длина складки 10 км, ширина колеблется в пределах 1,5-2 км. Ядро ее сложено протерозойскими (?) "габброидами", на крыльях последовательно обнажены верхнеюрские-ниж-

немеловые олистостромовые образования, берриасские щелочные базальтоиды, алевролиты нижней и средней юры и верхнего триаса и слюдистые печаники верхней перми. На северо-западном крыле складки слои пород залегают довольно полого ($35-40^{\circ}$). Юго-восточное крыло осложнено складками более высоких порядков с крутыми (до 80°) падениями слоев.

Пограничная синформа располагается на левобережье реч. Синего Северного, к северо-западу от Васильевской антиформы. Ось складки имеет близкостроительное простирание. Ядро ее сложено песчаниками валанжина, причем выход их со всех сторон ограничен разломами. По элементам залегания пород сделан вывод о том, что песчаники валанжина имеют крутые (60°) углы падения. Юго-восточное крыло сложено верхнетриасовыми алевролитами, имеющими падение на северо-запад под углами $40-75^{\circ}$. Северо-восточное крыло складки опрокинута и осложнено надвигом, вдоль которого щелочные базальтоиды надвинуты на песчаники валанжина.

Наиболее крупные разрывные нарушения установлены на контакте олистостромовой толщи и слюдистых песчаников верхней перми. Они отделяют Васильевскую антиформу от Шуминской и Пограничной синформ. Оба разлома представлены зонами интенсивно-раздробленных и перемятых пород мощностью от 100 до 500 м, которые прослеживаются в северо-восточном ($35-40^{\circ}$) направлении на одном стратиграфическом уровне в качестве своеобразных маркирующих горизонтов и имеют сходное строение. Их центральные части мощностью от 50 до 150 м сложены перемежающимися милонитами и в различной степени катаклазированными полосчатыми габбро и гранитоидами. Милониты представляют собой серые, зеленовато-серые или бутылочно-зеленые породы стекловидного облика. Структура их милонитовая, текстура массивная или полосчатая. В полосчатых разностях видны мелкие линзовидные включения, сложенные милонитизированными габбро или гранитами.

С удалением от центра в сторону лежащих боков зон разломов милониты представлены уже отдельными глыбами округлой, либо овальной формы густо покрыты бороздами и зеркалами скольжения. Среди этих глыб появляются мелкие обломки кристаллических сланцев, кварцитов, слюдистых песчаников и глинистый связующий материал. Крупные обломки постепенно удаляются друг от друга, уступая свое место связующему глинистому материалу. Тем самым происходит постепенная смена образований зон разломов олистостромом. Висячие бока зон разломов сложены раздробленными, катаклазированными слюдистыми песчаниками верхней перми.

Изложенный материал показывает, что в геологической структуре описываемого района существует определенный диссонанс: наиболее древние породы обнажаются на крыльях и в ядрах синклинальных складок, а более молодые слагают ядро антиклинали. Такие складки, именующиеся синформными и антиформными, могли возникнуть в случае, когда складчатые деформации подверглась толща, в которой в силу каких-либо причин молодые породы оказались перекрытыми более древними. В данном случае это происходило в результате надвига пластины пород верхнего палеозоя на более молодые олистостромовые образования. Об этом свидетельствуют вышеописанные мощные зоны разрывных нарушений, располагающиеся примерно на одном стратиграфическом уровне, на контакте олистостромовой толщи со слюдистыми песчаниками верхней перми. Они отличаются большой мощностью и сложены хаотически перемешанными обломками пород, претерпевшими тектоническую транспортировку и переработку. Их следует рассматривать в качестве зоны меланжа, возникшей в основании перемещенной пластины.

Здесь, в бассейне р. Синей, на крыльях и в ядрах наиболее широких синформных складок также залегают олистостромовые образования. Они свиде-

немеловые олистостромовые образования, берриасские щелочные базальтоиды, алевролиты нижней и средней юры и верхнего триаса и слюдитые печаники верхней перми. На северо-западном крыле складки слои пород залегают довольно полого ($35-40^{\circ}$). Юго-восточное крыло осложнено складками более высоких порядков с крутыми (до 80°) падениями слоев.

Пограничная синформа располагается на левобережье руч.Синего Северного, к северо-западу от Васильевской антиформы. Ось складки имеет близкостроитное простирание. Ядро ее сложено песчаниками валанжина, причем выход их со всех сторон ограничен разломами. По элементам залегания пород сделан вывод о том, что песчаники валанжина имеют крутые (60°) углы падения. Юго-восточное крыло сложено верхнетриасовыми алевролитами, имеющими падение на северо-запад под углами $40-75^{\circ}$. Северо-восточное крыло складки опрокинута и осложнено надвигом, вдоль которого щелочные базальтоиды надвинуты на песчаники валанжина.

Наиболее крупные разрывные нарушения установлены на контакте олистостромовой толщи и слюдитых песчаников верхней перми. Они отделяют Васильевскую антиформу от Шумнянской и Пограничной синформ. Оба разлома представлены зонами интенсивно-раздробленных и перемятых пород мощностью от 100 до 500 м, которые прослеживаются в северо-восточном ($35-40^{\circ}$) направлении на одном стратиграфическом уровне в качестве своеобразных маркирующих горизонтов и имеют сходное строение. Их центральные части мощностью от 50 до 150 м сложены перемежающимися милонитами и в различной степени катаклазированными полосчатыми габбро и гранитоидами. Милониты представляют собой серые, зеленовато-серые или буто-лочно-зеленые породы стекловидного облика. Структура их милонитовая, текстура массивная или полосчатая. В полосчатых разностях видны мелкие линзовидные включения, сложенные милонитизированными габбро или гранитами.

С удалением от центра в сторону лежащих боков зон разломов милониты представлены уже отдельными глыбами округлой, либо овальной формы густо покрыты бороздами и зеркалами скольжения. Среди этих глыб появляются мелкие обломки кристаллических сланцев, кварцитов, слюдитых песчаников и глинистый связующий материал. Крупные обломки постепенно удаляются друг от друга, уступая свое место связующему глинистому материалу. Тем самым происходит постепенная смена образований зон разломов олистостромом. Вся бока зон разломов сложены раздробленными, катаклазированными слюдитыми песчаниками верхней перми.

Изоженный материал показывает, что в геологической структуре описываемого района существует определенный диссонанс: наиболее древние породы обнажаются на крыльях и в ядрах синклинальных складок, а более молодые слагают ядро антиклинали. Такие складки, именующиеся синформными и антиформными, могли возникнуть в случае, когда складчатые деформации подверглась толща, в которой в силу каких-либо причин молодые породы оказались перекрытыми более древними. В данном случае это происходило в результате надвига пластины пород верхнего палеозоя на более молодые олистостромовые образования. Об этом свидетельствуют вышеописанные мощные зоны разрывных нарушений, располагающиеся примерно на одном стратиграфическом уровне, на контакте олистостромовой толщи со слюдитыми песчаниками верхней перми. Они отличаются большой мощностью и сложены хаотически перемешанными обломками пород, претерпевшими тектоническую транспортировку и переработку. Их следует рассматривать в качестве зоны меланжа, возникшей в основании перемещенной пластины.

Здесь, в бассейне р.Синей, на крыльях и в ядрах наиболее широких синформных складок также залегают олистостромовые образования. Они свиде-

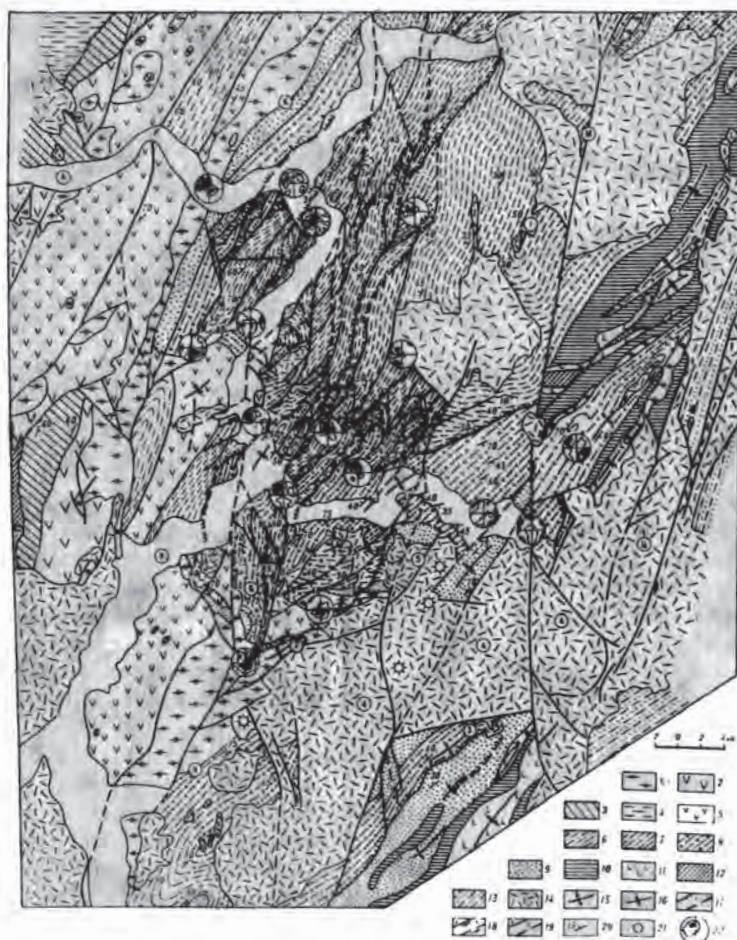


Рис. 6. Геолого-структурная схема бассейна среднего течения реки Уссури: 1-4 - образования Арсеньевской зоны Ханкайского массива (1 - протерозойские кристаллические сланцы, габброиды, гранитоиды, 2 - алевролиты, песчаники, вулканиты кислого и среднего составов владивостокской свиты верхней перми, 3 - алевролиты, песчаники угодинзинской свиты верхней перми, 4 - песчаники, алевролиты верхнего триаса); 5-9 - складчатый комплекс Сихотэ-Алиня, Уссурийская СФЗ (5 - алевролиты, вулканиты основного состава с глыбами известняков себучарской свиты нижней и верхней перми, 6 - песчаники, алевролиты ариадненской свиты верхней перми, 7 - алевролиты, кремни, вулканиты основного состава тудовакской и эльдовакской свит верхнего триаса и юры, 8 - олистостромы самаркинской свиты верхней юры - нижнего мела, 9 - песчаники и алевролиты удековской свиты юры - нижнего мела (?); 10-12 - Окрайная СФЗ (10 - алевролиты, песчаники верхней перми, триаса и нижней и средней юры, 11 - щелочные базальтоиды логской свиты средней и верхней юры, 12 - песчаники валанжина); 13 - Павловско-Большеуссуржская СФЗ. Алевролиты и песчаники нижнего мела; 14 - образования верхнего нескладчатого комплекса. Позднемеловые и палеогеновые эффузивы кислого и среднего составов; ранне-позднемеловые интрузии пироксенитов; позднемеловые и палеогеновые интрузии гранитов; 15-22 - структурные эле-

менты: 15 – оси антиклинальных и антиформных складок, 16 – оси синклинальных, синформных складок, 17–19 – разрывные нарушения: 17 – надвиги установленные (а); предполагаемые (б); 18 – сдвиги установленные (а), предполагаемые (б), 19 – разрывные нарушения с невыясненным характером перемещений блоков установленные (а), предполагаемые (б), 20 – элементы залегания пород, 21 – центры вулканических извержений, 22 – диаграммы сместителей разрывов.

Буквы на схеме: А – Арсеньевский надвиг, К – Калиновский надвиг, М – Меридиональный сдвиг, Ц – Центральный Сихотэ–Алинский разлом (сдвиг). Цифры на схеме: 1 – Кошкарловская брахиантиклиналь, 2 – Чугуевская синформа, 3 – Левоагтоновская антиклиналь, 4 – Антоновский вулканический грабен, 5 – Кальдера оседания Пади Похосной, 6 – Варпаховская сдвиговая зона

выводы о возрасте отложений, что приводило к серьезным ошибкам при стратиграфических построениях.

В последние годы при литолого–биостратиграфических и геолого–съемочных работах в Северном Сихотэ–Алине в отложениях, относимых ранее к верхнему палеозою, установлены многочисленные местонахождения мезозойских органических остатков, а в ряде разрезов, в том числе и стратотипических, доказано перестроенное залегание позднепалеозойских известняков. Эти данные свидетельствуют о необходимости пересмотра существующих стратиграфических схем. Здесь мы рассмотрим лишь южную часть зоны, ее Хорскую подзону, как более детально изученную в интересующем нас отношении. Необходимо отметить, что стратиграфические схемы, предлагаемые приморскими и хабаровскими геологами для смежных зон и районов, в силу объективных причин обычно плохо увязаны между собой. Наиболее серьезные разногласия существуют по поводу датировки и расчленения вулканогенно–терригенно–кремнистых толщ Центрального сектора. Новые данные, полученные за последние годы на территории Приморского и Хабаровского краев, позволяют прийти к взаимопониманию по большинству вопросов стратиграфии сектора.

Поэтому, прежде чем перейти к рассмотрению микститов района, приведем новые данные по стратиграфии отложений, формирование которых предшествовало образованию микститов. Это позволит лучше понять стратиграфическое и структурное положение хаотических комплексов и установить происхождение обломочного материала в микститах, его первоначальную принадлежность тому или иному стратиграфическому подразделению.

Комплекс осадочных, представленный в Хорской СФПЗ метаморфитами Хорского выступа, а также выходами катаклазированных габброидов, реже гранитоидов, рассмотрен в 1 главе, поэтому сразу перейдем к описанию образованного складчатого комплекса.

В результате среднемасштабного картирования в Хорско–Алиной СФЗ предполагалось широкое распространение верхнепалеозойских отложений, возраст которых был обоснован единичными находками пермских фораминифер в известняках у пос. Ходы, в бассейне рек Кабулы и Кафе. В 1954 г. Е.Б. Бельгеновым был обобщен материал по стратиграфии верхнего палеозоя бассейна р. Хор и выделены ходийская и кафенская свиты. Несмотря на то, что вы-

3 В публикации кафенская и надийская свиты впервые упоминаются В.К. Елисеевой (1959), причем возраст ходийской свиты принимался раннепермским, а кафенской – позднепермским

деление этих подразделений в ранг свит по современным требованиям недостаточно обосновано, они вошли во все стратиграфические схемы верхнего палеозоя Дальнего Востока, в том числе и в схему, принятую в 1978 г. (Решения..., 1982).

Большой палеонтологический материал был собран в 1975–82 гг. при проведении геологического доизучения под руководством В.И.Аношкина в среднем течении р.Хор. Было обнаружено более 50 местонахождений органогенных известняков с остатками фораминифер, мшанок, караллов, криноидей, брахиопод среднего и позднего карбона, ранней и поздней перми, а также единичные находки в терригенных породах позднепалеозойских криноидей и пермской флоры. Наряду с этим в кремнистых и глинистых породах, относимых к кафенской и ходийской свитам, установлены единичные находки мезозойских радиолярий.

Считая органогенные известняки главным источником информации о возрасте отложений, В.И.Аношкин предложил следующую схему расчленения верхнепалеозойских отложений среднего течения р.Хор: толща песчаников и туфопесчаников (средний – верхний карбон), кафенская свита (поздний карбон – верхняя пермь), ходийская свита (верхняя пермь).

При последующих литолого–биостратиграфических и геолого–съемочных работах масштаба 1:50 000 на основании многочисленных находок мезозойской микрофауны было доказано крайне ограниченное распространение в районе верхнепалеозойских отложений, которые присутствуют в отдельных тектонических блоках и глыбах среди мезозойского комплекса (рис.7).

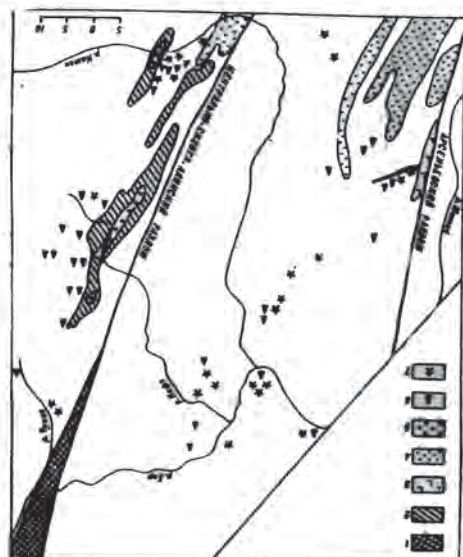


Рис.7. Домезозойские образования Хорской СФПЗ: 1–2 – комплекс основания: 1 – метаморфиты Хорского выступа, 2 – протерозойские (?) габброиды и гранитоиды; 3–5 – складчатый комплекс: 3 – карбонатно-вулканогенные отложения нижней и верхней перми, 4,5 – терригенные отложения верхней перми: 4 – толща песчаников и туфопесчаников (ариадненская свита), 5 – кафенская свита; 6 – олистолиты позднепалеозойских известняков среди мезозойских отложений; 7 – находки мезозойской микрофауны в отложениях, относимых ранее к верхнему палеозою

Каменноугольная система. Находки средне-позднекаменноугольной фауны известны в Хорской СФПЗ в переотложенном виде в известняках, гравелитах, туфах. Среднекаменноугольные (по фораминиферам) известняки обнаружены В.И.Аношкиным в виде гальки в титон–берриасских конгломератах на левобережье р.Чукен. В Катэн–Матойском междуречье среднекаменноугольные фузулинеиды установлены совместно с позднекаменноугольными тритицитами в обломках известняков из гравелитов толщи микститов. В этой же толще позднекаменноугольные тритициты обнаружены в туфах основного состава. В верховьях р.Кэу в довольно крупном (ширина выхода 50 м) теле известняков невыс-

ненного залегания обнаружены среднекаменноугольные фораминиферы *Fusulinella ex.gr.bocki* Möeller (определение автора), раннепермские кораллы *Carintiaphyllum crassiseptum* Graff. et Ramova (определение Т.Г Ильиной) и позднепермский комплекс мшанок *Ulrichotrypa* sp., *Girtypora* sp., *Nayasakapora erectoradiata* Sak. (определение Т.В.Романчук). Присутствие разновозрастной фауны в одной глыбе известняков – явление не редкое для Сихотэ-Алиня (Белянский, Никитина, 1978). Очевидно, такие глыбы являются отторженцами крупных рифовых построек (типа горы Зарод в Прибрежной СФЗ), поэтому надо иметь в виду возможность обнаружения отложений, синхронных органогенным известнякам, но представленными другими фашиями. Учитывая вышеописанные находки каменноугольной фауны, не исключена возможность при дальнейших исследованиях выявления в Хорской подзоне отложений всех отделов карбона.

Пермская система. Нижне- и верхнепермские карбонатно-вулканогенные отложения выделены в узком (ширина 0,5–1 км) тектоническом блоке на правом берегу р.Магай. Ранее они включались в состав кафенской свиты. Пермские отложения представлены субшелочными ($Na_2O + K_2O = 6,10-7,45$) базальтами и их туфами, известняками, реже алевролитами, тонкопереслаивающимися с алевролитистыми песчаниками, вулканомиктовыми седиментационными брекчиями и гравелитами. Наличие в известняках примеси туфогенного материала, а в туфах мелких линз известняков позволяет уверенно рассматривать известняки, как сингенетичные вулканитам образования. При общем моноклиальном западном падении пород смена фаунистических комплексов происходит в обратной последовательности, тем самым выявляется внутренняя структура блока, представляющего собой опрокинутую антиклинальную складку, в ядре которой выделяются нижнепермские отложения.

1. Туфы основного состава сургучно-красные 30 м
2. Алевролиты серые тонкопереслаивающиеся с алевролитистыми песчаниками 20 м
3. Известняки светло-серые, органогенные, с прооялами сургучных туфов основного состава и остатками *Paraschwagerina* (?) sp., *Pseudofusulinidae* 10–20 м
4. Субшелочные базальты и туфы основного состава сургучные, реже серовато-зеленые 70 м
5. Известняки светло-серые, органогенные с остатками *Shubertella* sp., *Pseudofusulina* aff. *magna* Toriyama, *P.trefilovae* Nikit. 20 м
6. Туфы основного состава сургучные 35 м
7. Известняки светло-серые с остатками *Pseudofusulina* sp., *Parafusulina* (?) sp. 15–20 м
8. Субшелочные базальты и туфы основного состава сургучные, реже серовато-зеленые 50 м
9. Известняки светло-серые, иногда красноватые, с примесью туфогенного материала и остатками:

Shubertella pseudogiraudi Sheng., *Sch.aff.giraudi* (Deprat.), *Sch.* sp., *Triticites ex.gr.parvulus* Schellw., *T.sp.*, *Pseudoschwagerina* sp., *Pseudofusulina fusiiformis* (Schellw.), *P.ex.gr.krafftii* (Schellw. et Dyhr.), *P.globosa* (Schellw. et Dyhr.), *P.trefilovae* Nikit., *P.*

magna Toriyama, P.sp., *Alaskanella* sp.(aff.*landeni* Skinner et Wilde), Al.sp., *Toriyamaia laxiseptata* Kammer, T.sp. 20-25 м

Итого 270-290 м
Комплекс фораминифер, определенный на приведенном разрезе Т.В.Романчук, частично автором, в целом характерен для второй половины ранней перми (яхташский ярус, зона *Ghalaroschwagerina vulgaris* - *Pseudofusulina ex.gr.krafftii*.

Нарастают разрез верхнепермскими вулканогенными отложениями, преимущественно туфами основного состава сургучными, часто слоистыми и субшелочными базальтами сургучными, реже серовато-зелеными, иногда миндалекаменными. В основании пласт (мощностью 10-25 м) вулканомиктовых и седиментационных брекчий и гравелитов, содержащих единичные линзы известняков. В обломках известняков из подошвы пласта нами обнаружены многочисленные *Neoschwagerina* sp., *Pseudolielina* sp. , характерные для аладывостокского горизонта верхней перми Сихотэ-Алиня. В гравелитах из кровли пласта грубообломочных пород обнаружены мшанки *Sulcoeterepa* sp., *Girturperina lenocinata* Rom. и фораминиферы *Reichelina scribneri* Brk. (определения Т.В.Романчук); последняя форма характерна для верхнепермских отложений Сихотэ-Алиня (чаидалазский и людянский горизонты). Здесь же в линзе (0,3х1 м) известняков установлены только обрывки колоний мшанок *Fistulipora* sp. , указывающих на палеозойский возраст. По этим находкам авторы датируют брекчии, гравелиты и вышележащие вулканогенные образования (мощность их по разрезу 160 м) поздней пермью. Наличие грубообломочных пород в основании верхнепермских отложений, а также выпадение из разреза отложений, соответствующих кубергандинскому ярусу, позволяют предположить здесь перерыв на рубеже ранней и поздней перми. Следует отметить, что продукты разрушения карбонатно-вулканогенных отложений нижней и верхней перми, а также кремнистые породы, охарактеризованные пермскими конодонтами, присутствуют в Катэн-Матайском междуречье в виде глыб в мезозойском олистостромовом комплексе, описание которого будет приведено ниже.

Фаунистически охарактеризованные верхнепермские терригенные отложения встречаются в небольших разрозненных выходах среди катаклазированных габброидов и гранитоидов протерозоя (?) в бассейнах рек Кафе и Катэн.

По мнению Е.Б.Бельтенева, впервые обнаружившего на левобережье р.Кафе фауну и выделявшего здесь кафенскую свиту, эти отложения налегают на "катаклазиты". В пользу этого свидетельствует наличие в ряде выходов грубообломочных пород: гравелитов и конгломератов с галькой катаклазированных гранитов.

Ниже приводится единственный разрез этих отложений, изученный В.И. Анойкиным на левобережье р. Кафе

1. Алевролиты темно-серые, однородные, реже слоистые 68 м
2. Песчаники известковистые, буровато-серые, крупнозернистые 2 м
3. Алевролиты темно-серые, частично ритмичнослоистые 30 м
4. Песчаники темно-серые, мелкозернистые (5-10 см), ритмично переслаивающиеся с алевролитами 45 м
5. Песчаники известковые, вулканомиктовые, бурые, с обломками неопределимых членников криноидей 14 м

6. Песчаники вулканомиктовые, иногда слюдястые (2-10 см), серые, мелкозернистые, переслаивающиеся с алевролитами темно-серыми (1-10 см) 58 м
7. Алевролиты темно-серые, однородные 16 м
8. Песчаники известковые, бурые, с обломками члеников криноидей 6 м
9. Алевролиты темно-серые, однородные 25 м
10. Известняки массивные, серые, с остатками фораминифер:

Sichotnella aff. sutschanica Toumanskaja, *Codonofusiella kwangsi-ana* Sheng., *Kahlerina ordinata* Sosn., *Neoschwagerina* sp., *Yabeina lantschichensis*, *Y. aff. archaica* Dutkevitch, *Lepidolina* sp., *Climacamina* sp., *Nodosaria aff. grandis* Lip., *Geinitzina* sp., *Pachyphloia lanceolata* K.M. - Maclay, *P. aff. ovata* Lange

и др. (определения Т.В.Романчук). а также кораллов *Wentzella szechuanensis* Huang, *Waagenophyllum kucichowense* Huang (определения Т.В.Ильиной) 55 м

11. Алевролиты темно-серые, однородные 38 м
12. Известняки обломочные с остатками кораллов *Waagenophyllum pulchrum* Hamada (определения Т.В.Ильиной) 22 м
13. Туфоалевролиты желтовато-серые и темно-серые, с линзами туфокогломератов и туфопесчаников 66 м
14. Известняки и туфоизвестняки измененные 35 м
15. Алевролиты и туфоалевролиты темно-серые, однородные, реже тонко-слоистые, единичные пласты (до 3 м) песчаников серых 150 м

Наряду с фауной в известняках В.И.Амошкиным были обнаружены органические остатки и в терригенных породах. В алевролитах на правом берегу р.Малой Хуки собраны криноидей *Platyorinites* sp., *Nothrosterigma* (?) sp., *Heterosteleschus* (?) sp., верхнепалеозойского облика, а на правом берегу р.Катан - *Cyclocyclicus aff. mui* I.Dubat.et Shao, сходного с видом, известным из верхней перми Китая (заключение Ю.А.Дубатовой). Важное значение имеет также находка флоры в алевролитах, слагающих эрозионные останцы среди габброидов, в истоках р.Саланка. Здесь обнаружены отпечатки листьев *Paracalamites* sp. (тип *P.angustus* Such.), *Cordaites cf. latifolius* (neub.) S.Meyen, *C. aff. nasutus* Such., *Zamopteris cf. neuburgiana* S.Meyen, *Z. aff. schmachausemii* Schwed., *Z. longifolia* Schwed.

характерных, по мнению Н.Г.Вербичкой, для конца ранней - начала поздней перми.

По фораминиферам следует принять возраст рассматриваемых отложений позднелермским на уровне владивостокского - нижней части чандалазского горизонта. Не противоречат этим выводам заключения по другим органическим остаткам.

Следует еще раз пояснить, что в кафенскую свиту помимо вышеописанных верхнелермских отложений включались разновозрастные и разнофациальные отложения верхнего палеозоя и мезозоя. В сложившейся ситуации термин "кафенская свита", согласно стратиграфическому кодексу, следовало бы упразднить. По нашему мнению, его использование возможно только для обозначения верхнелермских терригенных пород бассейна р.Кафе, где свита впервые и была выделена Е.Б.Бельтеновым, а также подобных образований в других местах.

Описанные верхнелермские отложения по составу и по структурному положению (залегание на габброидах) близки верхнелермским отложениям Сергеевско-Окраинской СФЗ, но занимают более низкий стратиграфический уровень.

К верхней перми мы относим также толщу песчаников и туфопесчаников, выделенную А.И.Анойкиным в бассейнах рек Матай и Катэн и отнесенную к среднему-верхнему карбону условно. Благодаря своеобразному составу (песчаники и туфопесчаники с характерной зеленовато-серой окраской, а также алевролиты, туфоалевролиты, туффиты), повышенной по сравнению с другими толщами степени фидилитизации пород, толща контрастно выделяется среди окружающих вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений. Строение толщи на правобережье р. Матай следующее. В низах залегают пачка (мощностью 120 м) песчаников серых, от мелко- до грубозернистых, часто слоистых, с пластами (первые метры) и маломощными прослоями (первые сантиметры) темно-серых алевролитов. Выше следует пачка (мощностью 310 м) туфопесчаников зеленовато-серых, часто ритмично переслаивающихся с зеленовато-серыми туфоалевролитами и туффитами. На границе с Приморьем (водораздел рек Тахало-Матай) в песчаниках толщи В.И.Анойкиным обнаружены остатки криноидей *Cylococcyclus aff. chaneensis* I. Dubat et Shao, свидетельствующие, по мнению Ю.А.Дубатовой, о позднепалеозойском возрасте отложений.

В Приморском крае подобные отложения отнесены к ариадненской свите, возраст которой обоснован единичными находками пермских криноидей и позднепалеозойских мшанок, на основании которых свита условно отнесена к верхней перми.

Учитывая, что толща на правобережье р. Матай обнажается в ядрах синформных складок и граничит с микститами, в которых обнаружена мезозойская микрофауна, логично предположить в данном районе ее аллохтонное залегание на мезозойском комплексе. Структурное положение толщи в бассейне р. Катэн будет рассмотрено ниже.

Триасовая и юрская системы терригенно-вулканогенно-кремнистые отложения широко распространены в бассейне р. Хор и при картировании отнесены к джаурской (верхний триас - юра) и краснореченской (верхний триас - нижняя юра) свитам. Последняя наращивается преимущественно тонкообломочными терригенными отложениями хунгарийской свиты (нижняя - средняя юра). Нижне-среднемезозойский возраст по новым находкам микрофауны имеют кремнистые и часть вулканогенных образований, относимых ранее к ходийской и кафенской свитам.

Джаурская свита выделена в Анойской подзоне. Этот термин использовался при картировании для обозначения существенно кремнистых или вулканогенно-кремнистых образований. Однако стратотипический разрез свиты по правому берегу р. Джаур выше руч. Нижний Полумай по данным Ю.Г. Волохина не соответствует приведенному в Геологии СССР (1966). "Значительную часть его составляют черные алевролиты и алевроаргиллиты с подчиненными прослоями (1-10 м) темно-серых мелкозернистых и серых среднезернистых песчаников, зеленовато-серых кремней (1-5 м) и пачкой ритмичного переслаивания кремней и кремнистых аргиллитов (23-25 м) в нижней части толщи" (Волохин, 1985, С. 15).

Термин "краснореченская свита" также использовался для обозначения преимущественно кремнистых отложений бассейна р. Хор, западнее Центрально-Сихотэ-Алинского разлома. Однако в стратотипе южнее станции Красная речка (Хабаровско-Ванданская СФЗ) в ее состав включался сложный хаотический комплекс с отдельными пластинами - блоками кремнистых пород (Шевелев, 1987, С. 15).

Следует также отметить, что при геолого-съёмочных работах мощности джаурской и краснореченской свит оценивались первыми километрами. Как показали литолого-биостратиграфические исследования, мощности кремнистых

толщ, формирование которых охватывает широкий временной интервал, измеряются первыми сотнями, а иногда и десятками метров. Такие "конденсированные" разрезы выявлены за последние годы в Дальнегорском районе Прибрежной СФЗ, в Бикинской и Хабаровско-Ванданской зонах. Поэтому маломощные разрезы кремнистых толщ следует рассматривать не как исключение, а как общую закономерность. Многокилометровые разрезы существенно кремнистых отложений — результат их недостаточной биостратиграфической изученности и отсутствия структурного анализа развитых зон дислокаций. Тщательные биостратиграфические исследования, особенно в комплексе с литологическими и структурными, позволяют выявлять неоднократные повторения разреза, связанные с наличием изоклинальной складчатости и значительными смещениями по разрывным нарушениям.

Учитывая все вышесказанное, при описании триасово-юрских отложений мы не можем в полной мере использовать материалы предшествующих исследований, а также традиционное для этого района членение отложений на свиты ввиду неоднозначности понимания объема и возраста той или иной свиты. Поэтому приведенные ниже стратиграфические построения базируются главным образом на результатах, полученных в ходе литолого-биостратиграфических исследований в бассейне р.Хор, с использованием материалов геологосъемочных работ последних лет. При этом для расчленения триасово-юрских отложений используется стратиграфический термин свободного пользования — толща.

Средне-позднетриасовые и юрские отложения изучены по ряду разрезов в среднем течении р.Хор. На левобережье р.Хор ниже пос.Ходы в отложениях, относимых при картировании А.А.Козловым к джаурской свите, выявлена следующая стратиграфическая последовательность. В низах разреза залегает толща кремнистых пород серых, реже голубовато- и зеленовато-серых и вишнево-красных, плитчатых (3-10 см), с маломощными (от 1 до 10 мм) прослоями и единичными пластами (до 10 м) кремнистых аргиллитов. Мощность толщи оценивается в 300 м. В низах разреза в двух точках установлен среднетриасовый комплекс радиолярий:

Archaeospongoprunum helicatum Nak.et Nish., *Emiluvia cochleata* Nak.et Nish., *Stylosphaera* (?) *helicata* (Nak.et Nish.), *Triposocyclia asythus* De Wever, *Tr. japonica* Nak.et Nish., *Deflandrecyrtium* sp., *Triassocampe deweveri* (Nak.et Nish.), *Yaharala elegans* Nak.et Nish., *Bikinella cf. sabaluovae* Tikh.

и др. Стратиграфически выше определены радиолярии *Saturnosphaera acifer* Tikh. и *S. gracilis* Tikh. и конодонты *Epigondolella mostleri* (Kozur), *Neogondolella navicula* Huckriede, характерные для низов верхнего триаса. Еще выше обнаружен комплекс радиолярий *Pseudoheliodiscus* sp., *Carnodoce anapetes* De Wever, *C. sarisa* De Wever, *Triposocyclia* sp., *Betracium cf. deweveri* Pess. et Blome, *Gargansium* sp. и др., и конодонты *Epigondolella abneptis* (Huckriede), *Ep. cf. primitia* Mosher, характерные для средне-карнийских норийских отложений. В верхах разреза в двух точках обнаружены позднеюрские *Parvigondolella andrusovi* Kozur et Mosk., а выше — *Misikella hernseine* (Mostler) и *M. posthersteine* Kozur et Mosk.

4 Здесь и далее конодонты выделены методом химического препарирования и определены Т.В.Клец и А.А.Дагис, радиолярии изучены в шлифах Л.Б.Тихомировой

На кремнистых отложениях согласно залегает терригенная толща, расчлененная на две пачки. Нижняя, мощность 300-350 м, сложена алевролитами темно-серыми, иногда песчанистыми, с прослоями (первые метры) песчаников серых, мелкозернистых алевролитов и аргиллитов, редкими линзами туфов основного состава. Выше следуют песчаники серые, среднезернистые, реже мелко- и крупнозернистые до гравелитистых, иногда ритмично переслаивающиеся с алевролитами (мощность по размеру превышает 100 м).

В нижней части терригенной толщи обнаружен нижне-среднеюрский комплекс радиолярий:

Prothopsium ehrenbergi Pessagno et Poisson, *Natoba* sp.,
Stilocapsa cf. *oblonga* Kocher, *Tricolocapsa* sp., *Stichocapsa* sp.,
Protium sp., *Spongocapsula* cf. *palmera* Pess.,
Lithocampe cf. *sichotica* Zham., *Hemicryptocapsa ornata* (Zham.),
Parviolingula sp.

На правобережье р.Хор напротив пос.Ходы в отложениях, относимых ранее к ходийской свите (стратотипическая местность), наблюдается такая же стратиграфическая последовательность. Здесь в кремнистой толще, слагающей ряд тектонических блоков, обнаружены конодонты *Neogondolella* sp. триасового облика и анизий-раннеладинские радиолярии (нижняя часть толщи), а также поздне триасовые конодонты и поздне триасово-юрский комплекс радиолярий (верхняя часть толщи). Мощность кремнистой толщи оценивается по частным разрезам 300-350 м.

Нарастивается разрез терригенной толщей, имеющей двучленное строение. Нижняя пачка, мощностью 350-400 м, имеет аналогичное строение, что и на вышеописанном разрезе. В ее подошве установлен нижне-среднеюрский комплекс радиолярий *Paranoella* sp., *Tricolocapsa* (?) *fusiformis* Yao, *Dictyonitra* sp., *Lithocampe* sp., *Syringocapsa* sp., в верхней части радиолярий *Tricolocapsa* cf. *conexa* Mats., *Stichocapsa* cf. *asiatica* Ichikawa, *S.japonica* Yao, *Spongocapsa* sp., характерные для средней - начала поздней юры. Верхняя пачка представлена песчаниками среднезернистыми, реже мелко- и крупнозернистыми до гравелитистых, с пластами ритмичного переслаивания (1-10 см) алевролитов темно-серых и песчаников мелкозернистых. Мощность пачки около 300 м.

Стратиграфически выше, по нашему мнению, залегает верхнеюрско-нижнемеловая вулканогенно-микститовая толща, содержащая глыбы верхнепермских известняков, верхнетриасовых кремней и песчаников, характерных для терригенной толщи. Подробнее ее строение будет рассмотрено далее. Следует отметить, что М.И.Алексеевым при картировании вулканогенные и олистостромовые образования, на наш взгляд, ошибочно были включены в состав нижне-среднеюрских отложений.

В бассейне левых притоков р.Хор, восточнее Центрально-Сихотэ-Алинского разлома, нами получены следующие данные о возрасте кремнистых отложений, относимых ранее к ходийской свите.

На правобережье р.Чуен они представлены плитчатыми (3-8 см) кремнистыми породами, серыми зеленовато- и голубовато-серыми, реже вишнево-красными, с маломощными (1-10 мм) прослоями кремнистых аргиллитов, редко пластами (до 15 м) кремнистых алевролитов. Они слагают два тектонических блока шириной выхода 0,3 и 1,1 км среди отложений, сопоставляемых нами с юрской терригенной толщей.

В крупном блоке кремнистых пород, дислоцированных в асимметричные

и изоклинные опрокинутые на восток складки, в одной пробе из низов разреза установлен анизий-раннеладинский комплекс радиолярий:

Stylosphaera heliata Nak. et Nish., *Triassokampe deweveri* Nak. et Nish., *Veharzia cf. japonica* Nak. et Nish., *Bikinella* sp. и др. В 15 пробах обнаружены многочисленные конодонты, в том числе *Neogondolella constricta*, *N. basisymetrica* - верхний анизий; *Neogondolella indinata*, *Metapolygnathus longabardicus*, *Metapolygnathus mundensis* - верхний ладия - нижний карний; *Neogondolella foliata*, *Neogondolella polygnathiformis* (карний); *Epigondolella abneptis* (Huckriede), *Epigondolella postera* (Kozur et Mostler) - средний норий; *Misikella posthersteine* Kozur et Mostl., *M. hersteine* Mostl. - поздний норий.

В другом блоке обнаружены ладийские конодонты *Metapolygnathus hungaricus* (Kozur et Vegh.), стратиграфически выше радиолярий *Saturnosphaera acifer* Tschk., характерные для низов верхнего триаса.

Таким образом, толща кремнистых пород на правобережье р. Чукуен, мощность которой 170 м, охватывает возрастной диапазон от верхнего анизия до позднего нория. При этом нельзя исключать и юру, так как в ряде образцов из верхов толщи при растворении конодонты отсутствуют, а растворения для выделения радиолярий не проводилось.

Кремнистая толща прослеживается в разрозненных выходах на юг, где в разрезе на правобережье р. Чагли-Дзава из одного образца выделены конодонты *Epigondolella aff. mungoensis* (Diebel), характерные для конца ладия - позднего триаса. В тектоническом блоке (ширина выхода 0,6 км) на правобережье р. Катэн в двух образцах установлены поздненорийские конодонты *Epigondolella bidentata* Mosher, *Misikella hersteine* Mostler, стратиграфически выше юрские (?) радиолярии *Tricolocarpa* sp., *Encyrtidium cf. unumaensis* Yao, *Protomima* sp., *Lithocampe* sp., *Isuim* sp.

Еще восточнее кремнистые и тонкообломочные терригенные отложения включались при картировании в состав джаурской свиты, прослеживающейся от бассейна р. Чукуен на севере до бассейна р. Катэн на юге.

На правобережье р. Катэн в составе джаурской свиты отмечаются пласты - линзы пелитоморфных известняков, ритмично переслаивающихся с кремнистыми породами. Из этих известняков выделены позднетриасовые конодонты *Epigondolella abneptis* (Huckriede), *Epigondolella bidentata* Mosher.

Следует отметить, что подобные пелитоморфные известняки отмечаются в ряде разрезов кремнистых отложений Хорско-Ашуйской зоны (бассейн рек Кабули, Уджаки, Гур, правобережье р. Хор ниже устья р. Чукуен, ключ Золотой).

Таким образом, палеонтологические данные, полученные на разобренных разрезах, свидетельствуют о средне-позднетриасовом возрасте большей части кремнистой толщи. Это подтверждается многочисленными находками радиолярий и конодонтов, обнаруженными в последнее время при геологосъемочных и литолого-биостратиграфических работах в среднем течении р. Хор на площади распространения ходийской, джаурской и краснореченской свит.

Для верхней части толщи не исключен и юрский возраст, так как однозначно вопрос о верхней возрастной границе толщи не решен. Происходит ли смена кремненакопления терригенным здесь на рубеже триаса - юры или в раннеюрскую эпоху - точно не установлено. Поэтому до выяснения этого вопроса кремнистую толщу следует датировать средним триасом - ранней юрой.

По составу толща кремнистых пород сопоставляется с триасово-юрской эльдовакской свитой Уссурийской СФЗ. Терригенная толща охарактеризована нижне-среднеюрским и средне-позднеюрским комплексами радиолярий, поэтому ее возраст принимается также в широком диапазоне от нижней до поздней юры. Эта толща по составу сопоставляется с хунгарийской свитой (нижняя - средняя юра), выделенной в бассейне р. Гура (Алпийская СФЗ).

Мы рассмотрели разрезы, практически лишенные вулканитов основного состава. Кроме этого, в бассейне среднего течения р. Хор выделяются отложения, представленные преимущественно вулканитами основного состава. Ввиду отсутствия надежных палеонтологических данных в большинстве разрезов вопрос о их возрасте остается дискуссионным. При картировании вулканогенные толщи датировались по-разному: поздним триасом - ранней - средней юрой, поздней юрой - ранним мелом (?).

Кроме того, как выяснилось, мезозойские вулканогенные образования включались в состав ходяйской и кафенской свит. Так, на правом берегу р. Матай из состава кафенской свиты выделен тектонический блок, сложенный кремнисто-терригенно-вулканогенными отложениями, расчлененными на две пачки. Нижняя, мощностью около 400 м, представлена алевритами, туфоалевритами, туфами и гиадокластитами основного состава, спилитами, реже кремнистыми породами и туфопесчаниками. В строении верхней пачки (мощностью около 300 м) основную роль играют вулканиты основного состава (спилиты, гиадокластиты и туфы). Кремнистые породы слагают пласты и линзы в ее нижней части мощностью до 20 м.

Следует отметить, что по внешнему облику, микроструктурным особенностям и химизму рассматриваемые вулканиты контрастно отличаются от пермских. Это спилиты с характерной зеленой окраской, нормально щелочные ($Na_2O + K_2O = 2,12-3,64$), существенно натровые разности ($Na_2O/K_2O = 2-5$) со значительным содержанием окиси магния (7,16-13,0). Для пермских базальтоидов эти показатели равны соответственно 6,10-7,29; 2,05-3,86; 1,93-4,37.

В кремнистых породах в низах нижней пачки обнаружены позднеюрские конодонты *Misikella hernsteine* (Mostler), в ее средней части - неопределимые обломки конодонтов. Учитывая, что только в низах довольно мощного (около 700 м) разреза кремнисто-терригенно-вулканогенной толщи обнаружены позднеюрские конодонты, можно предположить, что ее возрастной диапазон охватывает и какую-то часть юры.

При крупномасштабном картировании в среднем течении Хора в туфоалевритах, переслаивающихся со спилитами (бассейн руч. Хака), обнаружены нижне-среднеюрские радиолярии. Таким образом, имеющиеся палеонтологические данные свидетельствуют о наличии в Хорской СФЗ верхнетриасово-юрских вулканогенных образований, сопоставимых с маляновской свитой (верхний триас - юра) Уссурийской СФЗ. С другой стороны, нельзя исключать возможности выявления вулканитов основного состава на других стратиграфических уровнях, например, в среднем триасе или в поздней юре - раннем мелу.

Так, в ряде разрезов в бассейне р. Хор отмечаются щелочно-основные вулканиты (трахибазальты, авгититы и их туфы), часто ассоциирующие с микелитами и относящиеся нами условно к позднеюрскому - раннемеловому комплексу, описание которого приводится ниже.

Верхнеюрско-нижнемеловой хаотический комплекс. В Хорской СФЗ микелиты довольно широко распространены по обе стороны Центрально-Сихотэ-Алинского разлома и выделяются нами в самостоятельную толщу, мощность которой по разным разрезам оценивается от 500 до 850 м. Кроме того, от-

дельные горизонты микститов отмечаются среди титон-берриасских терригенных отложений, развитых вдоль восточной границы Хорской СФПЗ. По-видимому, с запада на восток происходит фашиальное замещение хаотических комплексов терригенными, преимущественно псаммитовыми, иногда флишными отложениями.

Строение толщи микститов изучено нами по ряду разрезов в бассейнах рек Матай, Катэн, Кафе.

Основную роль в строении толщи играют микститы с разновальными (от первых сантиметров до первых сотен метров) обломками кремнистых, терригенных, вулканогенных и карбонатных пород, закономерно рассеянных в матриксе. Последний сложен комковатыми алеврититами, обычно содержащими обломочки гравийной и псаммитовой размерности инородных пород. Иногда связующая масса представляет собой смесь псаммитового и алевритового материала с образованием причудливых оползневых текстур. Обломочный материал крайне неравномерно распределен в матриксе и составляет от 10 до 60% объема породы. Разнообразна и его форма — от линзовидных и овальных отторженцев до неправильных, с остроугольными ограничениями и выступами глыб. С одной стороны обломки (отторженцы) терригенных пород часто имеют плавные ограничения с постепенным взаимопереходом в связующую массу, с другой — большая часть глыб имеет резкие контакты с матриксом. Некоторые глыбы несут следы тектонической переработки: борозды и зеркала скольжения, брекчирование, тогда как матрикс имеет "свежий" облик. Учитывая приведенные признаки, относим рассматриваемые микститы в целом к типу тектоногравитационных и считаем, что их формирование связано с горизонтальными тектоническими движениями.

Состав обломочного материала микститов изменчив. Иногда наблюдаются интервалы, сложенные обломками только терригенных, только кремнистых или только вулканогенных пород, но чаще это смесь обломков пород различного состава.

Вблизи крупных олистолитов, а также тектонических блоков, являющихся, по-видимому, крупными аллохтонными пластинами, в составе обломочного материала микститов преобладают породы, слагающие эти тела. Терригенные породы (песчаники, туфопесчаники, редко гравелиты) слагают приблизительно третью часть обломочного материала в микститах. Помимо мелких обломков и глыб песчаники на правобережье р. Катэн (рис. 8) слагают крупные (до 200 м мощности) тела, где они представлены грубозернистыми плохосортированными разностями. Вероятно, эти тела синхронны микститам и фиксируют перерывы между обвальными-оползневыми процессами. Присутствие в микститах линзовидных и неправильных "амебовидных" отторженцев песчаников, имеющих плавные ограничения, а также наличие оползневых текстур в алевропсаммитовом матриксе свидетельствует о том, что какая-то часть терригенных пород была вовлечена в оползневые процессы в стадию недиагенизированного осадка. В то же время в "свежем" матриксе иногда присутствуют овальные и остроугольные обломки терригенных пород с резкими ограничениями, акварцованные и брекчированные, иногда с зеркалами и бороздами скольжения, т.е. претерпевшие тектоническую переработку до поступления в бассейн седиментации. Некоторые обломки песчаников, присутствующих среди микститов, имеют сходство с породами верхнепермской (?) толщи песчаников и туфопесчаников.

В глыбе или линзе (?) гравелитов (мощностью 10 м) в толще микститов на правобережье р. Матай (рис. 9) установлены средне- и позднекаменноугольные фузулиниды. Приведенные данные свидетельствуют в пользу раз-

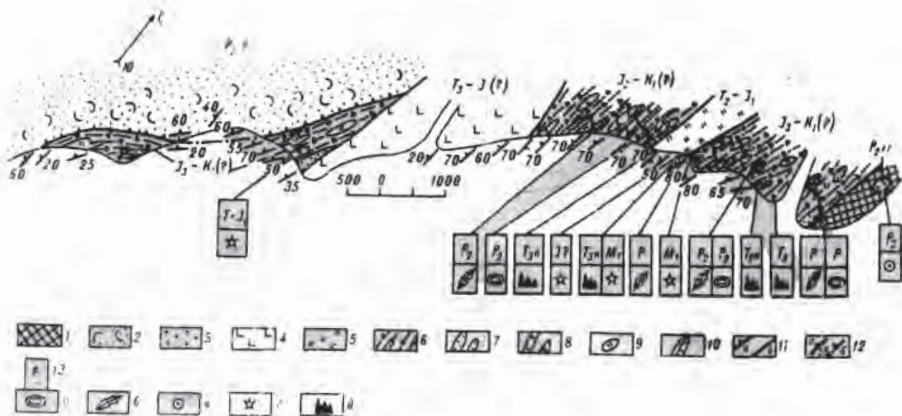


Рис.8. Геологическое строение правобережья р.Катэи:

1 – протерозойские (?) катаклазированные габброиды и гранитоиды; 2,3 – верхнепермские терригенные отложения: толща песчаников и туфопесчаников (2), кафенская свита (3); 4 – верхнетриасово-юрская терригенно-вулканогенная толща; 5 – среднетриасово-нижнеюрская толща кремнистых пород; 6 – верхнеюрско-нижнемеловая (?) толща микститов; 7,8 – олистолиты и пластовые тела терригенных (7) и вулканогенных (8) пород; 9,10 – олистолиты кремнистых (9) и карбонатных (10) пород; 11 – тектонические контакты: а – надвиги, б – с неустановленным падением сместителя; 12 – элементы залегания слоистости пород (а), ориентировка включений и сланцеватость матрикса (б); 1,3 – места находок органических остатков (зверху их возраст, внизу – систематическая принадлежность: а – фораминиферы, б – мшанки, в – криноидеи, г – радиоларии, д – конодонты

новозрастности терригенных пород, присутствующих в толще микститов.

Кремнистые породы преобладают в составе микститов на правобережье р.Матай, в том или ином объеме представлены в других выходах рассматриваемой толщи. Они слагают крупные глыбы и олистолиты размером от первых метров до 200 м в поперечнике, реже присутствуют в виде мелких обломков. В крупных глыбах наблюдается характерное для толщи кремнистых пород переслаивание кремней (3–8 см) и кремнистых аргиллитов (4–5 мм), а также интенсивная дислоцированность – наличие мелкой дисгармоничной складчатости и многочисленных нарушений, выражающихся в брекчировании и развитии зеркал скольжения. Характерны также резкие контакты глыб с матриксом. Мелкие обломки кремнистых пород, обычно сопровождающие крупные олистолиты, имеют чаще уплощенную форму и обычно в той или иной степени перекристаллизованы. В олистолитах кремнистых пород на правобережье р.Матай (рис.9) обнаружены пермские *Neostreptognathodus* sp., *Anchignathodus minutus* (Ellison) и позднепермские *Epigondolella* cf. *abneptis* (Huckriede), *Ep.sp.*, *Neogondolella hallstatensis* (Mosher) конодонты. На правобережье р.Катэи (рис. 8)

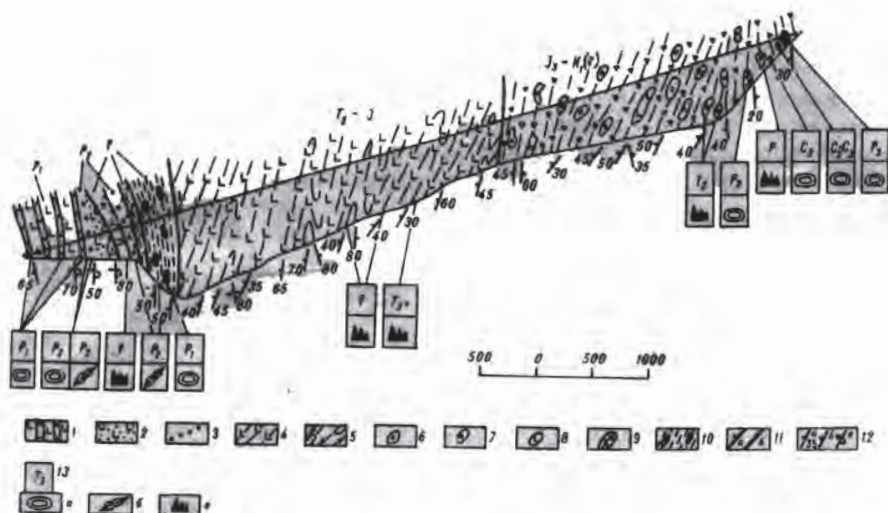


Рис.9. Геологическое строение правобережья р.Матай (руч.Лямфана): 1 - нижнепермские карбонатно-вулканогенные образования; 2 - верхнепермские вулканогенные образования; 3 - базальный горизонт верхнепермских отложений; 4 - верхнетриасово-юрская кремнисто-терригенно-вулканогенная толща; 5 - верхнеюрско-нижнемеловая толща микститов; 6-9 - олистолиты терригенных (6), кремнистых (7), вулканогенных (8) и карбонатных (9) пород; 10 - тектонизированные микститы; 11 - тектонические контакты: надвиги (а) с неустановленным падением сместителя (б); 12 - элементы залегания слоистости пород (а), ориентировка включений и сланцеватость матрикса (б), опрокинутое залегание слоистости (в); 13 - места находок органических остатков (вверху их возраст, внизу - систематическая принадлежность: а - фораминиферы, б - мшанки, в - конодонты

в глыбах кремнистых пород установлены анизийские (*Paragondolella hanbulogi* Subar et Budurov, *Neospatobus elongatus* Wang et Wang, *Neogondolella constricta* (Mosher et Clark) и поздне триасовые (*Epigondolella* sp. *Parvigondolella* sp.) конодонты, а также мезозойские, в том числе поздне триасово-юрские комплексы радиолярий.

Таким образом, в микститах присутствуют глыбы пермских пород, еще не выявленных в Хорской СФПЗ в непереотложенном залегании, а также отторженцы мезозойских кремнистых пород, являющихся, очевидно, продуктами разрушения среднетриасово-нижнеюрской кремнистой толщи, крупные тектонические блоки (аллохтонные пластины?) которой присутствуют среди хаотического комплекса в бассейне рек Кафе и Катэн.

Вулканиты основного состава наиболее широко представлены в микститах в бассейне р.Катэн, менее распространены на правобережье р.Матай и весьма

редки в бассейне р.Кафа. Они встречаются в виде разрозненных глыб, но иногда наблюдается их скопление, причем в этом случае в матриксе присутствует мелкообломочный вулканогенный материал. На правом берегу р.Катэн они слагают тела (мощностью до 100 м), природа которых не всегда определяется однозначно. Не исключено, что часть из них — пластовые залежи. Вместе с тем по внешнему облику и химизму (четыре пробы) зеленые спилиты и их туфы, слагающие ряд крупных тел, сопоставляются с поздне триасово-юрскими (?) вулканитами, выделенными на данном разрезе в виде крупного тектонического блока (рис.8). В глыбе вишнево-красных туфов основного состава на правом берегу р.Матай, содержащих мелкие (до 1 см) обломки известняков, установлены позднекаменноугольные фузулиниды. На правом берегу р.Катэн в зеленых известковистых туфах рядом с крупным олистолитом известняков обнаружен верхнепермский комплекс мшанок. Таким образом, в составе толщи микститов присутствуют позднепалеозойские, поздне триасово-юрские (?), а возможно, и синхронные микститам вулканиты основного состава.

Олистолиты карбонатных пород наиболее многочисленны в бассейне р.Кафа, но недостаточно изучены. На правом берегу р.Катэн известняки присутствуют в толще микститов в виде отдельных глыб и крупных (ширина выхода около 100 м) олистолитов. Единичные глыбы от 0,3 до 30 м в поперечнике встречаются на правом берегу р.Матай. Для известняков характерны резкие контакты с вмещающими породами. Крупные олистолиты обычно сопровождаются шлейфом мелких обломков. В известняках на правом берегу р.Матай в двух глыбах обнаружены позднепермские фораминиферы *Abadechella* sp., *Sichotenella* sp., *Codonofusiella* sp., *Climacamina* sp. и др., (определение Т.В.Романчук), несколько западнее приведенного разреза в известняках установлен представительный комплекс раннепермских фузулинид. На правом берегу р.Катэн (рис.8) в четырех разрозненных телах известняков обнаружены пермские, в том числе позднепермские, мшанки и фораминиферы.

Взаимоотношения толщи микститов с нижележащими отложениями не установлено. На изученных разрезах толща имеет с ними тектонические контакты. По нашему мнению, формирование толщи микститов происходило после накопления кремнистых (средний триас — нижняя юра) и терригенных (нижняя — верхняя юра) отложений. Верхняя возрастная граница толщи определяется на основании взаимоотношения ее с фаунистически охарактеризованными валанжинскими отложениями. На правом берегу р.Чукен у устья р.Дзава микститы, насыщенные глыбами песчаников и позднепермских (по фораминиферам) известняков, сменяются мелкообломочными конгломерато-брекчиями (8 м), которые в свою очередь маломощный (10 см) прослой песчаников сменяются черными алевролитами с остатками валанжинских бухий и флоры. Контакт почти вертикальный и интерпретировался В.И.Анойкиным как налегание осадков валанжина на кафанскую свиту, при этом мелкообломочные конгломерато-брекчии рассматривались как базальный горизонт валанжинских отложений. По нашему мнению, описанный контакт отражает смену грубообломочных пород тонкообломочными в результате затухания обвально-оползневых процессов в связи с изменением тектонической активности.

На основании всех данных возраст толщи микститов следует принять позднеюрско — раннемеловым. По составу и возрасту толща микститов сопоставляется с олистостромовой самаркинской свитой Уссурийской СФЗ Центрального сектора.

Своеобразные микститы наблюдались нами в районе горы Дубовая (правый берег р.Хор), где в 1935 г. И.Г.Козловым, в 1949 г. П.А.Сушковым были отобраны известняки, в которых А.Г.Дуткевичем и Б.М.Штемшелем были уста-

новлены позднепермские фораминиферы. На основании этих находок здесь была выделена и датирована ходийская свита, включающая кремнистые, вулканогенные и частично терригенные отложения. Позднее В.И.Анойкин кроме богатого комплекса позднепермских фораминифер и мшанок, изученных Т.В.Романчук, собрал здесь позднепермские брахиоподы, криноиды и аммонит. По его данным, известняки в составе вулканогенной пачки, приурочены к своеобразным брекчиям, содержащим кроме того обломки вулканитов, кремнистых пород, песчаников. На основании совпадения возраста по различным группам фауны, собранные в разных глыбах, В.И.Анойкин предполагал относительно синхронное переотложение известняков.

В процессе последующих геологосъемочных работ и наших исследований было установлено, что вулканогенная пачка имеет тектонические контакты, с одной стороны, с кремнистыми отложениями, датированными по радиоляриям и конодонтам средним триасом – ранней юрой, и терригенной толщей, охарактеризованной в данном месте ниже-среднеюрским и средне-верхнеюрским комплексами радиолярий.

Вулканогенная пачка сложена туфами основного состава и идентичными потоками подушечных лав. Среди грубообломочных (обломки до 30 см в поперечнике) туфов основного состава выделяются горизонты, насыщенные обломками (размером до 5 м) известняков, реже кремнистых пород (рис.10). Глыбы имеют неправильную форму, четкие ограничения и неравномерно распределены в связующей массе. Роль последней играют те же грубообломочные туфы, в других горизонтах наблюдается туфоалевролитовый матрикс. Некоторые отторженцы песчаников в туфоалевролитах имеют овальную и линзовидную форму и плавные ограничения с постепенным переходом в матрикс.

Тесная связь рассматриваемых микститов с вулканитами, наличие в матриксе и обломках продуктов вулканического происхождения позволяют отнести их к вулканогенно-гравитационным, по классификации М.Г.Леонова (1981).

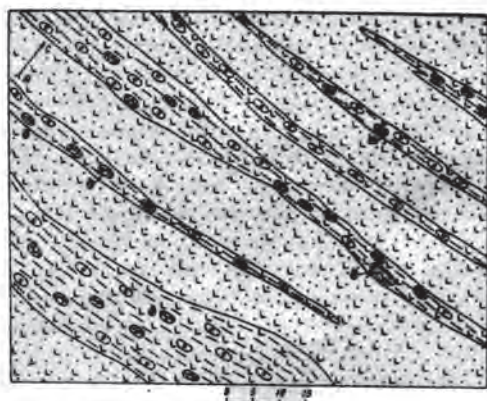


Рис.10. Строение вулканогенной пачки ходийской свиты на склоне г.Дубовая: 1 – туфы основного состава, 2 – вулканогенно-гравитационные микститы, 3 – оолитовые известняки (а), песчаников (в), кремнистых пород (г), 4 – находки верхнепермских органических остатков в глыбах известняков, 5 – находки триасовых конодонтов в глыбах кремнистых пород

В одной из глыб кремнистых пород из микститового горизонта были обнаружены конодонты, среди которых определена позднеюрская форма *Epigondolella postera* (Kozur et Mostler). Таким образом, возраст вулканогенной пачки не древнее юры. Изучение химического состава вулканитов показало, что они относятся к группе щелочных базальтоидов ($Na_2O + K_2O = 6,94 - 9,08$). Подобные вулканиты характерны для верхнеюрской логской свиты Окраинской СФЗ и нижнемеловой култухуйской свиты Бикинской СФЗ. Учитывая эти данные, мы относим рассмотренные вулканогенно-гравитационные микститы к вулканогенно-гравитационным.

генно-микститовые образования к описанной выше толще микститов верхнеюрского — раннемелового возраста.

В заключение следует отметить, что термин ходийская свита подлежит упразднению, так как даже в стратотипической местности пермская ходийская свита, как выяснилось, объединяет среднетриасово-нижнеюрские кремнистые, юрские терригенные и верхнеюрско-раннемеловые (?) вулканогенные образования.

В структурно-тектоническом отношении Хорская СФПЗ изучена слабо. При геологосъемочных работах структурным исследованиям уделялось мало внимания. Проведенные нами работы имели главным образом биостратиграфическую направленность, однако выявленные в их ходе хаотические комплексы, присутствие в ряде разрезов блоков разновозрастных и разноформационных образований свидетельствуют о сложном тектоническом строении подошвы и о развитии здесь чешуйчато-надвиговых структур.

На правом берегу р.Матай (рис.9) в отложениях, относимых ранее к кафенской свите, установлено, что при преобладании западных и северо-западных падений пород "омоложение" разреза происходит на восток. Здесь выделено три крупных разновозрастных тектонических блока. В западном блоке карбонатно-вулканогенные отложения нижней перми слагают ядро опрокинутой на восток антиклинальной складки, на восточном крыле которой выделяются верхнепермские вулканогенные образования. Последние по разлому надвигового типа (угол падения 40° под вулканиты) контактируют с кремнистыми породами, содержащими неопределяемые остатки радиолярий и конодонтов. Вблизи контакта вулканиты интенсивно брекчированы, непосредственно в плоскости сместителя, в кремнистых породах, отмечаются зеркала скольжения. Восточнее наблюдается серия мелких тектонических чешуй, стратиграфическое положение которых не определено, за исключением одной, сложенной вулканомиктовыми седиментационными брекчиями, по составу обломочного материала и комплексу органических остатков сходными с базальным горизонтом верхнепермских отложений. Еще восточнее следует мощная (более 400 м) зона милонитизированных пород (рис.9) с отдельными глыбами (до 30 м в поперечнике) кремнистых пород, вулканитов основного состава и известняков. В последних установлены раннепермские органические остатки. Глыбы кремнистых пород и вулканитов основного состава в той или иной степени брекчированы и перекристаллизованы. Вероятно, что часть из них принадлежит уже мезозойскому комплексу, развитому восточнее. Эту зону, по нашему мнению, следует рассматривать, как тектонизированный олистостром, на что указывает интенсивная тектоническая переработка (милонитизация) связующей массы, тогда как в ней заключены глыбы более "свежего" облика. В целом интервал от контакта пермских вулканитов с кремнистыми породами до центрального блока, по-видимому, представляет собой зону крупного надвига.

Центральный блок сложен верхнетриасово-юрской кремнисто-терригенно-вулканогенной толщей, смятой в наклонные и опрокинутые на восток складки. Восточный блок представлен верхнеюрской-раннемеловой толщей микститов. Подробное обоснование возраста и строения толщ дано при описании стратиграфии подошвы. Контакт между толщами (блоками) не обнажен, однако ориентировка глыб и сланцеватость матрикса в толще микститов вблизи контакта имеют западное падение, т.е. под кремнисто-терригенно-вулканогенную толщу, что позволяет предполагать здесь нарушение, выражающееся на местности распадком. Таким образом, имеющиеся данные свидетельствуют в пользу чешуйчато-надвигового строения рассмотренного разреза.

На правом берегу р.Катэн (рис.8) микститы распространены между крупными тектоническими блоками. Первый сложен породами верхнепермской толщи

песчаников и туфопесчаников (ариадненской свитой), смятыми в наклонные и опрокинутые на восток складки. С запада блок ограничен Центрально-Сихотэ-Алинским разломом. С востока – надвигом, фиксирующимся по мощной (около 80 м) зоне милонтизированных пород, имеющей в целом пологое ($20-40^{\circ}$) падение на северо-запад, по которому он граничит с микститами. В последних иногда встречаются обломки и глыбы, сходные по внешнему облику и литолого-петрографическому составу с характерными для толщи породами, а также глыбы-олистоплаки триасово-нижнеюрских (по радиоляриям) кремнистых пород.

Далее к востоку среди микститов выделяются два блока.

Первый сложен вулканогенными образованиями (спилитами, туфами и гиакоккелитами), которые по химизму и микроструктурным особенностям сопоставляются с верхнетриасово-юрскими вулканитами правобережья р.Матай. В незначительном объеме среди вулканитов на данном разрезе присутствуют алевролиты, песчаники и их туфогенные разности. Органических остатков в образованиях рассматриваемого блока (вулканогенной толще) не обнаружено, поэтому мы датируем его верхним триасом – юрой условно.

Второй блок сложен кремнистыми породами среднетриасово-нижнеюрской толщи, охарактеризованной здесь поздненорийскими конодонтами и юрскими (?) радиоляриями. Пространственное сближение одновозрастных (?), но резко фациально различных комплексов связано, очевидно, с горизонтальными перемещениями блоков. Крайний, восточный, блок сложен катаклазированными габброидами и гранитоидами. Аналогичные "катаклазиты" в Приморье отнесены условно к протерозою (Голозубов, Мельников, 1986; и др.). Среди них участками наблюдаются довольно "свежие" алевролиты и песчаники, слагающие, очевидно, эрозионные останцы. В грубозернистых песчаниках обнаружены поздненепермские криноидеи. С восточной стороны рассматриваемый блок граничит с толщей кремнистых пород. Толща микститов на данном разрезе, как отмечалось, распространена между указанными блоками. Ее строение, состав обломочного материала и палеонтологические данные приведены выше при описании микститов.

К сожалению, в большинстве случаев не удалось выяснить характер тектонических контактов, их падение, так как они обычно приходятся на распадки и ложбины. Однако сложное сочетание блоков разновозрастных и разноформационных комплексов и олистостромовых образований позволяет предполагать в целом чешуйчато-надвиговое строение рассмотренного разреза, осложненного поздними вертикальными разрывами.

В Хабаровско-Ванданской СФЗ микститы распространены довольно широко. При картировании эти образования одними исследователями (Г.И.Харитоньчев и др.) рассматривались осадочные породы – "туфитовые брекчиевидные конгломераты", другими (В.М.Никольский, С.П.Кузьменко и др.) – как продукт будинажа нормально слоистых толщ. С.Ю.Беляев (1978) впервые отнес хаотические образования, развитые на правобережье р.Амур в районе г.Хабаровск, к олистоstromам и предположил их послепермский возраст. Следует отметить, что еще четверть века назад В.Г.Варнаевский (1961), а позднее и В.В.Бобылев (1962, 1983) считали верхнекаменноугольные известняки в стратотипе воронежской свиты экзотическими глыбами.

Несмотря на точку зрения указанных авторов о глыбовой природе известняков, стратиграфия вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений рассматриваемой зоны базировалась главным образом на фауне фораминифер из известняковых тел. На основании этой фауны предполагалось широкое развитие верхнепалеозойских отложений, расчлененных, согласно решениям Ш Дальневосточного межведомственного стратиграфического совещания, (1982), на

воронежскую свиту (верхний карбон), толщу песчаников, алевролитов, туфов (нижняя пермь), хабаровскую и ванданскую свиты (верхняя пермь). Вулканогенно-кремнисто-терригенные образования в Хабаровской СФПЗ кроме того были отнесены и к краснореченской свите (верхний триас - нижняя юра), а терригенный комплекс расчленен на пионерскую, пиванскую (валанжин) и уктурскую (готерив - альб) свиты. В Ванданской СФПЗ существенно терригенные отложения относились к будюрской (нижняя юра) и хурбинской (нижняя - средняя юра) свитам.

При проведении литолого-биостратиграфических работ на основании геологических наблюдений и многочисленных находок радиолярий и конодонтов доказана несостоятельность существующей стратиграфической схемы. При стратиграфических построениях предшествующими исследователями не учитывалось сложное чешуйчатое строение разрезов, наличие олистостромовых горизонтов, к которым в большинстве случаев и приурочены глыбы известняков. В связи с этими неверными оказались не только датировка, но и расчленение вулканогенно-кремнисто-терригенного комплекса на свиты. Так, разновозрастные литологические однотипные отложения были включены в состав разных свит и, наоборот, разновозрастные и разнофациальные образования объединялись в одну свиту.

В такой ситуации пришлось отказаться от традиционного членения вулканогенно-кремнисто-терригенного комплекса на свиты и, несмотря на тектонически сложное строение рассматриваемой зоны, была предпринята попытка по разрозненным блокам восстановить стратиграфическую последовательность на основании новых фаунистических данных. В качестве рабочего варианта для Хабаровской СФПЗ была предложена следующая стратиграфическая схема: толща вулканитов основного состава шальштейнов, известняков (нижняя пермь), толща песчаников и туфопесчаников (верхняя пермь?), толща кремнистых пород (триас - юра), толща микститов (юра - нижний мел) (Шевелев, 1987). При дальнейших исследованиях в Хабаровской СФПЗ Н.Ю.Брагиным, Т.В.Клец и автором были получены дополнительные данные, хорошо укладывающиеся в предложенную схему и существенно уточняющие ее.

В Хабаровской СФПЗ развит сложноподстилочный комплекс, представленный блоками - чешуями верхнепалеозойских, ниже-среднемезозойских пород, верхнеюрскими-нижнемеловыми хаотическими образованиями и готерив-альбскими терригенными отложениями.

Верхнепалеозойские образования имеют ограниченное распространение и представлены нижнепермскими кремнисто-карбонатно-вулканогенными и верхнепермскими (?) терригенными отложениями. Кроме того, глыбы верхнекаменноугольных, ниже- и верхнепермских известняков встречаются и среди мезозойского хаотического комплекса (рис.11).

Нижнепермские отложения слагают южнее станции Красная речка два сравнительно крупных блока (ширина выхода более 150 м) среди мезозойских микститов. Они представлены эффузивами и туфами основного состава, реже шальштейнами, известняками и кремнистыми породами. В линзе известняков М.И.Сосниной и А.В.Никольской установлены раннепермские (?) фузулиниды *Pseudofusilina* (?) sp., *Triticites* sp., *Schubertella* sp. Из кремнистых пород, слагающих пластовое тело среди вулканитов, Н.Ю.Брагиным выделены конодонты пермского облика (устное сообщение).

Верхнепермские (?) отложения представлены толщей песчаников и туфопесчаников с прослоями алевролитов и туфоалевролитов, обнажающейся в разрозненных выходах по правому берегу р.Амур. Ранее эти отложения включались в состав хабаровской свиты.

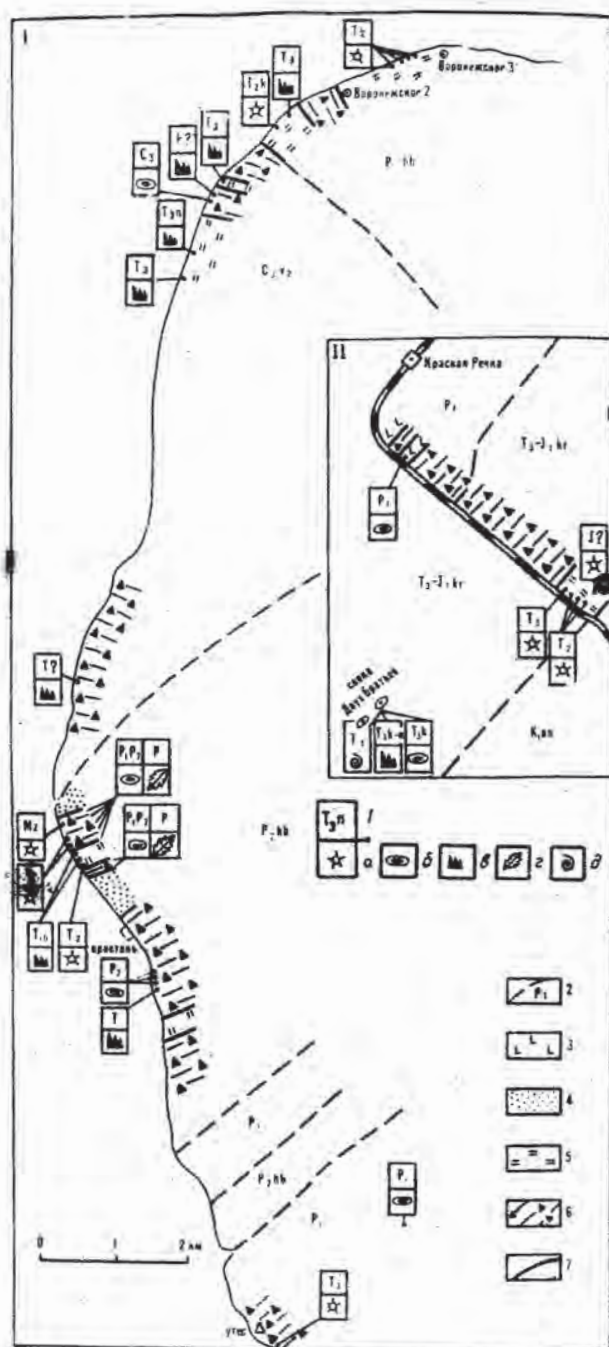


Рис. 11. Местонахождение органических остатков на правом берегу Амура у г.Хабаровска (1) и станции Красная Речка (II). 1 - места находок органических остатков, сверху, их возраст, внизу - систематическая принадлежность: а - радиолярии, б - фораминиферы, в - конодонты, г - мшанки, д - моллюски; 2 - геологические контуры и индексы по данным средне-масштабной съемки, 3-6 - расчленение отложений по нашим данным: 3 - блоки карбонатно-вулканогенных отложений (P_1), 4 - толща песчаников и туфопесчаников (P_2), 5 - толща кремнистых пород (I - J), 6 - толща микститов (J - K_1 ?); 7 - тектонические контакты

Органических остатков в толще не обнаружено. По набору пород, их внешнему облику, литрографическим особенностям и степени рассланцевания рассматриваемая толща контрастно выделяется среди мезозойского комплекса и сопоставляется с аналогичной толщей Хорской СФПЗ и ариадненской свитой Уссурийской СФПЗ, позднепермский возраст которых обоснован находками криноидей и мшанок (Решения ..., 1982).

Триасово-юрские отложения представлены толщей кремнистых пород, разрозненные блоки которой распространены на правобережье р.Амура в районе Воронежских высот и в отрогах хребта Хехцир (рис.11). Ранее эти отложения включались в состав воронежской, хабаровской и краснореченской свит. Толща имеет довольно однообразное строение и представлена преимущественно кремнистыми породами пестроцветными слоистыми (3-8 см) с маломощными (0,1-1 см) прослоями аргиллитов. В верхах толщи южнее пос.Воронежское появляются пепловые туффиты, туфоалевролиты и туфоаргиллиты. У сопки Двух Братьев среди кремнистых пород наблюдается линза известняков мощностью 20-30 м.

Возраст толщи обоснован многочисленными остатками радиолярий и конодонтов, обнаруженными в кремнистых породах, а также фораминиферами, конодонтами и моллюсками, собранными в известняках у сопки Двух Братьев (рис.11). В кремнистых породах Л.Б.Тихомировой, по сборам авторов, установлены анизийско-ладинские, ладинско-карнийские, поздне триасовые и юрские радиолярии, а Т.В.Клец - оленекские и поздне триасовые, в том числе поздне-норийские конодонты. Из известняков, отобранных в карьере у сопки Двух Братьев, выделены карнийские, карнийско-норийские и норийские конодонты, причем смена комплексов свидетельствует об опрокидывании слоев на север. Ранее в этих известняках в разные годы А.И.Савченко, М.Г.Золотовым, В.Г.Варнавским были собраны карнийские фораминиферы (заключение А.А.Герке и С.П.Сергеевой), поздне триасовые пелелиды и аммонит (определения Л.Д.Кипарисовой и И.И.Тучкова).

Более детальное биостратиграфическое изучение ряда разрезов кремнистой толщи провел Н.Ю.Брагин (устное сообщение). Путем детального опробования кремнистой толщи южнее железнодорожного моста, им по радиоляриям и конодонтам установлена непрерывная биостратиграфическая последовательность от позднего оленека до нория, причем с помощью микрофауны расшифровано сложное чешуйчато-складчатое строение разреза, а мощность отложений, накопленных в этот период, оценивается десятками метров. В выходе кремнистой толщи в 4 км юго-восточнее станции Красная Речка, где ранее Л.Б.Тихомировой по нашей коллекции шлифов определены средне-поздне триасовые и юрские радиолярии, Н.Ю.Брагиным из одного образца выделен комплекс радиолярий, характерный для средней - низов верхней юры.

По имеющимся на настоящий момент данным, рассматриваемую толщу следует датировать ранним триасом - поздней юрой. Однако следует отметить, что вопрос о нижней и верхней границах толщи остается открытым, так как в пределах Хабаровской СФПЗ пока не известны отложения, непосредственно подстилающие толщу, и не выяснены взаимоотношения с вышележащими образованиями.

Верхнеюрские - нижнемеловые отложения в Хабаровской СФПЗ распространены широко и представлены толщей микститов, алевролитов и туфоалевролитов, песчаников, вулканитов основного состава. Ранее эти отложения относились к воронежской, хабаровской, краснореченской и пионерской свитам.

Строение толщи изучено автором в ряде разрезов на правобережье р.Амур и у оз.Петропавловское (рис.12).

В правом борту долины р.Амур (стратотип хабаровской свиты) в составе толщи преобладают микститы, представленные разновеликими (от первых сантиметров до нескольких десятков метров) обломками кремнистых пород, песчаников, туфопесчаников, туффитов, вулканитов основного состава и известняков, заключенных в алевропсаммитовый матрикс. Многие глыбы брекчированы, на их поверхности наблюдаются борозды и зеркала скольжения, тогда как матрикс

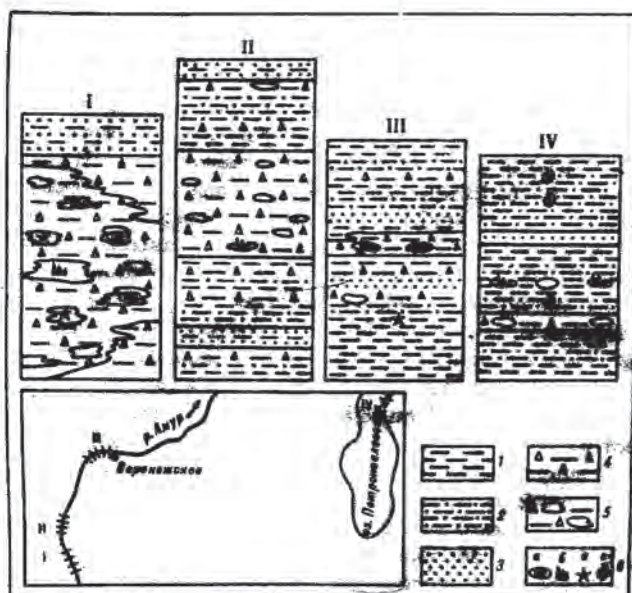


Рис.12. Стратиграфические колонки к разрезам верхнеюрских-нижнемеловых отложений: (1-IV - разрезы): 1 - алевролиты и туфоалевролиты; 2 - ритмичное переслаивание алевролитов и песчаников; 3 - песчаники; 4 - микститы мелкоглыбовые (обломки до 1 м); 5 - микститы крупноглыбовые (обломки более 1 м); 6 - находки органических остатков: а - фораминифер, б - конодонтов, в - радиолярий, г - пеллеципод

рассланцован в незначительной степени. Следовательно, можно предположить, что глыбы были тектонически переработаны до поступления в бассейн седиментации, а позднее сформировавшийся хаотический комплекс подвергался последующим деформациям. Поэтому рассматриваемые образования следует отнести, по классификации М.Г.Леонова (1981), к тектоно-гравитационным микститам. Южнее на этом же разрезе распространены мелкообломочные (обломки менее 1 м) микститы с линзовидными, овальными и остроугольными отторженцами песчаников, реже обломками кремнистых пород и вулканитов основного состава. Среди них крупноглыбовые тектоногравитационные микститы слагают отдельные, мощные (более 100 м) горизонты. Завершается разрез 80-метровой пачкой песчаников среднезернистых серых и с прослоями (до 0,5 м) алевролитов.

Видимая мощность толщи на этом разрезе 600 м.

В разрозненных олистолитах известняков В.Г.Варнавском, В.М. и В.А.Никольскими по описанному разрезу были собраны фораминиферы, принадлежащие семи биостратиграфическим уровням в диапазоне от зоны *Robustosphaerina* до зоны *Lepidolina* провинциальной шкалы Тетиса (сакмарский - казанский ярусы общей шкалы). Однако распределение известняков (соответственно и

фауны) в разрезе хаотическое. По сборам автора в глыбах кремнистых пород установлены триасовые конодонты и мезозойские, в том числе триасовые, радиолярии (заключение Т.В.Клец и Л.Б.Тихомировой).

В разрезе толщи севернее железнодорожного моста (рис.12) преобладают алевролиты, иногда переслаивающиеся с песчаниками. Последние слагают пластины мощностью до 40 м. Микститы образуют маломощные (первые метры) горизонты, где обычно представлены мелкообломочными разностями. В средней части толщи выделяется мощная (220 м) пачка крупноглыбовых микститов, обломочный материал которых представлен преимущественно песчаниками, реже кремнистыми породами и вулканитами основного состава. Видимая мощность толщи на этом разрезе более 700 м. Единственная находка триасовых конодонтов на этом разрезе приурочена к глыбе кремнистых пород.

Севернее, в районе Воронежских высот (рис.12), в составе толщи преобладают алевролиты и туфоалевролиты иногда с линзовидными прослоями, реже пластами до 10 м, песчаников серых от мелко- до среднезернистых. Среди однородных алевролитов встречаются единичные карбонатные и марганцевые конкреции. Микститы слагают редкие маломощные (первые метры) пласты. В средней части толщи установлен горизонт микститов мощностью 40 м, сложенный в основании крупными (до 2 м в поперечнике) глыбами кремнистых пород, песчаников, вулканитов основного состава и известняков. Выше фиксируется уменьшение размерности и количества обломочного материала вплоть до его полного исчезновения, т.е. наблюдается постепенный переход микститов в однородные алевролиты. В олистолитах известняков М.И.Сосниной, по сборам С.И.Горохова, установлены позднекаменноугольные фораминиферы. В глыбе кремнистых пород обнаружены конодонты пермского облика.

Интересные находки радиолярий на данном разрезе сделаны в 1986 г. Н.Ю.Брагиным (устное сообщение). В обломке кремнистых пород из микститов им обнаружен комплекс радиолярий, характерных для берриаса-валанжина, а из одной карбонатно-глинистой конкреции, отобранной среди алевролитов, выделены радиолярии мелового облика. Видимая мощность толщи на этом разрезе более 500 метров.

В отличие от приведенных разрезов, которые ранее ошибочно включались в состав верхнепалеозойских свит, существенно терригенные отложения, обнажающиеся на восточном берегу оз.Петропавловское, относились предшественниками к нижнемеловой петропавловской, позднее - к пионерской свитам. Разрез здесь, как и в районе Воронежских высот, представлен преимущественно алевролитами с редкими линзочками и пластами (до 20 м) мелко-среднезернистых серых песчаников. Реже наблюдаются пачки тонкого (первые сантиметры) флишодного переслаивания алевролитов и песчаников. Характерно также наличие в алевролитах карбонатных стяжений и конкреций. В этом разрезе автором и С.П.Кузьминым установлено несколько горизонтов микститов. Обломочный материал наиболее мощного (25 м) пласта микститов представлен исключительно отторженцами песчаников размером до 10 м в поперечнике разнообразной, преимущественно линзовидной формы. В двух случаях в маломощных (до 3 м) пластах микститов среди обломочного материала присутствуют кремнистые породы, слагающие глыбы размером до 1,5 м в поперечнике. Из трех образцов кремнистых пород, отобранных из разных глыб, Т.В.Клец выделены триасовые, в том числе норийские, конодонты. Кроме известных находок бухий, собранных на этом разрезе Г.И.Харитоньевым и А.И.Поздняковой и определенных В.Н.Верещагиным и А.А.Капицей, нами в алевролитах и карбонатной конкреции в трех разрезенных точках собраны *Buchia ex gr. inflata*, *Buchia ex gr. Keyserlingi* (заключение С.П.Кузьмина). Анализ видового состава бухий, собранных в разные годы у оз.Петропавловское свидетельствует,

скорее всего, о берриас (возможно, титон) –валанжинском возрасте отложений.

В 300 м юго-восточнее описанного выше разреза находится выработанное Петропавловское месторождение известняков, в которых в разные годы были собраны триасовые пелециподы и конодонты (определения Е.П.Брудиной и Т.В.Клец). Известняки, как и кремнистые породы, слагают здесь небольшие (первые метры) тела (олистолиты?) среди вмещающих алевролитов. А.В.Позднякова и Г.В.Масиброда на основании находок триасовой фауны отнесли эти отложения к краснореченской свите, слагающей, по их мнению, тектонический блок шириной 0,2 км среди отложений пионерской свиты. На наш взгляд, это, скорее всего, горизонт крупноглибовых микститов в позднеюрско-нижнемеловых отложениях, однако решить этот вопрос без применения горных выработок не позволяет плохая обнаженность.

Общим для всех приведенных разрезов является наличие микститов, слагающих более или менее мощные горизонты среди терригенных отложений, реже практически весь видимый разрез толщи. Характерно также преобладание алевролитов над песчаниками, слагающими отдельные пласты, реже сравнительно крупные (до 80 м) пачки. Вулканиты основного состава присутствуют в рассмотренных разрезах только в глыбах. Южнее станции Красная Речка грязно-зеленоватые сланцы, их левобрежчии и туфы слагают среди микститов тела мощностью до 100 м. Являются ли эти тела шастовыми залежами или крупными олистолитами – осталось невыясненным из-за плохой обнаженности на участке развития рассматриваемой толщи (от известнякового до кремнистого карьера). Не исключено, что в данном случае вулканиты основного состава синхронны вмещающим их микститам.

Большая часть находок ископаемых органических остатков в рассматриваемой толще приурочена к глыбам из микститовых горизонтов. Это позднекаменноугольные и пермские фораминиферы, триасовые пелециподы, фораминиферы и конодонты в известняках, а также пермские (?) и триасовые конодонты, триасовые, юрские (?) и раннемеловые радиолярии в кремнистых породах. Возможно, что наиболее "молодые" берриас-валанжинские обломки кремнистых пород являются синхронноотложенными. Только на двух разрезах обнаружена фауна во вмещающих отложениях – несколько точек с берриас-валанжинскими бухиями у оз.Петропавловское и радиолярии мелового облика в районе Воронежских высот. Отсутствие фауны на других разрезах делает невозможным надежную их корреляцию. Усугубляется это отсутствием взаимноотношений толщи в пределах изученных разрезов с подстилающими и перекрывающими отложениями, что не позволяет оценить полную мощность толщи.

Учитывая приведенные выше данные, а также находку в верхах нижележащей кремнистой толщи средне-позднеюрских радиолярий, принимаем возраст рассматриваемых образований в диапазоне поздняя юра – ранний мел (по валанжин включительно).

Выше лежащий комплекс представлен преимущественно песчаниковыми флишоидными отложениями, расчлененными Г.В.Масиброда на пиванскую (валанжин) и уктурскую (готерив-альб) свиты. В пределах развития этих отложений автором работ не проводилось, поэтому коротко охарактеризуем его по материалам предшествующих исследователей.

Пиванская свита выделена впервые в Хабаровской СФПЗ Г.В.Масиброда. Этим термином им обозначены преимущественно песчаниковые и флишоидные отложения, ранее включавшиеся в состав хадцирской и петропавловской свит. По его данным, она сложена в нижней части мелко- и среднесернистыми песчаниками с линзами гравелитов и мелкогравельных конгломератов и пластами

флишоидного переслаивания песчаников и алевролитов, Верхняя часть свиты представлена чередованием пачек флиша с пластами алевролитов и мелкозернистых песчаников.

Нижняя граница свиты проводится по смене существенно алевролитовых пачек песчаниковыми. Ее согласное залегание на пионерской свите наблюдалось Г.В.Масиброда в центральной части хр.Малый Хехшир. Определяемых органических остатков в отложениях свиты в Хабаровской СФПЗ не обнаружено, и валанжинский возраст принят условно по положению ее в разрезе. Мощность свиты 1500 м.

Уктурская свита выделена в Хабаровской СФПЗ при крупномасштабном картировании под руководством В.М.Никольского. Она сложена песчаниками от грубо- до мелкозернистых, алевролитами, валунами и мелкогалечными конгломератами и гравелитами. По данным геологосъемочных работ, свита залегает с угловым несогласием на различных горизонтах пионерской и ливанской свит, и только в районе с.Князе-Волконское конгломераты уктурской свиты лежат на ливанской свите без видимого несогласия. Наиболее полный разрез свиты в районе пос.Дружба имеет следующее строение. В основании залегает 10-метровый пласт мелкогалечных конгломератов, выше следует пачка разнозернистых песчаников с редкими прослоями алевролитов (700 м). Ее сменяет пачка флиша с редкими пластами мелкозернистых песчаников (370 м). Верхняя пачка представлена разнозернистыми песчаниками с двумя 30-метровыми горизонтами флишоидного переслаивания алевролитов и песчаников (320 м). Видимая мощность свиты 1000 м. В отложениях уктурской свиты в рассматриваемой подзоне известны находки пеллеципод, определенных М.А.Пергаментом как *Turpia Polinovi*, *Nucula* sp., растительных остатков: *Cladophlebis* sp., *Pagurophyllum* sp., *Pityophyllum* sp.(определения В.А.Вахрамеева), характерных для нижнего мела.

Следует отметить, что предложенное Г.В.Масиброда расчленение терригенного флишоидного комплекса весьма условно. Как указывал сам автор схемы, "мелкообломочные разности пород уктурской свиты сходны с валанжинскими", а судя по приведенным разрезам, и в целом состав уктурской и ливанской свит близок, что в условиях плохой обнаженности района затрудняет их картирование. Усугубляется это также отсутствием надежных палеонтологических данных. Поэтому рассмотренная схема нуждается в серьезной проверке

Ванданская СФПЗ. Как уже отмечалось, развитые в пределах Ванданской СФПЗ (хребты Вандан, Горбыляк, Сагдаян) вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения отнесены по решению III Дальневосточного межведомственного стратиграфического совещания к верхнепермской ванданской свите (при картировании здесь выделялась хабаровская свита). Существенно терригенный комплекс расчленен при геологосъемочных работах на будюрскую (нижняя юра) и хурбинскую (нижняя - средняя юра) свиты.

Автором в рассматриваемой подзоне в 1986 г. проведены маршрутные исследования, в ходе которых особое внимание было уделено поискам органических остатков с целью выяснения возраста отложений. В результате этих работ обнаружено около 30 новых находок фауны в составе всех выделяемых здесь подразделений (рис.13), что дает основание для пересмотра существующей стратиграфической схемы. Кроме того, полученные палеонтологические и геологические данные указывают на близкое строение Хабаровской и Ванданской подзон и на возможность использования для них общей стратиграфической схемы. К сожалению ввиду сложного тектонического строения Ванданской подзоны, редкой сети наших наблюдений и невозможности использования в

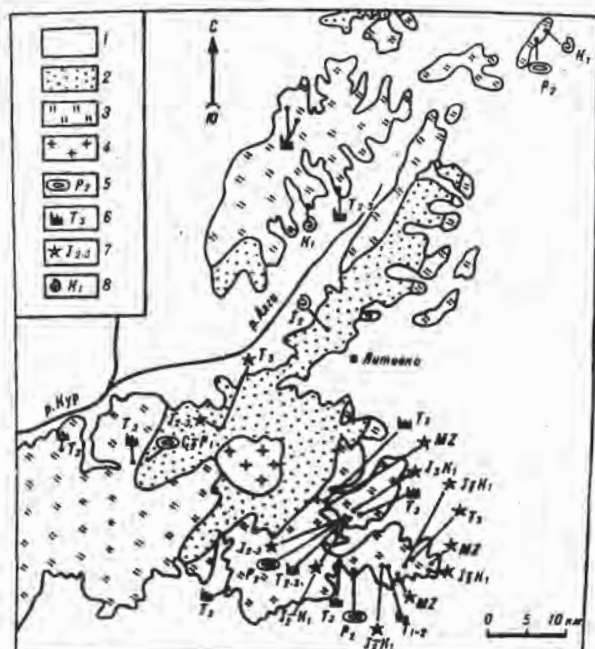


Рис.13. Местонахождение фаунистических остатков в Ванданской СФЗ: 1-3 - расчленение отложений, по данным предшествующих исследователей: 1 - кайнозойские отложения, 2 - мезозойские (будюрская и хурбинская свиты), 3 - палеозойские (ванданская свита); 4 - позднемеловые гранодиориты; 5-8 - местонахождение органических остатков, их возраст (5 - фораминифер, 6 - конодонтов, 7 - радиолярий, 8 - пелешипод

полной мере материалов геологических съемок, из-за неоднозначности понимания каждым автором объема и строения свит, в настоящий момент невозможно пространственно отобразить распространение выделяемых нами толщ, поэтому на схеме размещения местонахождений органических остатков (рис.13) распространение "палеозойского" и мезозойского комплекса показано по данным предшественников.

В Ванданской подзоне известны два местонахождения верхнепермских органических остатков в известняках: в 6,5 км северо-восточнее станции Сельгон и в междуречье Шокма - Три Ключа (рис.13). В первом случае (Сельгонское месторождение известняков) известняки слагают линзовидное в плане, вытянутое в северо-западном направлении тело размером 170x400 м. Вмещают их спилиты, алевролиты и песчаники. К известнякам приурочено проявление фосфоритов, слагающих линзы максимальной мощностью 5 м. В известняках известны находки пермских кораллов, по неоднократным сборам и определениям различных исследователей установлен богатый комплекс фораминифер, характерный для верхов перми (людянзинский горизонт Сихотэ-Алия).

По данным С.П.Кузьменко, известняки лежат в разрезе верхнехабаровской (верхневанданской) подсвиты и определяют ее возраст. Однако уже в 2 км северо-восточнее Сельгонского месторождения в алевролитах, переслаивающихся с песчаниками, относимыми также к верхнехабаровской подсвите, автором обнаружен ростр мезозойского белемнита и баррем - альбские ашеллины (заклучение Е.А.Калинина). По нашему мнению, распространение верхней перми здесь ограничено либо телом известняков, либо небольшим по размерам тектоническим блоком.

Близкие по возрасту, также фосфоритонесные, известняки известны на водоразделе Шокма - Три Ключа, но в этом случае они (по Г.И.Харитоничеву)

характеризуют возраст нижнехабаровской (нижневанданской) подзвиты. Наблюдения вдоль борта лесовозной дороги, вскрывающей эллиовиальные отложения, показали, что верхнепермские (по фораминиферам) известняки и кремнистые породы залегают в виде небольших (первые метры) по размерам тел срежи алевролитов и туфоалевролитов. В глыбах кремнистых пород здесь обнаружены средне-позднетриасовые конодонты (определения С.В.Рыбалка), а также позднеюрско-раннемеловые радиолярии (заклучения Н.Ю.Брагина). Следует отметить, что находки здесь мезозойских радиолярий, определенных А.И.Жамойда, известны были еще почти 30 лет назад, однако им не придавалось стратиграфического значения. По нашему мнению, в данной ситуации очевидна глыбовая природа верхнепермских известняков.

Не определяют возраста вмещающих отложений позднекаменноугольные-раннепермские фораминиферы, обнаруженные автором в небольших (20x30 см) обломках известняков среди микститов, обнажающихся в придорожной выемке на правобережье р.Сагдаян (будюрская свита, по В.В.Бобылеву), а также позднепермские фузулины, найденные в обломке известняков среди делювия, представленного, вероятно, продуктами разрушения микститов (алевролиты с включениями, песчаники, кремнистые породы) на водоразделе рек Средняя - Правая (рис.13).

Учитывая приведенные находки фауны, вполне возможно при дальнейших исследованиях обнаружение в пределах Ванданской подзоны более или менее крупных блоков верхнего палеозоя.

Триасово-юрские отложения широко распространены в юго-восточной части Ванданской подзоны, а также слагают отдельные крупные (от десятков до сотен метров) олистомиты среди терригенного комплекса. Они включались предшествующими исследователями в состав обеих подзвит ваданской (хабаровской) свиты, а отдельные блоки и в хурбинскую свиту. Рассматриваемые отложения представлены преимущественно пестроцветными слоистыми кремнистыми породами, аналогичными описанным в Хабаровской подзоне. В верхней части разреза появляются вишнево-красные и серо-зеленые туфоалевролиты, спилиты и их туфы. Судя по маршрутным наблюдениям и материалам предшествующих работ, вулканиты основного состава и туфогенные породы приурочены к определенным очагам, вблизи которых они фашиально замещают кремнистые отложения.

В кремнистых породах в разрозненных точках установлены ранне-среднетриасовые, средне-позднетриасовые и позднетриасовые, включая норийские конодонты, а также средне- и позднетриасовые, среднеюрские-раннемеловые радиолярии. В туфоалевролитах определены средне-позднеюрские и среднеюрские-раннемеловые радиолярии (предварительные определения Н.Ю.Брагина).

На основании имеющихся палеонтологических данных и сопоставления с Хабаровской подзоной, мы датируем рассматриваемые отложения триасом - поздней юрой.

Верхнеюрские - нижнемеловые отложения, представленные микститами, алевролитами, песчаниками, реже вулканитами основного состава, широко распространены в пределах описываемой подзоны и включались при геологосъемочных работах в состав будюрской, ванданской (хабаровской), отчасти хурбинской, свит. Автором по аналогии с Хабаровской подзоной эти отложения выделяются в самостоятельную толщу.

По разрезам, изученным по разрозненным коренным обнажениям на правобережье р.Сагдаян и в междуречье Тон - Дирга, толща сложена алевролитами, комковатыми, реже плитчатыми, часто с текстурами взмучивания или оползания осадка, с мелкими (первые сантиметры) линзочками, реже пластинами

(первые сантиметры) мелко-среднезернистых песчаников. Наблюдается отдельные горизонты (от первых до 50 м микститов, обломочный материал которых представлен песчаниками, кремнистыми породами, редко вулканитами основного состава, а также редкие пачки тонкого (первые сантиметры) флишеидного переслаивания алевролитов и разноезернистых песчаников. Видимая мощность толщи по изученным разрезам составляет около 700 м. В целом строение этой части толщи напоминает разрез берриас-валанжинских отложений у оз.Петропавловское.

Иное строение толщи наблюдается в верховьях р.Сагдаяц, на хр.Горбыляк и в юго-восточной части площади. Здесь в составе толщи преобладают микститы, состоящие из мелких обломков и крупных глыб (десятки метров в поперечнике) песчаников, туфопесчаников, кремнистых пород, вулканитов основного состава, редко известняков. Матрикс чаще представляет собой смесь алевролитового и псаммитового материала с преобладанием последнего, характерно наличие в нем оползневых текстур. Соотношение матрикса и обломочного материала колеблется в широких пределах; обломочный материал в основном составляет 10-30%, реже 60% объема породы. Среди микститов наблюдаются отдельные пласты и пачки (до 100 м) разноезернистых серых и зеленовато-серых песчаников и туфопесчаников с прослоями алевролитов, реже пласты однородных алевролитов и единичные пластовые залежи вулканитов основного состава, главным образом гиадокластитов.

Как соотносятся два рассмотренных типа разрезов (преимущественно алевролитовый и микститовый): сменяют ли они друг друга по вертикали или латерали? Это предстоит решить при последующих работах.

Как уже отмечалось, в трех случаях в глыбах известняков из микститов установлены позднепалеозойские фораминиферы. В ряде пачек в обломках кремнистых пород обнаружены средне-поздне триасовые, поздне триасовые и неопределимые конодонты (заклучение С.В.Рыбалка), а на водоразделе Шокма - Три Ключа и позднеюрские-раннемеловые радиолярии.

Учитывая эти находки и сопоставляя рассматриваемые отложения с толщиной микститов и алевролитов Хабаровской СФПЗ, следует датировать их также поздней юрой - ранним мелом (по валанжин).

Хаотические образования верхнеюрской-нижнемеловой толщи сменяются преимущественно слоистыми терригенными отложениями, относимыми В.В.Бобылевым и Г.И.Харитоновичевым к хурбинской, а С.П.Кузьменко на хр.Горбыляк - к хабаровской свите. Рассматриваемые отложения представлены чередованием пластов (1-30 м) песчаников, алевролитов и пачек их тонкого ритмичного переслаивания. Песчаники обычно серые от мелко-до грубозернистых, иногда с прослоями гравелитов, часто содержат угловатые обломочки алевролитов. Алевролиты преимущественно песчаные, слоистые, при ударе рассыпаются на остроугольный щебень. В алевролитах и песчаниках наблюдается растительный детрит. Среди слоистых пород встречаются единичные маломощные (1-5 м) горизонты микститов, обломочный материал которых представлен песчаниками, характерными для описываемой толщи. Очевидно, эти микститы следует рассматривать в качестве гравитационных (по М.Г.Леонову, 1981).

При датировке рассматриваемых отложений возникли следующие противоречия. Так, Г.И.Харитоновичевым северо-западнее станции Литовко (рис.13) найден отпечаток пелециподы, определенной В.Н.Верещагиным как *Inosera - thus ex gr.retrorsus Keys.*, характерный для среднеюрских отложений. Несмотря на тщательные поиски, повторить эту находку не удалось. В аналогичных отложениях на хр.Горбыляк и северо-восточнее станции Сельгон автором собраны баррем-альбские ауселлины (определения Е.А.Калинина). Учиты-

вая, что в настоящее время в Вяземском районе (реки Первая и Вторая Седьмая) в ряде точек, где ранее определялись юрские иноцерамиды, Е.А.Калининым собраны и определены альбские аммониты, можно предположить, что и в Ванданской СФПЗ определения В.Н.Верещагина ошибочны.

Несомненно, нужны перераспределения иноцерама, найденного Г.И.Харитоничевым или досборы в этой точке. Однако уже сейчас возраст описанных отложений, по нашему мнению, следует принять по ауцеллинам готерив-альбским, т.е. соответствующим уктурской свите.

Таким образом, благодаря новым находкам органических остатков опровергнуто мнение о широком развитии в Ванданской СФПЗ, как и ранее в Хабаровской подзоне (Шевелев, 1987) верхнепалеозойских отложений. Весьма распространенный здесь хаотический комплекс сформировался в поздней юре - раннем мелу во время интенсивных горизонтальных тектонических движений, ярко проявленных и в других зонах Сихотэ-Алинской складчатой системы. Образование микститов предшествовал этап накопления кремнистых осадков (триас - юра), лишь участками, вблизи очагов подводного вулканизма, кремненакопление подавлялось обильным поступлением вулканогенного материала. Позднее в готерив-альбе, в более спокойной по сравнению с временем формирования микститов тектонической обстановке отложились флишеидные осадки с редкими горизонтами оползневых образований.

МИКСТИТЫ ПРИМОРСКОГО СЕКТОРА

В пределах названного сектора хаотические образования изучены в основном в его южной и юго-восточной частях – в Павловско-Большеуссуркинской и Прибрежной структурно-формационных зонах – и их описанию посвящены специальные разделы этой главы. Следует отметить, что разными геологами для территории сектора составлены многочисленные стратиграфические колонки, которые в начале 80-х годов были скоррелированы В.П.Коноваловым, внесшим тем самым существенный вклад в разработку региональной стратиграфической шкалы. Однако и он не придал значения распространению в регионе олигоцен-миоценовых комплексов конседиментационных надвигов.

Тектонику Павловско-Большеуссуркинской СФЗ, располагающуюся между Центральным и Прибрежным разломами, изучали Б.А.Иванов, Е.Д.Касьян, В.К. Мостовой, В.И.Надежкин, И.К.Пушин, Ю.Н.Размахнин, В.П.Уткин, Н.К.Цесарский и многие другие. Все они отмечают, что развитие в пределах зоны нижнемеловые отложения смести в систему напряженных линейных складок северо-восточного простирания. Длина наиболее крупных из них, по мнению И.К.Пушина, достигает 80 км, ширина 5–10 км, шарниры складок полого ундулируют, своды и крылья обычно осложнены дополнительной складчатостью и разрывами. Складки высших порядков этой зоны изучались В.П.Уткиным (1980), который выделил среди них две разновидности. Первая характеризуется складчатостями горизонтальными и пологонаклонными шарнирами, часто изоклиналиными и опрокинутыми. Тесная связь опрокидывания складок с надвигами установлена В.П.Уткиным в валанжинских отложениях в разрезах по р.Кема, где им охарактеризована широкая надвиговая зона. Складки с крутонаклонными и вертикальными шарнирами характерны, как правило, для зон развития сдвиговых дислокаций.

Геологическая структура Прибрежной СФЗ во многом сходна со структурой Уссурийской структурно-формационной зоны. Здесь также преобладают интенсивно дислоцированные мезозойские вулканогенно-кремнисто-терригенные толщи, в верхних частях которых широко развиты хаотические комплексы. В целом структуру Прибрежной зоны сегодня можно охарактеризовать как изоклиналично-чешуйчатую с устойчивым падением осевых плоскостей складок и тектонических чешуй на юго-восток.

Павловско-Большеуссуркинская структурно-формационная зона

В пределах этой зоны развиты преимущественно терригенные нижнемеловые толщи. В структурном отношении зона представляет собой серию линейно вытянутых в северо-восточном направлении клиновидных тектонических блоков, имеющих ширину до 20 км и ограниченных сдвигами, а на отдельных участках – надвигами. Система сдвиговых сместителей в этой зоне впервые намечена В.П.Уткиным (1980). На рис.14 показано строение наиболее изученной южной части Павловско-Уссуркинской СФЗ с учетом данных, полученных за последние пятнадцать лет в процессе геологического доизучения Верхне – Уссурийского и Кавалеровского рудных районов.

Описываемые блоки различаются возрастом слагающих их осадочных пород и характером проявленных в них деформаций. Выделяются два типа блоков: первые сложены верхнеюрскими и берриас-барремскими, а вторые – алт-альбскими

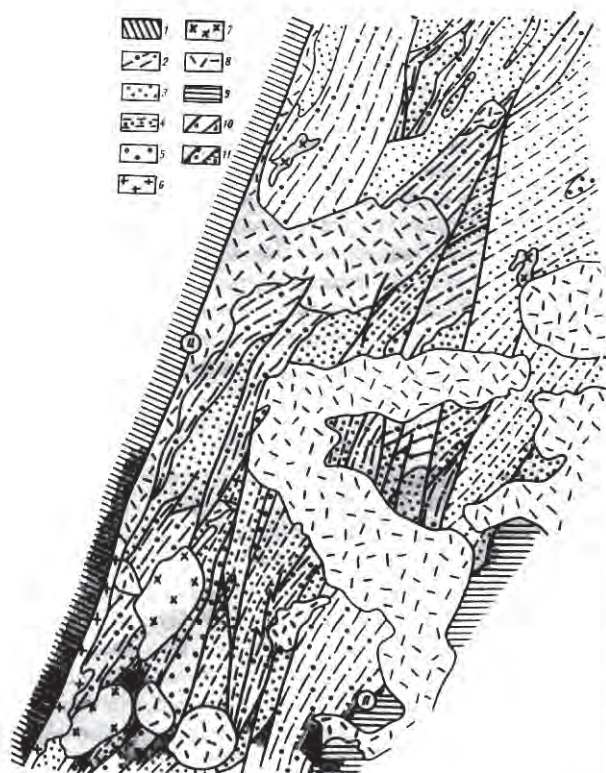


Рис. 14. Схема южной части Павловско-Большееуссуркинской СФЗ: 1 - Уссурийская СФЗ; 2-8 - Павловско-Большееуссуркинская СФЗ: области развития позднеюрских и берриас-валанжинских терригенных, олистолитовых и в незначительной степени кремнисто-вулканогенных образований (2), терригенных образований готерив-баррема (3), апт - альба (4) и среднего - верхнего альба (5), позднемеловые интрузии гранитоидов (6) и мошони-тоидов (7), 8 - вулканиты позднего мела и палеогена; 9 - Прибрежная СФЗ; 10 - сдвиги тервого (а) и более высоких (б) порядков; 11 - надвиги первого (а) и более высоких (б) порядков. Буквы на схеме: Ц - Центральный, П - Прибрежный разломы

породами. Пока не установлено достоверных случаев, чтобы в одном разрезе присутствовали отложения от баррема до апта. Важно отметить также, что отдельные складки не переходят из одного блока в другой, что, по мнению В.П. Уткина (1980), служит результатом значительных левосдвиговых перемещений вдоль ограничивающих блоки сдвигов. Не исключено, что эти блоки характеризуются различными условиями осадконакопления, т.е. являются структурно-формационными подзонами. Другими словами, под апт-альбскими толщами вовсе не обязательно присутствие берриас-баррема в тех же фациях и той же мощности, что и в сопредельных блоках.

Характеристика допозднемеловых образований Павловско-Большееуссуркинской СФЗ дана по В.П.Коновалову (1978), с учетом материалов недавнего геологического доизучения Верхнеуссурийского и Кавалеровского рудных районов, проведенного с участием авторов.

Ердагоская свита (поздняя юра - ранний мел) впервые выделена С.А. Музылевым и А.Ф.Барановым в 1948 г. До недавнего времени в нее включались преимущественно терригенные породы общей мощностью 1400-1900 м, содержащие пачку переслаивающихся алевролитов, спилитов и кремнистых пород мощностью около 300 м. Данная пачка охарактеризована радиоляриями, по которым уже тогда, в 1948 г., Р.Х.Липман датировала свиту юрой. В настоящее время достаточно уверенно установлено, что кремнисто-спилитовая пачка - древнейшая в зоне.

В результате исследований Л.М.Олейник, О.С.Смирновой и Л.Б.Тихомировой в кремнистых породах выделены радиолярии более чем в двухстах местонахождениях и установлен позднеюрский, а непосредственно у кровли - ранне-

меловой (раннеберриасский?) ее возраст. Вышеležащие терригенные образования, соответственно, имеют раннемеловой возраст и включены теперь в берриас-валанжинскую журавлевскую свиту. К ердагууской свите, таким образом, в настоящее время относится только кремнисто-спилитовая пачка общей мощностью до 170 м.

Журавлевская свита (берриасский и валанжинский ярусы) общей мощностью до 3500 м сложена терригенными породами – алевролитами и песчаниками с прослоями гравелитов и конгломератов и редкими линзами кремней. В составе свиты выделяются четыре толщи: первая – преимущественно алевролитовая (до 1000 м), вторая – песчаниковая (до 450 м), третья – флишеидная (до 1100 м) и четвертая – олистостромовая (до 1100 м).

В Кавалеровском рудном районе свита охарактеризована фауной *Neosomites* sp. (?) (находка А.П.Паклина, определения В.П.Коновалова) и *Buchia sibirica* (находка Н.А.Лосивой и О.Л.Смирновой, определения В.П.Коновалова). В бассейне р.Журавлевки свита охарактеризована фауной также берриас-валанжинских бухий и аммонитов. Верхняя, олистостромовая, толща ранее не включалась в состав берриас-валанжинских образований. Данные о ее строении и возрасте приведены ниже, в специальном разделе.

Ключевская свита (валанжинский ярус) общей мощностью до 3200 м сложена переслаивающимися песчаниками и алевролитами, причем алевролитовая составляющая увеличивается вверх по разрезу. По литологическим признакам свита расчленяется на пять пачек мощностью по 500–800 м, причем четвертая пачка сложена алевролитами, порою насыщенными мелкими (до 10 см) угловатыми и полуокатанными включениями песчаников. Эти породы близки к микститам и свидетельствуют о слабо проявленных конседиментационных деформациях.

Как в бассейне руч.Переваляного, так и в более северных районах свита охарактеризована фауной бухий (Коновалов, 1978).

Готеривский и барремский ярусы представлены устьколубинской и приманкинской свитами. Преимущественно песчаниковая устьколумбинская свита имеет мощность до 2100 м и охарактеризована редкой фауной иноцерамид раннемелового возраста. Готеривский возраст свиты определен тем, что она согласно перекрывает валанжинскую ключевскую свиту и перекрывается, в свою очередь, толщей с готерив-барремской фауной. Приманкинская свита мощностью до 70 м сложена алевролитами с редкими прослоями песчаников. Она также бедна органическими остатками. В междуречьелевой и Правой Приманки А.Г.Катаевым найдены, а В.П.Коноваловым определены остатки *Inoceramus ex gr. para Hetzovi Eghim*, датирующие свиту поздним готеривом – ранним барремом.

Аптский ярус представлен каталевской свитой мощностью до 1600 м, сложенной преимущественно песчаниками, в меньшей степени – алевролитами.

Свита охарактеризована многочисленными находками апт-альбских адуеллин и аммонитов и лишь в одном месте – на водоразделе руч.Каталевского и р.Березовой – Б.С.Набродовым найден аммонит *Acanthopiles aschiltsis* (определение В.П.Коновалова), известный из аптских отложений.

Альбский ярус представлен дивнинской, светло-воднической и дужкинской свитами. Дивнинская свита (до 900 м) сложена алевролитами и охарактеризована фауной двустворок и аммонитов, в том числе на левобережье р.Дорожной – фауной аммонитов *Anagandriceras cf. aurarium* Андерса (недавняя находка Я.В.Комеского, определения В.П.Коновалова), датирующей свиту ранним альбом. Светло-водническая свита (до 2000 м) сложена преимущественно алевролитопесчаниковым, у кровли – преимущественно алевролитовым

флишем и охарактеризована единичными находками апт-альбских ауцеллин и альбских аммонитов. Лужкинская свита мощностью около 1200 м представляет собой мегаритм, основание которого сложено песчаниками с линзами конгломератов, средняя часть – алевропесчаниками, а края – алевролитами. Свита охарактеризована находками многочисленных остатков характерных груборебристых тригоний, а также других двустворок и аммонитов; комплекс фауны датирует свиту средним и поздним альбом (Коновалов, 1982; Никифорова, 1984).

Олиостромовый комплекс. К нему относится главным образом верхняя часть журавлевской свиты. Эти образования прослежены в ядрах синклиналий в бассейнах рек Красной, Мирной, Кавалеровки: кроме того, установлены в междуречье Зеркальной и Павловки (от пос. Кавалерово до Кочубеевского месторождения олова). Толща состоит преимущественно из алевролитов, содержащих мелкие округлые или угловатые включения ("овалоиды"), глыбы и целые блоки (пластины) известняков, кремней, песчаников, редко спилитов. Кроме того, алевролиты содержат в разной степени деформированные прослои песчаников мощностью обычно до 2–3 м. Эти прослои превращены в будины линзовидной, караваяобразной, бочковидной, веретенообразной, даже шаровой форм. В целом толща из-за своей аномальной дислоцированности пород (их именовали "тектонитами", "милонитами") имеет "древний" облик, и неудивительно, что до недавнего времени ее считали древнейшей в районе. Этому способствовала недостаточная изученность взаимоотношений толщи с подстилающими образованиями из-за сложной тектонической обстановки и слабой обнаженности. Кроме того, возраст этой толщи в 1932–1966 гг. считался надежно установленным после находок Г.П. Воларовичем в известняках карбон-пермских фораминифер. В 1962–1966 гг. А.И. Бурого из песчаников, слагающих "овалоиды" в глинисто-алевролитовом матриксе вблизи тел известняков, собрал остатки верхнетриасовой фауны и доказал, таким образом, "экзотическую" природу этих известняковых тел (Бурого, 1969). На геологических картах, составленных А.И. Бурого, она также отнесена к верхнему триасу, карнийскому и норийскому ярусам.

В процессе недавнего геологического доизучения Кавалеровского рудного района установлено, что толща на отдельных участках достоверно перекрывает слоистые, большей частью флишеидные, образования, охарактеризованные берриас-валанжинской фауной. В какой-то мере это обстоятельство было отмечено А.И. Бурого. Случаи перекрытия олиостромами (относимыми им к верхнему триасу) слоистых толщ более молодого возраста он объяснил построением аллохтонных структур (Геология СССР, 1969).

Наиболее детально олиостромовая толща изучена в осевой части Силинской синформы, в бассейнах ручьев Силинского и Балаганного (рис.15), где она имеет мощность около 200 м. Западное крыло синформы "срезано" более поздними сдвигами; юго-восточное крыло сложено породами ердагуской свиты, которые по мере приближения к оси синформы последовательно сменяются выходами нижних трех толщ журавлевской свиты. Взаимоотношения олиостромовой толщи сполстиающей алевролитовой толщей (охарактеризованной валанжинской фауной *Buchia sibirica* Sok) изучены в специально пройденной расчистке вдоль левого борта руч. Балаганного (рис.15). Здесь отчетливо видно, что слоистые плитчатые алевролиты кровли третьей толщи у контактов становятся песчанистыми, массивными, а несколько выше по разрезу в алевролитах появляются вначале мелкие (до первых миллиметров), далее – все более крупные (до нескольких сантиметров), угловатые и слабоокатанные включения песчаников и кремней. Контакт, таким образом, согласный, с признаками посте-

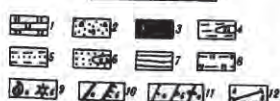


Рис.15. Синформа в бассейнах ручьев Си-линского и Балаганного: 1,2 – аллохтон: 1 – кремнистая толща, содержащая иногда пропластки известняков (Т–J), 2 – толща песчаников разнозернистых с угловатыми включениями алевролитов, кремнисто-глинистых сланцев и кремней (J₂–K₁); 3–8 – автохтон: 3 – олистостромовая четвертая толща журавлевской свиты; микститы с алевролитовым матриксом и олистолитами пермских известняков, триасово-юрских и нижнемеловых кремней и песчаников, 4 – алевролиты с линзами кремней верхней пачки третьей толщи журавлевской свиты, 5 – алевролитопесчаниковый флиш нижней пачки третьей толщи журавлевской свиты, 6 – песчаники с линзами конгломератов второй толщи журавлевской свиты, 7 – алевролиты первой толщи журавлевской свиты, 8 – спилиты и кремни ердагоской свиты; 9 – точки сборов двустворок (а) и определенных радиоларий (б); 10 – разломы: сдвиги (а) и надвиги (б); 11 – ориентировка слоистости, в том числе с определением нормального (б) и опрокинутого (в) залеганий; 12 – положение разреза приведенного на рис.16

пенного перехода. Важно отметить также, что аналогичные "алевролиты с включениями" присутствуют и в нижележащей толще алевролитовых флишоидов, что подчеркивает "преемственность" в накоплении третьей и четвертой толщ.

Выше по разрезу количество и размер включений увеличивается; цементирующие алевролиты содержат здесь также разлинзованные прослои (будины) песчаников мощностью до 0,5 м. При изучении будинаж – структур было обращено внимание на то, что у контактов будин часто отсутствуют следы интенсивного рассланцевания алевролитов, иногда наблюдаются "затеки" алевролитового материала в поперечные по отношению к песчаниковому прослою трещины. Отдельные крупные будины нередко состоят из тесно сжатых мелких будин и изометричных обломков, между которыми располагается практически некатаклазированный связующий материал. Эти признаки указывают на первично конседиментационную природу будинажа, и подобные образования Ю.Н.Размахнин (1963, 1971) предложил именовать гидротектонитами.

Верхняя половина разреза толщи, изученного в руч.Балаганном, сложена аналогичными образованиями, содержащими кроме мелких включений и глыбы песчаников, кремней, реже спилитов. Размеры глыб вверх по разрезу увеличиваются от 10–20 см до первых и нескольких десятков метров; форма их изометричная, а у относительно крупных отторженцев – пластинообразная. Увеличивается и количество глыб – порою они тесно сомкнуты и матрикс заполняет треугольные "поры", промежутки между глыбами. В конце концов, алевролиты с глыбами перекрываются монолитной пластиной кремней, на отдельных участках содержащих пропластки известняков с остатками пористых галобий (находки А.М.Бураго, определения Н.К.Жарниковой); в кремнях С.В.Рыбалко обнаружены и определены средне-верхнетриасовые конодонты, а выше по разрезу также в кремнях Л.М.Олейник нашла средне-позднеюрские и юрские

радиолярии. Кремни перекрыты, в свою очередь, толшей характерных разномерных песчаников с включением кремнистых пород, алевролитов и кремнисто-глинистых сланцев.

Описываемые кремни и песчаники как по составу, так и по возрасту полностью аналогичны породам горбушинской серии Прибрежной СФЗ (см. соответствующий раздел главы). Среди глыб в алевролитах толши также встречаются песчаники, аналогичные песчаникам горбушинской серии Прибрежной СФЗ, т.е. крупно-среднезернистые разности, содержащие до 10% (редко 40-70%) угловатых включений алевролитов, кремней и яблочно-зеленых кремнисто-глинистых сланцев. Глыбы кремней тоже большей частью переотложены из горбушинской серии, на что указывает триасово-юрский возраст содержащейся в них микрофауны. Так, в кремнях одной из глыб Л.М.Олейник установила остатки конодонтов, что указывает на доюрский, по-видимому триасовый, возраст этих кремней. В кремнях глыбы (располагающейся в непосредственной близости от описанной) Л.М.Олейник обнаружила комплекс средне-позднеюрских радиолярий. В кремнях одной из глыб вблизи восточного края структуры она же установила наличие радиолярий *Parvisingula altissima* (Rust), *Mirifusus sp. indet.* и другие населярии верхней юры. На левобережье руч. Балаганного также вблизи восточного края структуры в кремнях глыбы размером 15x20 см установлены разнообразные радиолярии *Mirifusus baileyi* Pessagno, *Alicvium helenae* Schuat, *Parvisingula cosutoconica* (?) Forentan (определения Л.М.Олейник), которые датируют кремни валанжином. Данные кремни переотложены, очевидно, из линз кремней в подстилающей третьей толше журавлевской свиты.

Несколько южнее, в бассейне ручьев Ясного и Левого Силинского, в составе глыб установлены известняки. Наиболее изученное из этих тел на правом склоне руч. Левого Силинского имеет в плане форму почти правильного прямоугольника размером 110x160 м. Вмещающие глыбу алевролиты содержат обломки известняков размером до 1x3 см, а также разновеликие глыбы кремней, песчаников и спилитов. В семи из десяти известных в этой структуре глыб известняков в разные годы найдены остатки позднепермских фораминифер.

По-видимому, такие же глыбы и тектонические пластины образуют в рассматриваемой структуре песчаники и алевролиты, содержащие остатки норийских монотид. Так, на водоразделе ручьев Ясного и Магистрального в "оваллоиде" (олистомите?) песчаников А.И.Бураго обнаружил остатки *Monotis ochotica* Keys., *M. jakutica* Tell. В нескольких метрах от данной точки Л.М.Олейник отобрала образец у глыбы кремней, в котором ею же обнаружены остатки юрских радиолярий.

На водоразделе ручьев Правого и Левого Силинского, в южной части структуры, фауна норийских монотид найдена впервые Д.И.Ивлиевым в 1946 г. Позднее было установлено, что содержащие фауну песчаники и алевролиты, переходящие вверх по разрезу в кремни, образуют линзовидное тело мощностью около 65 м и прослеженной длиной около 300 м, располагающееся в поле развития олистостромов. В алевролитах и песчаниках в разное время собраны остатки *Monotis ochotica* Keys., *M. sublaevis* Tell., *M. zabaikalica* Kipar., *M. jakutica* Tell. А из горизонта кремней в 1982 г. Л.М.Олейник отобрала образцы, в которых она же обнаружила и определила юрские радиолярии.

В других структурах района толша, имея в целом аналогичное строение, различается количеством и размером глыб инородного материала. Так, в бассейне Сашина и Сухого Ключей, в верховьях рек Красной и Грязной, и на правобережье р.Кавалеровки толша сложена почти нацело гидротектониями

общей мощностью до 1050 м; глыбы известняков с верхнепалеозойской микрофауной здесь единичны. В ряде случаев в ассоциации с глыбами известняков отмечены олистолиты с остатками норийских монотид. Так, в верховьях р.Грязной в канавах, вскрывавших контакты известняков с вмещающими алевролитами, А.И. Бураго обнаружил "овалоиды" (олистолиты?) песчаников, в которых им же найдена фауна *Monotis* (?) *jakutica* Tell. (определения Н.К.Жарниковой).

На правом и левом бортах долин р.Зеркальной у устья р.Кавалеровки толща, наоборот, насыщена глыбами верхнепалеозойских известняков и кремней, некоторые из них имеют значительные размеры (скала Арсеньева – 800x250 м, гора Кавалерово – 1x2,5 км). Толща образует здесь синклиналь, в ядре которой обнажены останцы, по-видимому, конседиментационного аллохтона, сложенного интенсивно расчлененными алевролитовыми и песчаниковыми разностями с фауной норийских монотид; взаимоотношения со смежными толщами журавлевской свиты здесь, к сожалению, замаскированы постскладчатой сдвиговой тектоникой.

Таким образом, олигостромовая толща содержит пестрый, но повторяющийся (даже в деталях) набор олистолитов. В первую очередь, речь идет о глыбах кремней, часть из которых по возрасту аналогичны кремням горбушинской серии, известняков с карбон-пермской фауной фораминифер, спилитов, а также песчаников с фауной норийского возраста и песчаников с включением кремней, кремнисто-глинистых сланцев и алевролитов, также аналогичных песчаникам горбушинской серии.

Откуда же поступали эти глыбы? Судя по тому, что горбушинская серия широко распространена в Прибрежной СФЗ, поступление тектонических пластин и обломочного материала происходило с юго-востока. На это же указывает и изобилие "экзотических" глыб вблизи разделяющего Павловско-Большеуссуркинскую и Прибрежную структурно-формационные зоны разлома и почти полное их отсутствие в берриас-валанжинских слоях, расположенных северо-западнее структур. В бассейне Журавлевки, например, установлены лишь единичные глыбы кремней и позднепермских известняков (Силантьев, 1964). В бассейне Большой Усурки и Арму на этом уровне разреза глыбы известняков и кремней вообще не известны.

Конседиментационные надвиги расшифровываются с большим трудом. В процессе складчатости и постскладчатых сдвиговых и других перемещений их плоскости либо смяты в складки вместе с толщами, которые они разграничивают, либо трансформировались в крутопадающие сдвиги; в обоих случаях они приобрели крутые наклоны и мало отличаются от более молодых сбросов, сдвигов и взбросов. Отчетливо распознаются лишь надвиги в ядре описанной выше Силинской синформы. На левом борту руч.Балаганного на участке замыкания синформы сохранились близкие к первичным пологие залегания пород и имеется возможность наблюдать доскладчатые деформации в подошве покорова (рис.16).

Рассматриваемые надвиги приурочены к подошве пластины, сложенной горбушинской серией, или осложняют ее внутреннее строение. Залегание в аллохтоне породы горбушинской серии разбиты многочисленными пологими срывами на микроблоки. На обоих склонах руч.Балаганного серия обнажена в виде пакета чередующихся пологопадающих пластообразных тел, сложенных либо позднеюрской-раннемеловой песчаниковой, либо триасово-юрской кремнистой толщей (рис.16). На правом склоне ручья таких тел не меньше пяти, на левом – три, каждое из которых имеет мощность до 100 м. Контакты между толщами во всех вскрытых нами случаях оказались тектоническими, по пологим (до 35°) надвигам, либо – по крутопадающим более поздним сдвигам.

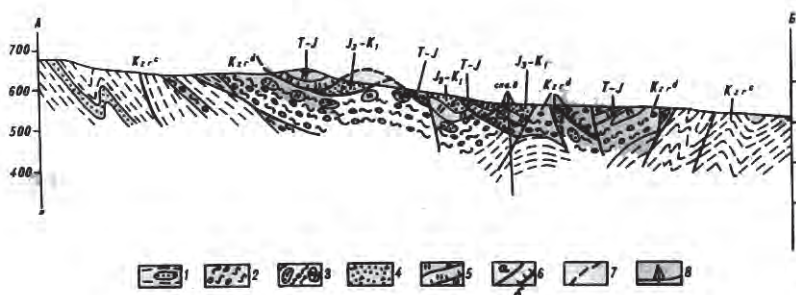


Рис.16. Разрез через Силинскую синформу в ее северной части (вдоль руч.Балаганного): 1-3 - автохтон: 1 - алевролиты слоистые с горизонтами песчаников (третья толща журавлевской свиты), 2,3 - алевролиты с медкими угловатыми и полуокатанными включениями (2), глыбами (3) песчаников, кремней, редко-известняков (четвертая, олистостромовая толща); 4,5 - аллохтон, горбушинская серия; 4 - песчаники разнозернистые с угловатыми включениями алевролитов (J_2-K_1), 5 - кремни, иногда в переслаивании с известняками (T_2-J_1); 6 - надвиги; 7 - сдвиги; 8 - скважины

Пластообразные тела, таким образом, представляют собой тектонические пластины, а ограничения их - надвиговые, выходы горбушинской серии - пакет из не менее чем трех тектонических покровов, в основаниях каждого из которых - кремнистая толща, перекрытая толщей песчаников.

Подстилающие горбушинскую свиту и залегающие в автохтоне олистостромовые представляют собой, как уже говорилось, тесно сжатые глыбы тех же "горбушинских" кремней и песчаников, между которыми наблюдается алевролитовый связующий материал. Кроме того, на этом же стратиграфическом уровне среди олистостромов установлены "тектонические линзы" - выходы кремней горбушинской серии длиной до 500 м и мощностью до 100 м; вдоль подошв этих пластин всегда видны отчетливые срывы, а в кровлях иногда разрывы отсутствуют, алевролиты с включениями перекрывают кремни, причем контакт аналогичен контактам кремнистых глыб небольшого размера с вмещающими алевролитами. По-видимому, эти линзы представляют собой крупные пластинообразные отторжения (олистоплаки).

Ниже по разрезу крупные глыбы (в том числе и олистоплаки) встречаются уже реже, они постепенно сменяются глыбами и обломками более мелких размеров, здесь многочисленны проявления конседиментационного буди-нажа прослоев песчаников.

Непосредственный контакт тектонической пластины в ядре синформы с олистостромовой наблюдался как в обнажении, так и в скважине 8, пробуренной Кавалеровской экспедицией в 1967 г. Вдоль контакта не наблюдалось какой-либо особо интенсивной тектонической переработки располагающихся в лежащих боках олистостромов; это свидетельствует в какой-то мере о том, что пластина была надвинута на слабодиагенезированные осадки.

Южнее, в бассейне руч.Ясного, западное крыло синформы залегает значительно круче ($30-65^\circ$), а восточные участками даже опрокинута на за-

пад. На обоих крыльях структуры (сильно нарушенной здесь складчатостью и сдвиговыми перемещениями) породы горбушинской серии, как и в описанном случае, подстилаются олистостромами. Олистостромы выявлены на этом участке и в ядре синформы, но их структурное положение осталось неясным из-за сложной тектонической обстановки. Возможно, что олистостромы здесь перекрывают пластины, сложенные горбушинской серией. Не исключено, что они залегают здесь в ядре мелкой антиформы.

На южном окончании структуры, в бассейне руч. Левого Силинского, осложняющие ее сдвиговые перемещения проявлены особенно интенсивно. Тем не менее отчетливо видно, что сложенные горбушинской серией тектонические пластины на этом участке сближены и даже соприкасаются, что подчеркивает замыкание синформы. Разрывы, развитые как внутри пластин, так и вдоль их ограничений в целом субпараллельны слоистости в подстилающих породах олистостромовой и алевролитовой пачек валанжина.

С учетом изложенного выделим особенности рассматриваемых надвигов, свидетельствующие об их доскладчатом, конседиментационном происхождении.

1. Нарушенная последовательность напластования – породы горбушинской серии, охарактеризованные различной, в том числе поздне триасовой макро- и микрофауной, перекрывают валанжинские слои.

2. Наличие в автохтонах олистостромов – свидетелей конседиментационных деформаций.

3. "Постепенность" переходов олистостромов в тектоническую пластину, выразившаяся в отсутствии здесь ясно выраженного надвига, а также в увеличении разреза и количества глыб "горбушинских" кремней и песчаников в олистостромах по мере приближения к тектонической пластине.

4. Конформность залегания тектонических пластин относительно слоистости в подстилающих олистостромах и алевролитах. Если в верховьях руч. Балаганного те и другие залегают относительно полого (до 35°), то южнее наблюдаются обычные для района крутые (до опрокинутых) залегания. Тектонические пластины и подстилающие образования смяты, таким образом, в одном плане.

Следует отметить, что одновременно изучавшие эту структуру в 1966 г. А.И.Бураго и Г.Б.Нарбут не сошлись во мнениях относительно ее трактовки. А.И.Бураго изучал преимущественно северную часть синформы на участке ее замыкания и пришел к выводу, что структура представляет собой аллохтон (Геология СССР, 1969). Этот вывод во многом подтверждается нашими материалами: структура здесь действительно синформа, в ядре которой обнажены древние (относительно крыльев) породы и много пологопадающих разрывов, наклоненных к центру структуры. Южнее, где вел работы Г.В.Нарбут, наблюдались только крупные разрывы и наклоны слоистости, что послужило ему основанием для отказа от предложенной А.И.Бураго аллохтонной модели. Структура ошибочно интерпретировалась Г.Б.Нарбутом (позднее и Б.А.Ивановым) как антиклиналь, хотя и имелись сведения о наращивании разреза в направлении от ее крыльев к центру. Представляется, что предложенная нами модель конседиментационного надвига, осложненного складчатостью и последующими сдвиговыми перемещениями, снимает противоречия между точками зрения указанных исследователей.

Время перемещения тектонических пластин – валанжин – определяется возрастом накопившихся при этом олистостромов. Направление движения – с юго-востока на северо-запад – устанавливается, как уже говорилось, широким развитием горбушинской серии в Прибрежной структурно-формационной зоне, в то время как автохтонные формации близкого возраста (ердагоуская и низы журавлевской свит) в Силинском блоке имеют иной состав. Ближайшие от

Силинской синформы выходы горбушинской свиты располагаются в 10–15 км юго-восточнее, в районе вершины горы Острой и в бассейне Потеряева Ключа, в висячем боку Прибрежного разлома (надвига). Этой цифрой и оценивается минимальная из возможных амплитуд горизонтального перемещения описываемых тектонических пластин. Не исключено даже, что в бассейне ручьев Силинского и Балаганного имеем фрагменты зоны самого Прибрежного разлома (надвига), на что указывал и А.И.Бураго.

Прибрежная структурно-формационная зона

Мезозойские складчатые образования, содержащие в своем составе хаотические комплексы, обнажаются в пределах этой зоны среди полей верхнемеловых–палеогеновых вулканитов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Они смяты в крутые изоклиналильные складки северо-восточного простирания, разбиты разноориентированными и разнотипными разломами на блоки и пластины, что весьма затрудняет расшифровку внутренней структуры зоны и этапов ее становления. Наиболее изученной частью зоны в силу вполне понятных причин является Дальнегорский рудный район (ДРР), который, правда, территориально заходит и в пределы смежной Павловско-Большеуссуркинской СФЗ. Поскольку именно в пределах Дальнегорского РР в последние годы получены новые данные по строению и распространению хаотических образований, то в этом разделе ему будет уделено особое внимание. В пределах рудного района были выделены следующие структурные элементы (Юшманов, 1986; Михайлов и др., 1987): автохтон, параавтохтон, олистостромовый комплекс, аллохтон, нижний и верхний неавтохтон и корневые зоны (рис.2).

Автохтонный комплекс сложен готерив-альбскими отложениями восточной части Павловско-Большеуссуркинской зоны, на которые в раннемеловую эпоху были надвинуты отложения Прибрежной зоны по системе разрывов, составляющих зону одноименного разлома (Геология СССР, 1969; Юшманов, 1985). Для разреза автохтона в целом характерно флишевое строение выделяемых здесь свит, разделенных олистостромовыми образованиями. Согласно региональной схеме меловых отложений Сихотэ-Алинской складчатой области, в разрезе готерив-альбских флишевых образований в верховьях р.Рудной выделяются меандровская и кемская свиты (Решения ..., 1982). Ниже приводится описание разреза этих свит.

В обнажениях р.Рудной (выше и ниже устья кл.Березового) по вещественному составу и литологии в меандровской свите выделяются четыре пачки.

Первая на 90% сложена песчаниками:

1. Флишевое переслаивание алевролитов и песчаников	22 м
2. Песчаники слюдяные коричневато-серые с редкими прослоями алевролитов (10–15%). Внутри пластов песчаников видна градиционная слоистость	40 м
3. Флишевое переслаивание алевролитов и песчаников (мощность прослов 3–5 см)	3 м
4. То же, что в слое 2	2 м
5. Песчаники средне-крупнозернистые, слюдяные	40 м
6. Флишевое переслаивание алевролитов и песчаников (согласно	

П.В.Маркевичу (1970), в строении ритмов песчаного флиша в нижней части принимают участие грубозернистые песчаники с примесью гравия, которые выше по разрезу сменяются песчаниками средне-мелкозернистыми с горизонтальной слоистостью, затем слой мелкозернистых песчаников с волнистой слоистостью, косыми сериями, складочками оползания и волновой рябью. Завершают ритм аргиллиты. На нижних поверхностях песчаного слоя цикли-

тов слепки борозд размыва, ходы илоедов, иероглифы и т.д.	112 м
7. Алевролито-песчаниковый флиш. Циклиты мощностью 3-4 м.	25 м
8. То же, что в слое 6	45 м
9. Перерыв в наблюдениях	60 м
10. Песчаники крупнозернистые со слюдой	20 м
11. Алевролито-песчанистый флиш с циклитами мощностью 0,2-1,0 м, 90% объема которых сложены песчаниками	19 м
Общая мощность пачки	421 м

Вторая пачка согласно налегает на первую. Она сложена песчано-алевритовым флишем. Разрез пачки по обнажениям в русле руч. Березового выглядит следующим образом:

1. Песчаники аркозовые серые в частом переслаивании с алевролитами. Мощность прослоев 5-40 см. В песчаниках видна градационная слоистость, горизонтальная, реже косая	34 м
2. Перерыв в наблюдениях	7 м
3. Неравномерное переслаивание песчаников (1,5-2,5 м) и алевролитов (5-15 см)	11 м
4. То же, что и в слое 1	8 м
5. То же, что и в слое 3	26 м
6. То же, что и в слое 1	9 м
7. Перерыв в наблюдениях	20 м
8. Песчаники массивные в прослоях мощностью 0,7-1,5 м. В верхних частях песчаники мелко- и тонкозернистые, слойчатые. Мощность прослоев уменьшается до 20-30 см	30 м
9. Ритмичное переслаивание песчаников и алевролитов (мощность пластов 10-40 см). Песчаники средне-тонкозернистые, слойчатые, постепенно сменяющиеся алевролитами темно-серыми, массивными	66 м
10. Песчаники аркозовые темно-серые, массивные	10 м
11. Перерыв в наблюдениях	8 м
12. Переслаивание песчаников и алевролитов. Песчаники аркозовые темно-серые, с градационной слоистостью, переходящие постепенно к алевролитам. Мощность пластов песчаников 15-30 см, алевролитов - 30-40 см	21 м

Третья и четвертая пачки неразделенные, согласно перекрывают вторую пачку и сложены неравномерным крупноциклитовым алевролито-песчаниковым флишем, который обнажается по р. Рудной ниже устья кл. Березового:

1. Песчаники, переслаивающиеся с алевролитами. Мощность пластов песчаника 3-4 м, алевролитов - 30 см. Песчаники полимиктовые крупнозернистые, массивные	38 м
2. Переслаивание песчаников (до 3 м) и алевролитов (0,5-40 см). В песчаниках слойки растительного детрита и обуглившейся древесины (стебли). Алевролиты давленные, расщепленные	99 м
3. Песчаники крупнозернистые, буровато-серые, массивные	7 м
4. Переслаивание песчаников (2-3 м) и алевролитов (20-30 см). В подошве слоев песчаники крупнозернистые тонкослойчатые. Слойки (1-2 мм) сложены растительным детритом, слюдой, алевролитовым материалом. В подошве пластов песчаника слойчатость горизонтальная, а в кровле - линзовидная и косая. На нижней поверхности пластов песчаника видны иероглифы и слепки волновой ряби	37 м

5. Прослойки песчаников мощностью 5-6 м, остальные то же, что и в слое 4	35 м
6. Неравномерное переслаивание песчаников (от 25 см до 2 м) и алевролитов (30-70 см)	69 м
7. Песчаники в прослоях мощностью от 0,7 до 5 м, завершаемых алевролитами мощностью от 0,2 до 2,0 м. Песчаники бурые, серые, крупнозернистые, с уменьшением зернистости до средне- и мелкозернистой под алевролитами. Здесь обычны пачки слойчатых песчаников от 0,3 до 0,6 м. Слойки (1-3 мм) сложены обуглившимся детритом и слюдой	70 м
8. Чередование песчаников крупнозернистых, массивных иероглифами и другими подошвенными знаками с тонкослойчатыми песчаниками	140 м
9. Перерыв в наблюдениях	49 м
10. Песчаники дресвянистые	2 м
11. Перерыв в наблюдениях	41 м
12. Песчаники в пластах мощностью от 1,5 до 3,0 м с прослоями алевролитов - от 20 до 40 см в кровле пластов	14 м
13. Частая перемежаемость песчаников с хорошо выраженной градиационной слоистостью мощностью от 20-40 см до 1 м. В основании прослоев - гравелиты полимиктового состава с единичными гальками кремней (до 3 см). К кровле песчаники становятся тонкозернистыми, с постепенным переходом в алевролиты темно-серые тонкослоистые и массивные	19 м
14. Песчаники массивные грубо-крупнозернистые, завершаемые алевролитами мощностью до 40 см	20 м
15. Песчаники крупнозернистые, массивные. В верхней части слойчатые (0,4 м), переходящие в алевролит (0,6 м)	5 м
16. То же, что и в слое 15	2 м
17. Чередование песчаниковых циклитов мощностью 1-3 м	49 м
18. Песчаник массивный	15 м
19. Алевролит рассланцованный	5 м
20. Чередование песчаниковых циклитов мощностью 2-9 м трехчленного строения: песчаник массивный - песчаник слойчатый - алевролит	25 м
21. Песчаниковый циклит, венчаемый алевролитом (0,7 м) с прослоями песчаников (3-7 см). Песчаник основного пласта массивный	10 м
22. Чередование циклитов (0,35-1,65 м) с резкоизменчивым соотношением компонентов: преобладает то песчаник, то алевролит	4,5 м
23. Чередование обычно построенных преимущественно песчаниковых циклитов мощностью 1-2 м	35,5 м
24. Чередование песчаниковых циклитов мощностью до 10 м	46 м
25. Перерыв в наблюдениях	26 м
26. То же, что и в слое 24	60 м
27. Перерыв в наблюдениях	138 м
28. Чередование преимущественно песчаниковых циклитов мощностью 1,5-2,0 м	23 м
29. Чередование циклитов с резко сокращенной мощностью 0,15-0,2 м	21 м
Общая мощность	1174 м

Разрез третьей-четвертой пачек близок по строению и литологическому составу разрезу первой пачки, следовательно, можно говорить о единообразии облика свиты в целом. Суммарная мощность меандровской свиты составляет 1843.

Возраст свиты установлен по фауне, обнаруженной В.А.Сапожниковым в алевролитах второй пачки по руч.Березовому, в 1 км выше его устья собраны: *Sealbellum* sp., *Pentaorinidae*, *Inoceramus* (?) sp., *Nucula* sp. (определения С.И.Неволиной), а В.П.Коноваловым обнаружены и определены: *Inoceramus colonicus* Anders, *Sealpellum* sp., что позволило ему датировать возраст вмещающих фауну отложений в пределах верхнего готерив - баррема.

Кемская свита представлена чередованием пачек алевролито-песчаникового флиша, близкого по строению и составу меандровской свите, и характеризуется преобладанием алевролитов над песчаниками. В составе выделяются шесть пачек.

Первая пачка сложена олистостромовыми образованиями, которые согласно налегают на породы меандровской свиты. Эти отложения П.В.Маркевич (1970) впервые отнес к подводнооползневым брекчиям, а ранее Ю.С.Липкин относил их к тектонитам. Олистостром представляет собой сложное по составу гетерогенное образование - хаотическое смещение различных пород. В олистостроме выделяются два компонента: цементирующая тектонизированная алевролитовая и алевропесчаная порода - матрикс и обломочный материал (глыбы, олистолиты, валуны, гальки). В обломках преобладают дресвяники, песчаники, кремни, реже диабазы и известняки размером от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров. В глыбах кремней Л.М.Олейник обнаружены и определены юрские радиолярии. Мощность пачки составляет 210 м.

Вторая пачка залегает непосредственно на олистостроме. Она сложена алевролито-песчаным флишем, который по структурно-текстурным особенностям и литологически сходен с флишем меандровской свиты. В верхних частях разреза наблюдается смена алевролито-песчаного флиша на песчанико-алевролитовый флиш с заметным преобладанием алевролитового элемента. Мощность ее 410 м.

Третья пачка сложена песчанистыми алевролитами с редкими прослоями песчаников - дресвяников, сменяющихся по простиранию песчаниками с прослоями алевролитов. Песчаники главным образом мелкозернистые, а в основании ритмов - среднезернистые, с редкой примесью мелкого гравия. Мощность ее колеблется от 360 м до 470 м.

Четвертая пачка представлена алевролито-песчаниковым флишем с редкими прослоями алевролитов. В подошве пластов песчаники среднезернистые, массивные, редко горизонтальнослоистые. В кровле пластов зернистость в песчаниках уменьшается и они постепенно становятся алевролитовыми. Ее мощность также изменчива - от 75 м до 300 м.

Пятая пачка сложена алевролитами массивными черными с редкими будинированными прослоями и линзами тонкослоистых песчаников (10%), единичными слоями (7-18 м) массивных тонкозернистых песчаников. В средней части разреза в алевролитах отмечается "плавающая" галька кремнистых пород в слое мощностью около 4 м. Алевролиты согласно перекрывают алевролито-песчаниковый флиш четвертой пачки. Мощность ее 100-370 м.

Шестая пачка венчает разрез нижнемеловых отложений. Характерной особенностью пачки является присутствие мелкогалечных конгломератов, гравелитов, переслаивающихся с буровато-серыми средне-крупнозернистыми, не-

равномерно-зернистыми песчаниками и темно-серыми алевритами общей мощностью 63 м.

Возраст свиты определяется по положению ее в разрезе выше слоев с готерив-барремской фауной и по находкам в бассейне руч. Сенного (в отложениях третьей пачки) фауны двустворок и аммонитов: *Aucellina (?) ex. graptiensis* Pomp., *Pleuromya sp. indet.*, и др. баррем-альбского, вероятнее всего альбского, возраста (заключение В.П. Коновалова).

Суммарная мощность автохтонных отложений по р. Рудной и руч. Березовому составляет около 3 км. Они смяты в складки северо-восточного простирания (СВ 30-40°). Наряду с симметричными изоклинальными складками отмечаются асимметричные складки с крутым падением северо-западных крыльев (60-80°) и пологим падением юго-восточных (30-50°). Осевые поверхности асимметричных складок наклонены на юго-восток.

В Восточно-Кавалеровском районе (рис. 17) автохтонные нижнемеловые отложения, относимые к таухинской свите, по данным А.И. Бураго, состоят из двух пачек: нижней — существенно песчаной и верхней — представляющей

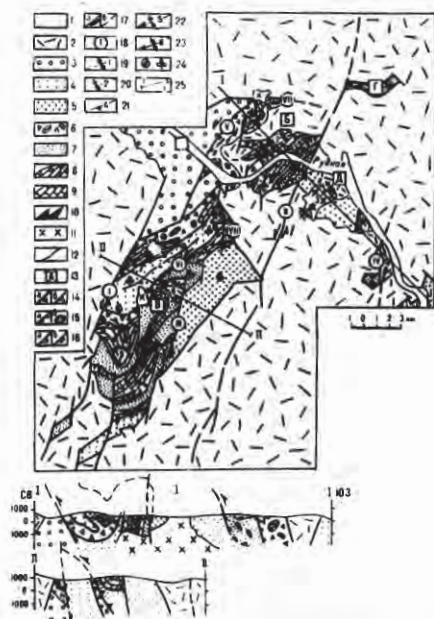


Рис. 17. Геолого-структурная схема центральной части Дальнегорского рудного района: 1-9 — разновозрастные образования (1 — четвертичные, 2 — верхнемеловые-палеогеновые вулканогенные и вулканогенно-осадочные, комагматические с ними интрузии; 3-6 — нижнемеловые терригенные: 3 — готерив-альбские, 4-6 — берриас-валанжинские; 4 — преимущественно алевриты, 5 — алевриты с прослоями песчаников, 6 — олигоценостромовые; 7-8 — триас-нижнемеловые: 7 — терригенные, 8 — кремнистые; 9 — триасовые известняки); 10, 11 — магматические породы: 10 — домеловые диабазы (спилиты), 11 — верхнемеловые гранодиориты; 12 — границы стратиграфические и интрузивные; 13 — тектонические блоки (буквы на схеме: А — Краснореченский, Б — Дальнегорский, В — Высокогорский, Г — Горбушинский, Д — Садовый); 14 — 18 —

тектонические разрывы: 14 — границы раннемеловых конседиментационных тектонических покровов (а — нижнего аллохтона, б — верхнего аллохтона), 15 — границы частных конседиментационных тектонических чешуй (а) и покровов (б), 16 — ранне-позднемеловые взбросы первого (а) и второго (б) порядка, трансформированные в позднемеловую эпоху — палеогеновый период в левые сдвиги, 17 — сдвигосбросы: установленные (а) и предполагаемые (б), 18 — разломы: 1 — Высокогорский, П — Горбушинский, Ш — Гродецкий, У — Садовый, У — Неждановский, У1 — Кавалеровский, УП — Пешерный, УШ — Тигровый; 19, 20 — раннемеловые шарьяжные складки: 19 — антиформы (1 — Центральная), 20 — синформы (2 — Центральная, 3 — 27-го Ключа); 21-23 — позднемеловые послескладчатые моноклинали и приразломные складки с крутопогружающимися шарнирами (аксоноклиналями): 21 — моноклипа-

ли (4 - Высокогорская), 22 - антиформа (5 - Ясенская), 23 - синформа (6 - Скалистая); 24 - точки сборов нижнемеловой (берриас-валанжинской) фауны и флоры; 25 - линии геологических разрезов

собой флишевое переслаивание песчаников и алевролитов, среди которых появляются "прослои" и линзы глинистых кремней, кремнистых алевролитов и различных туфогенно-кремнистых пород. По литологическому составу они сходны с отложениями меандровской и кемской свит. Этому не противоречит недавняя находка Г.А.Тарасовым в отложениях кемской свиты (на водораздельном мыске между р.Рудной и кл.Сенным) отпечатка аммонита *Neocomites* (определение Э.А.Доруховской), который датирует возраст вмещающих пород берриас-валанжином. Здесь же в алевролитах В.С.Маркевич определила палинокомплекс. Следовательно, возраст автохтонных отложений в настоящее время еще остается спорным. В бассейне рек Рудной и Березовой их мощность составляет 3-4 км.

Паравтохтонный комплекс Прибрежной зоны сложен "немой" флишеидной толщей, которая обнажается в блоках, где занимает различное структурное положение. Например, в Дальнегорском блоке она обнажается в ядре Центральной антиформы (рис.17). Крылья антиформы сложены меланжированным

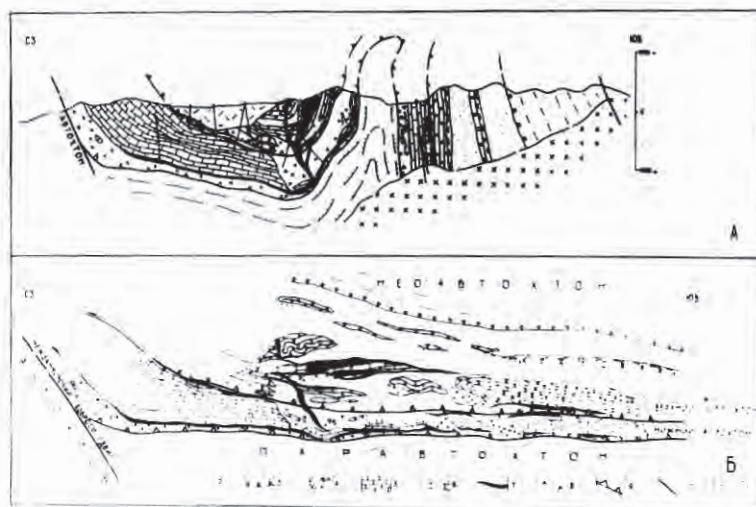


Рис.18. Геологический разрез по линии 1-1 (А - современная шарьяжно-складчатая структура, Б - палинпластическая реконструкция доскладчатого положения покровно-шарьяжных структур): 1-6 - отложения: 1 - верхнемеловые-палеогеновые вулканогенные, 2-4 - нижнемеловые берриас-валанжинские терригенные: 2 - "немая" толща, 3 - таухинская толща, 4 - олистостромовый комплекс тетюхинской толщи, 5 - покровы триасовых известняков, 6 - нерасчлененные триас-нижнемеловые кремнисто-терригенные поро-

ды горбушинской толщи; 7,8 – магматические породы; 7 – домеловые диабазы (спилиты), 8 – верхнемеловые гранодиориты; 9 – границы главных конседиментационных тектонических покровов; 10 – разрывы; 11 – буровые скважины поверхностные и подземные

олисторомовым комплексом (рис.18). Предполагается, что флишoidная толща имеет тектонический контакт по Нежданковскому разлому с готерив-альбскими автохтонными отложениями Павловско-Большееуссуркинской СФЗ. Эта "немая" толща флишoidного переслаивания Ю.Т.Гурулевым помещалась в основании тетюхинской свиты (T_{1-2}). В ядре Центральной антиформы в алевролитах обнаружены споры *Gleicheniadae lactus* (Bolch), *G. senonicus* Roux и др. (определения В.С.Маркевич), которые позволяют предположить, что накопление флишoidных осадков происходило в раннем меду. Однако здесь же собран палинокмлекс, близкий к триасовому, что – по-видимому, свидетельствует о чешуйчатом строении паравтохтонных отложений. Паравтохтон перекрывают олисторомовые образования (нижняя подсвита бывшей тетюхинской свиты), в которых В.И.Теребило собраны отпечатки флоры *Ptilophyllum* cf. *baicalae* Krassilov, характерной для берриас-алтских отложений (заключение В.А.Красилова). Эта флора определяет верхнюю возрастную границу "немых" флишoidов. Мощность флишoidов составляет 800–1000 м. К юго-западу они перекрыты вулканитами и обнажаются в Высокогорском блоке, где слагают одноименную моноклинали, которая круто погружается к юго-востоку (рис.17, разрез П–П). Здесь терригенные породы паравтохтона тектонически перекрывают отложения олисторомового комплекса и, в свою очередь, тектонически перекрыты отложениями верхнего палеозоя, или олисторомового комплекса. На основании находок нижней юрской фауны и флоры, а также по литологическому сходству "немая" флишoidная толща А.Н.Калягиным в верховьях р.Кривой (Высокогорский блок) относилась к таухинской свите. Считалось, что свита имеет "циклическое" строение и слагает ядро синклинали. Детальные структурные наблюдения привели к выводу о моноклиналино-чешуйчатом строении паравтохтона. Даже на небольших интервалах устанавливается неоднократное повторение отдельных частей его разреза. Здесь в пачках ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов наблюдаются опрокинутые на север-северо-запад складки с признаками послонных срывов. Мощность пакета тектонических чешуй, слагающих паравтохтон, в районе колеблется от 770 до 1800 м.

В чешуях в верховьях рек Кривой и Высокогорской по возрастному и литологическому признакам выделяются три пачки:

1. Нижняя пачка представлена неравномерно переслаивающимися алевролитами и песчаниками. В ее составе преобладают алевролиты темно-серые, массивные. Песчаники мелко- и среднезернистые, зеленовато-серые. Мощность отдельных прослоев обычно не превышает 0,5–2 м, реже – 4 м. Флора *Comopteris* cf. *bureijensis* (Zal.), *Cladophlebis* cf. *exiliformis* Oishi, *Nilssonia* cf. *schaumburgensis* (Dunk) Nath (определение С.А.Шороховой) и фауна *Neocomites* sp., *Neocomitidae*, *Varriamussium* sp. (определение В.П.Коновалова), характеризуют возраст вмещающих отложений как берриас-валанжин 110–400 м

2. Средняя пачка – существенно алевролитовая, с линзами гравелито-брекчий и обломками кремней, яшм (содержащих триасовые конодонты и юрские радиоларии), песчаников, редко – известняков. В гравелито-брекчиях собраны брахиоподы и рихонелии, которые, по мнению В.П.Коновалова, датируют возраст вмещающих отложений поздней юрой – валанжином. 200–260 м

3. Верхняя пачка сложена преимущественно песчаниками с редкими прослоями алевролитов. В алевролитах встречаются линзы гравелитов с галькой кремней и песчаников. По фауне *Parkinsonid* (?), *Holites* (?), *Phynchonellidae* (определения Г.Я.Крымгольц и Н.П.Лупповой) датируется средней юрой – ранним мелом, а по *Aucella cf. fisheriana* Orb. и др. (определение В.П.Коновалова) – валанжином 65–147 м

Общая мощность 315–807 м

По совокупности находок фауны и флоры возраст флишовой толщи соответствует берриас – валанжину.

В терригенных отложениях паравтохтона, слагающего основание олистоstromового комплекса, отмечаются конволютные складки оползания и конседиментационные микросбросы. Во флишоиде частично развит будинаж с явными признаками послонных движений, при котором слои песчаников разорваны и обвальцованы рассланцованными алевролитами.

Олистоstromовый комплекс. В Дальнегорском рудном районе он хорошо обнажен в долине р.Рудной, откуда прослеживается перед фронтом тектонических покровов на всем их протяжении в виде нескольких полос северо-восточного простирания (рис.17). Комплекс состоит из "частных" олистоstromов и терригенных отложений, находящихся во флишовой переслаивании. Мощность отдельных глыбово-брекчиевых горизонтов непостоянна и может достигать десятков и сотен метров, мощность же всего комплекса олистоstromовых отложений составляет 210–1100 м; прослеживается он на десятки и сотни километров. В целом для олистоstromов характерно хаотическое распределение кластического материала. Обломки представлены преимущественно триасовыми известняками, триас-юрскими кремнями и радиоляритами, нижнемеловыми дресвянистыми песчаниками, диабазами и серпентинизированными спилитами, которые, как правило, слагают вышележащие покровы. В большинстве случаев обломки остроугольные, без признаков окатанности. Реже встречаются хорошо окатанные валуны песчаников, порфировидных гранитов⁵ и галька кремней, песчаников. Размер обломков варьирует от сантиметров до десятков и сотен метров в поперечнике, иногда встречаются пластины – покровы до первых километров в длину. Олистоstromовые отложения являются вмещающими по отношению к некоторым крупным аллохтонным пластинам триасовых известняков, вблизи которых основная масса обломочного материала представлена карбонатными разновидностями пород, главным образом известняками. По мере удаления от покровов известняков в брекчии увеличивается количество кремнистых пород, песчаников. То, что в некоторых случаях принималось за фашиальную изменчивость, представляет собой границу отторженцев, глыб, особенно, когда переход осуществляется через брекчии (рис.19). В верхней части олистоstromового комплекса, подстилающая покровы известняков, встречаются туфогенные породы и полимиктовые брекчии со спилитовым заполнителем. Спилиты местами проникли в трещины подстилающих пород, слабые изменения которых выражаются в приобретении ими вишневого оттенка в зоне от первых до десятков сантиметров. Покровы известняков не несут контактовых изменений. В спилитах заключены обломки и валуны известняков, кремней, песчаников, алевролитов и брекчий. В большинстве случаев пластообразные тела спилитов и диабазов дислоцированы совместно со слоистыми толщами.

⁵ Обнаружены в глыбовой толще, обнажающейся в выемке дороги на Пионерское месторождение (в приустьевой части кл.Зазулинского, правого притока р.Рудной)

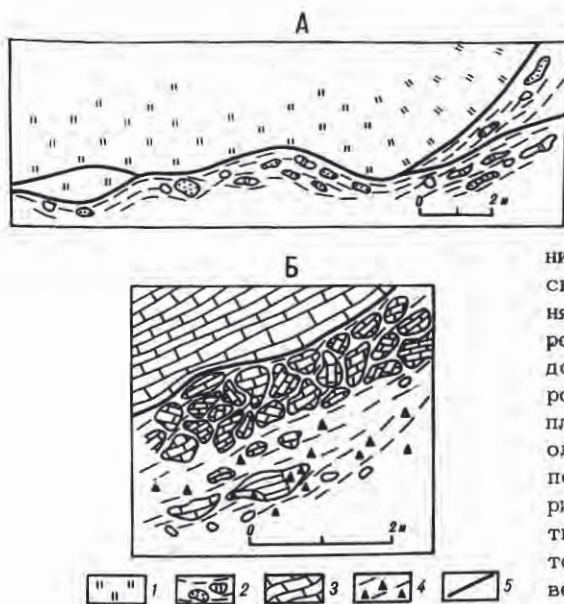


Рис.19. Характер нижней границы аллохтонных ниже-мезозойских кремнистых пород и известняков в нижнемеловом олистостромовом комплексе (А – на Садовом рудном поле, Б – на Втором Советском руднике): 1 – пластины кремнистых пород, 2 – олистолиты кремнистых пород, песчаников в алевролитовом матриксе; 3 – пластины и олистолиты известняков; 4 – полимиктовая брекчия с обломками известняков, песчаников в алевролитовом матриксе; 5 – тектонические срывы

На северном склоне горы Сахарной в опорном разрезе олистостромового комплекса (бывшей тетюхинской свиты) в дресвянистых песчаниках Ю.П.Юшмановым найден отпечаток флоры *Jinkgoites* sp., *Otosamites* (?), возраст которой не установлен (заключение С.А.Шороховой). Здесь же в повторных сборах определены *Nilssonia densinerris* (Fout) Berry, *Otosamites klapseinii* и др., указывающие на неокомский возраст вмещающих отложений. В несортированных дресвянистых песчаниках, состоящих из обломков полимиктового состава, в обломках кремней и кремнистых алевролитов, О.Л.Смирновой обнаружены средне- и позднеюрские радиолярии: *Tricolocapsa plikarum* Matsuoka, *T.tetragona* Yao, *Stylocapsa* sp. indet., *Mirifusus* sp., *Spougocapsulidae* gen.indet., *Parvicingula cf.altissima* (Püst) и др., (определения Л.М.Олейник, Л.Б.Тихомировой). Эти песчаники по составу и внешнему облику неотличимы от песчаников горбушинской серии, слагающей верхний аллохтон, отторженцами которого, вероятно, они являются. Подтверждением служат находки В.П.Парняковым на водоразделе ручьев Малинового и Пологого, притоков руч.Больничного (бассейн р.Нежданки), в песчанисто-алевролитовом матриксе, цементирующем крупные блоки нижнемезозойских известняков, валанжинских аммонитов *Thurmunicerat* sp. of., *T.jenkinsi* (Anderson) (определения Э.А.Доруховской).

В восточной части Прибрежной зоны (в нижнем течении р.Рудной) микститы типа олистостромов сложены конгломератами и конгломерато-брекчиями, гравелитами и песчаниками, в меньшей мере – алевролитами. В глыбах известняков установлена как триасовая, так и позднепермская микрофауна, пластины кремней содержат триасовые и позднеюрские радиолярии. В алевролитовом цементе брекчий собраны *Aucella* sp., *Neocomites* sp., *Nilssonia* sp. и др., которые свидетельствуют о берриас-валанжинском возрасте отложений. Аналогичные отложения развиты в Кавалеровском районе на правобережье р.Устиновки. Здесь в отложениях, относимых к позднему триасу, наряду с нижнемезозойскими были встречены также глыбы верхнепалеозойских извест-

няков (Бураго, 1969), а в песчаниках (в бассейне кл.Песчаного) (по данным А.И.Бураго) обнаружена нижнемеловая флора, что свидетельствует об олисто-стромовой природе этих отложений и аллохтонном залегании глыб известняков. Размер глыб до 70 м в длину и до 50 м в ширину. Они подстилаются спилитами мощностью от 1 до 20 м. Отмечается притыкание слоев алевролитов к поверхности экзотических глыб известняков под разными углами. Таким образом, анализ ископаемой фауны в алевролитовом цементе глыбовых толщ свидетельствует об их берриас-валанжинском возрасте. Остатки аммонита рода *Turmnuniceras* sp. также не исключают валанжинский возраст олисто-стромового комплекса Прибрежной СФЗ.

Нижний аллохтон. В нижнемеловых олистостромовых образованиях постели заключены хорошо выделяющиеся в рельефе хаотически расположенные массивы-клиппены триасовых, а в некоторых случаях верхнепермских известняков, которые образуют останцы тектонических покровов (рис.17). Наиболее крупные пластины-покровы расположены в северо-западной части Прибрежной СФЗ, вдоль одноименного разлома и протягиваются из верховьев рек Кривой и Нежданки в бассейн руч.Тигрового, где перекрываются верхнемеловыми вулканитами, и появляются лишь в эрозионно-тектонических окнах в районе Верхнего рудника и Горбушинского блока. В Кавалеровском районе останцы триасовых известняков обнажаются на левобережье р.Высокогорской, а также в Устиновской гряде клиппенов. По направлению к побережью Японского моря в блоках прослеживается еще несколько полос олистостромов, но покровы известняков здесь небольшого размера, за исключением покровных пластин в районе горы Горбуши. Размеры покровов колеблются в широких пределах. Их протяженность по простиранию достигает 4-5 км при максимальной мощности 790 м. По падению они прослежены бурением до 1-3 км, где установлено их быстрое выклинивание. Покровы известняков, например Второго Советского и Верхнего рудников, не представляют собой единого массива, а состоят из нескольких тектонических пластин, разделенных терригенным песчано-алевролитовым материалом или олистостромовыми образованиями.

Стратиграфии карбонатных пород зоны посвящены многочисленные публикации Л.Д.Кипарисовой (1972), А.С.Моисеева (1951), И.В.Бурия, Н.К.Жарниковой (1981, 1984, 1985) и других исследователей. До недавнего времени считалось, что известняки Дальнегорского района разновозрастны. Они охарактеризованы своеобразной фауной *Megalodon cf. complaratus*, *Holobia dilatata* Kittl., *Pecten subdivisus* Bit. и др. На основании многочисленной фауны, собранной из известняков, возраст вмещающих слоев определен как раннекарнийский. Однако И.В.Бурий и Н.К.Жарникова (1986) на основании находок фауны двустворчатых моллюсков и конодонтов установили, что известняки разновозрастные - от анизийского до норийского яруса триаса включительно. Происхождение известняков не совсем ясно, однако большинство исследователей считают их рифогенными. Среди них, по данным Е.В.Краснова и соавторов (1984), в большей мере встречаются пелитоморфные тонкозернистые (микривые) известняки, в меньшей - солитовые и пизолитовые. На выветренной поверхности они светло-серые, в свежем изломе часто темно-серые или даже черные, местами битуминозные. Из органических остатков часты мегалодониды - единичные экземпляры или массовые скопления в виде банок. На флангах и в подошве покровов встречаются брекчиевидные известняки.

Из-за плохой обнаженности внутренняя структура известняков изучена недостаточно. Относительно хорошо обнажен покров Верхнего рудника, где пройдены многочисленные горные выработки. В.С.Булыго считал, что известняки здесь слагают ядро антиклинальной складки, которая выделяется по фрагментарным элементам слоистости в известняках. Слоистость обусловлена чередо-

ванием тонкозернистых известняков, карбонатных песчаников, дресвятников, пелитоморфных известняков и карбонатных алевролитов. Среди слоистых известняков встречаются обломки (до 30 см) неслоистых. Ю.П.Юшмановым установлено, что покров представляет собой опрокинутую на северо-запад складку-чешую. Шарнир складки субгоризонтальный и простирается по азимуту северо-восток $30-40^{\circ}$. Он совпадает с ориентировкой шарниров мелких складок, которые приурочены к фронтальной части покрова. Здесь же наблюдается чередование разлинзованных известняков с кремнями, которые представляют собой структуру будинаж. А.И.Бураго подобные соотношения были ранее задокументированы в кл.Карнийском. На одновременное образование части кремневых и карбонатных пород указывают также недавние находки Г.И.Бурий (1984) триасовых конолотов *Epigondolella abneptis* (Huckriede), *E.postera* (Kozur et Mostler), которые, по ее мнению, общие для кремнистых отложений горбушинской серии и рифогенных известняков.

По данным бурения, большинство аллохтонов в современной структуре Прибрежной зоны занимает крутонаклонное положение. Контакты, как правило, осложнены поздними тектоническими срывами. Например, клиппы известняков гор Сахарной и Больничной нарушаются сколами встречного падения. Во вмещающих нижнемеловых терригенных породах наблюдаются многочисленные надвиги и взбросы, которые переходят в послойные срывы. На поверхности сместителей наблюдается вертикальная тектоническая штриховка. Разрывы север-северо-восточного простираения на удалении от покровов пологие ($20-45^{\circ}$), а вблизи крутые ($70-80^{\circ}$). К сколам приурочены складки послойного срыва. Складки около аллохтонов веерообразно опрокинуты на северо-запад и юго-восток. Они образовались, очевидно, при расплющивании вертикально стоящих толщ в условиях тангенциального сжатия, при котором клиновидные тектонические блоки известняков были выжаты из вмещающих терригенных пород. При давлении, вероятно, в известняках образовались стилолитовые швы, как правило, параллельные контактам покровов.

Верхний аллохтон представляет собой сложно построенный пакет тектонических пластин, залегающих в виде гигантского тектонического покрова (мощностью около 1-2,5 км) на олистостромовом комплексе, реже - на отложениях нижнего аллохтона. Наиболее полный разрез отложений верхнего аллохтона наблюдается по р.Рудной (выше устья р.Горбуши), где пластины сложены триас-юрско-нижнемеловыми кремнисто-терригенными отложениями горбушинской серии. Средняя мощность кремнистых пород здесь около 140 м, терригенных 690 м. Как стратотип горбушинской серии рассмотрим пластину 1, в которой по возрасту и литологическим признакам выделяются три толщи: нижняя, средняя, верхняя.

Нижняя сложена в основном кремнями, радиоляритами, в меньшей мере - кремнисто-глинистыми сланцами. Здесь и далее в этой толще снизу вверх выделяются:

1. Ритмическое переслаивание зеленовато-серых стекловатых кремней (5-20 см) и кремнисто-глинистых сланцев (0,5-1 см). В них установлены остатки микрофауны от нижнего - среднего триаса до юры включительно. Конодонты: *Gondolella* sp., *Epigondolella abneptis* (Huckriede) и др. (определение С.В.Рыбалко); радиолярии: *Triassocampe cf. aumilata* Nacaseko, *Capnucosphaera mexicana* Passagno, *Pantanellium rothwelli* Passagno et Blome и др. (определение Л.М.Олейник и Л.Б.Тихомировой) . . . 100 м

2. Кремнисто-глинистые сланцы давленные, с редкими прослоями и будинаж стекловатых кремней. Кремнистые породы серые, в нижней части разреза зеленовато-серые, в верхней - серые до черных. Отмечаются редкие прослои (до 1 м), обогащенные туфогенным пепловым материалом. Остатки

скелетов радиолярий встречаются спорадически, либо образуют скопления в виде микрослойков. Среди радиолярий Л.М.Олейник и Л.Б.Тихомировой определены следующие виды: *Tricolocapsa* (?) *busiformis* Yao, *Diacouthocapsa normalis* Yao, *D.operculis* Uao, *Cougilotorax oblonga* Yao, *Dicolocapsa conformis* Matsuoка, *Stylocapsa testa* Matsuoка, *Podobursa spinosa* Ozvaldova, *Ditrabs susabvadorensis* и др. Этот комплекс радиолярий позволяет предположить ранне-позднеюрский возраст вмещающих микрофауну отложений 36 м.

Средняя толща характеризуется флишoidным переслаиванием алевролитов и песчаников. В нижней части толщи преобладают алевролиты, в верхней – песчаники. Контакты с нижней кремнистой толщей повсеместно тектонические (рис.20). Авторами наблюдался следующий разрез средней толщи:

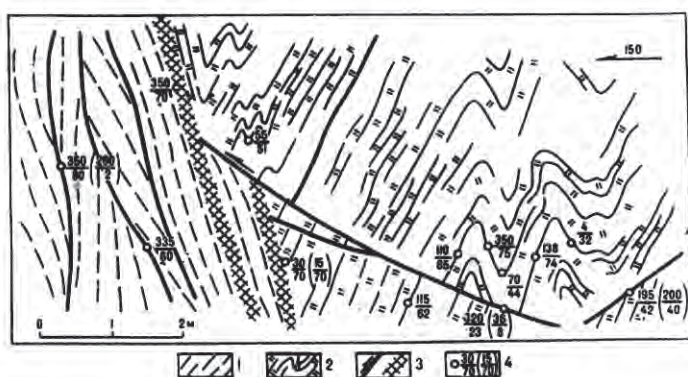


Рис.20. Тектонический контакт между нижней кремнистой и верхней алевролитовой пачками горбушинской толщи, осложненный сколовыми трещинами встречного падения. Разрез в правом борту р.Рудной в 2 км выше устья р.Горбуши:
 1 – алевролиты рассланцованные; 2 – кремни; 3 – разрывы, и зоны дробления; 4 – элементы залегания плоскостей слоистости и разрывов (в скобках азимут и угол погружения штрихов)

1. Алевролиты темно-серые, рассланцованные, с остатками позднеюрских радиолярий: *Parvicingula altissima* (Rust), *Mirifusus quadalupensis* Pessagno, *M.mediodilatata* (Rust), *Tetratrabs bulbosa* Baumgartner, *Euncyrtidium ptiatum* Redel et Sanfilippo и др. (определения Л.М.Олейник) 10 м

2. Флишoidное переслаивание алевролитов и песчаников. Мощность ритмов от нескольких сантиметров до 2 м. Песчаники средне-тонкозернистые темно-серые, массивные. В основании ритма залегают тонкозернистые песчаники, реже видна конволютная слоистость. Ритм завершается алевролитами темно-серыми, массивными. Прослой песчаников (до 20 см) часто разинзованы и будинированы 29 м.

Верхняя толща сложена песчаниками разнозернистыми, с редкими мало-мощными прослоями алевролитов. Среди средне- и грубозернистых песчаников

содержатся остроугольные неправильной формы кусочки черных, темно-серых алевролитов, кремнисто-глинистых голубоватых и зеленоватых сланцев, кремней, редко известняков и других пород. Верхний и нижний контакты толщи осложнены разрывными нарушениями 27 м.

В отложениях верхней толщи отчетливо проявляются признаки флиша: ритмичное чередование алевролитов и песчаников, отчетливая градационная слоистость, резкая нижняя граница в основании ритмов с различными подошвенными знаками. Песчаники грубозернисты или представляют собой микробрекчии с угловатыми обломками полимиктового состава. Спорадически в дресвянистых песчаниках наблюдаются маломощные прослои, линзы углефицированного растительного детрита, обломки стеблей. Среди пластов песчаника отмечаются грубые прослои, линзы с расплывчатыми границами олигомиктовых конгломератов, гравелитов с галькой кремней. Наслоение одного песчаника с градационной слоистостью на другой осуществляется через мелкозернистые песчаники.

Органических остатков по р.Рудной в отложениях верхней толщи не обнаружено, Однако в бассейне кл.Тигрового среди грубозернистых песчаников в маломощном прослое алевролитов найден отпечаток раннемелового папоротника *Alsophilites nipponensis* (Oishi) (Парняков, 1984). В этом же районе, по данным Н.К.Жарниковой, собраны остатки *Lotzignonia tauchiana* Kononov и ядро аммонита *Neocomites* sp. (определения В.И.Коновалова), которые характерны для берриас-валанжинских отложений. На основании этих находок песчаники отнесены к раннему мелу.

Общая мощность горбушинской свиты в рассмотренной пластине составляет 202 м.

Учитывая определения микрофауны в кремнистой и алевролитовой толщах, а также флоры в алевролитах и песчаниках, возраст пород, слагающих горбушинскую серию, можно условно принять как ранний триас - ранний мел. В опорном разрезе по р.Рудной установлено 4-5-кратное повторение разреза горбушинской серии, что по нашему мнению, связано с надвиганием друг на друга чешуй-пластин, которые образуют тектонические пакеты многокилометровой мощности. Эти данные раскрывают прежнее представление о циклическом строении горбушинской свиты.

Мощности пачек, слагающих тектонические пластины, варьируют в широких пределах. Например, в Высокогорском блоке пластины кремнистых пород, вовлеченные в покровы, имеют различную мощность (от нескольких метров до 1 км) и быстро выклиниваются по простиранию. В подошве некоторых кремнистых пластин присутствуют подводные лавы диабазовых порфиритов (спилитов). Предполагается, что верхний аллохтон сложен не только стратифицированными пластинами частично сохранившихся разрезов, но и отдельными глыбами, клипами нижнемезозойских кремнистых пород, которые "плавают" в нижнемеловых грубых турбидитах. Еще Б.А.Иванов отмечал, что среди турбидитовых песчаников, относимых к горбушинской свите, встречены экзотические глыбы известняков.

Внутреннее строение тектонических пластин осложнено крутонаклонными срывами, разбивающими пластины на отдельные чешуи и блоки. К надвигам приурочены наклонные, опрокинутые и лежащие складки. Надвиги и взбросы по восстанию переходят в послонные срывы, на поверхности которых отмечается поздняя сдвиговая штриховка. На водоразделе рек Рудной и Инзы впологозалегающих чешуях кремнистых пород по многочисленным мелким складкам установлено крутое падение северо-западных крыльев складок (аз.пад. 340° - 350° \angle 70° - 80°) и пологое падение юго-восточных крыльев (аз.пад. 150° - 170° \angle 20° - 50°) (рис.21, 22). Асимметричное строение складок, по-види-

тому, связано с движением тектонических пакетов, чешуй, блоков, составляющих верхний аллохтон с юго-востока на северо-запад.

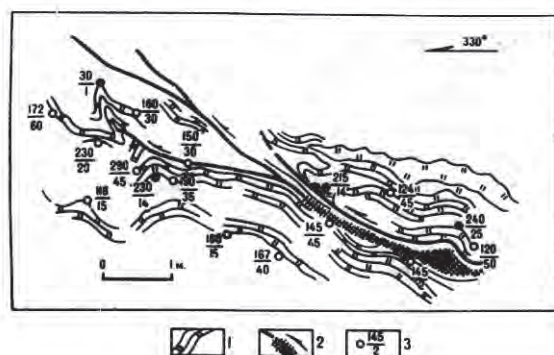


Рис.21. Надвиги и лежание складки в кремнистых породах верхнего аллохтона. Левый борт ручья пади Партизанской в 400 м выше устья: 1 - пластины кремней, 2 - зоны надвигов, 3 - азимут залегания и угол падения

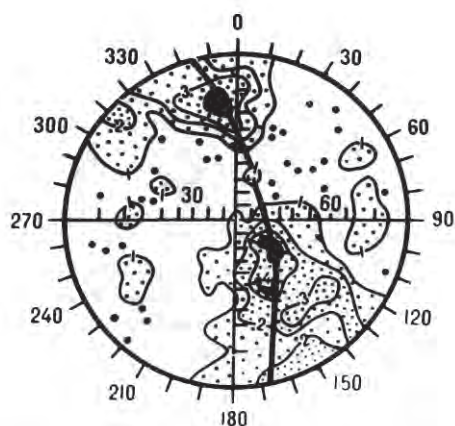


Рис.22. Суммарная диаграмма слоистости в кремнистых породах, слагающих верхний аллохтон, на водоразделе рек Рудной и Инзы в ядре Центральной синформы. 234 замера, линии проведены через 1-2-3-4%. Жирные точки - шарниры складок

Неоавтохтон сложен нижнемеловыми терригенными отложениями, которые со стратиграфическим контактом залегают на тектонически расслоенном пакете тектонических пластин горбушинской серии, слагающей верхний аллохтон. В неоавтохтоне выделяются две толщи: нижняя алевролитовая (соответствует таухинской свите) и верхняя песчаниковая (соответствует ключевой свите).

Таухинская свита в западной части Прибрежной зоны (в русле р. Рудной, в приустьевой части р. Горбуши) согласно с размывом перекрывает кремнисто-терригенные отложения горбушинской серии, а к востоку (в нижнем течении р. Рудной) она залегают на олистостроме, что, очевидно, связано с выклиниванием аллохтонов в разрезе. Свита на 50-70% сложена алевролитами. Песчаники преобладают только в средней части свиты, в нижней и верхней частях они подчинены алевролитам.

Сводный стратиграфический разрез таухинской свиты, состоящей из трех пачек, выглядит следующим образом:

нижняя пачка существенно алевролитовая. В основании пачки залегают валунные конгломераты, содержащие глыбы кремнистых пород с позднеюрскими радиоляриями: *Thecosphaera conosphaerica* (определение Л.М. Олейник). Мощность конгломератов по р. Рудной около 50 м. Конгломераты сменяются алевролитами, алевропесчаниками, которые чередуются с интервалами тонкоритмичного переслаивания песчаников и алевролитов. Алевролиты содержат примесь туфогенного материала и линзующиеся прослои (до 1 м) конгломерато-брекчий. Обломки составляют около 15-20%. Границы прослоев расплывчатые, нечеткие. В редких случаях в алевролитах наблюдаются пласты массивных песчаников мощностью 0,5-0,7 м на водоразделе руч. Тигрового и пади Попова. В.П. Парняковым собрана фауна *Buchia* (?) cf. *uncitoides* (Fowl), *Lopha* sp. indet., *Neosomites* sp., *Lytoceras* sp. (определения В.И. Коновалова) и флора *Cadophlebis ex gr. frigida* (Heer) Sew и др. (определения С.А. Шороховой), указывающие на берриас-валаанжинский возраст вмещающих отложений 110-335 м.

Средняя пачка по составу песчаниковая, либо представлена флишоидным переслаиванием песчаников (40-70%) и алевролитов (30-60%). Песчаники мелко-среднезернистые, содержат мелкую гальку кремней и обломки алевролитов. Алевролиты массивные, с рассеянной вкрапленностью псаммитового, иногда туфогенного и мелкогравелистого материала. Среди переслаивающихся алевролитов и песчаников отмечаются отторженцы (до 20 м) кремнистых пород, содержащих триасовые конодонты. В песчаниках, по данным В.А. Михайлова, в верховьях р. Кривой (водораздел р. Кривой и пади Попова) собрана нижнемеловая флора *Alsophilites nipponensis* (Oishi) Krassil. и др. (определение С.А. Шороховой) 200-335 м.

Верхняя пачка сложена алевролитами (60-90%) с редкими маломощными прослоями песчаников, полимиктовых брекчий и песчаных гравелитов. Отмечаются участки флишоидного переслаивания алевролитов и песчаников. Алевролиты серые, темно-серые, массивные и неяснослоистые, иногда песчаные. Песчаники серые, зеленовато-серые, массивные, реже слоистые. По р. Рудной у устья р. Горбуши. В.П. Парняковым собраны *Cyprina* (?) *obtusa*, *Nuculana* (?) sp., *Dentalium* (?) sp. indet., *Trigonidae* gen. et sp. indet. (определения Э.А. Доруховской), указывающие на раннемеловой возраст вмещающих отложений 457 м.

Перечисленные выше находки ископаемой фауны и флоры свидетельствуют о берриас-валаанжинском возрасте алевролитовой толщи, относимой к таухинской свите. ♀

Общая мощность свиты 767-1127 м.

В восточной части Прибрежной зоны, в бассейне рек Монастырки, Прямой и Кривой – правых притоков р.Рудной и в нижнем течении последней, сходный разрез берриас-валанжинских отложений залегает согласно на олистостромовой толще (В.П.Маркевич, 1970).

Ключевская свита завершает разрез складчатого комплекса Прибрежной зоны (Михайлов и др., 1987). Ее особенность – существенно песчанниковый состав, преобладание в разрезах массивных, неравномерно-зернистых (от мелко-среднезернистых до средне-крупнозернистых песчаников с прослоями гравелитистых) песчаников, гравелитов, мелкогалечных конгломератов. Алевролиты играют подчиненную роль, их количество увеличивается в средней части разреза, где отмечается ритмичное флишoidalное переслаивание песчаников и алевролитов. По литологическим особенностям и характеру переслаивания в составе свиты выделяются три пачки.

Нижняя пачка сложена песчаниками с прослоями гравелитистых песчаников, мелкогалечных конгломератов, реже алевролитов. Песчаники массивные, зеленовато-серые и буровато-серые, от мелко-среднезернистые до средне-крупнозернистых, по составу кремнекlastитовые и аркоз-кремнекlastитовые, с многочисленными (до 20–30%) обломками кремней.

В верховьях р.Кривой нижняя пачка перекрывает алевролиты таухинской свиты согласно со слоистостью ниже и вышележащих пород (аз.пад. $10^{\circ} < 80^{\circ}$). На правом берегу р.Прямой в основании пачки залегает 20–40-метровый слой мелкогалечных конгломератов, переходящих выше в песчаники 340 м.

Средняя пачка имеет неярко выраженный флишoidalный характер и представлена переслаивающимися алевролитами, алевропесчаниками, песчаниками, иногда ритмичного строения. Встречаются кремнистые аргиллиты.

Флишoidalные отложения средней пачки согласно перекрывают песчаники нижней пачки 360 м.

Верхняя пачка завершает разрез ключевской свиты. Она в основном сложена песчаниками с очень редкими прослоями алевролитов и алевропесчаников (5%). Песчаники аркоз-граувакковые мелкозернистые, зеленовато-серые, серые. В верховьях р.Лидовки они согласно перекрывают флишoidalные отложения средней пачки 30 м.

В верховьях р.Кривой ключевская свита охарактеризована ранневаланжинскими (по мнению В.П.Коновалова) бухиями:

Buchia bulloides Lah., *B.sokolovi* Bodyl, *B.wolossiwitschi* Sok.,
B.iflata (Toula) Lah., *B.crassicollis* Keys, *B.var.gracilis*
(Lah) Sok., *B.pacifica* Ielrtzky, *B. ex gr.visingensis* (Sok.),
B.cf.subuncitoides (Bodyl).

Общая мощность свиты 1000 м.

В юго-восточной части Прибрежной зоны вблизи побережья Японского моря расположен Ольгинский рудный район (ОРР). Взгляды на его геологическое строение остаются спорными из-за сильной тектонической нарушенности пород и отсутствия палеонтологических остатков в "немых" терригенных отложениях, вмещающих разновозрастные известняки с верхнепалеозойской фауной и кремнистые породы с мезозойскими радиоляриями. Известняки составляют Зародовскую гряду утесов, вытянутую в северо-восточном направлении. Ее протяженность около 30 км, ширина 10 км. Выходы известняков принимаются или за ядро антиклинали, которая с северо-запада оборвана надвигом (Геология СССР, 1969), или за моноклиналичную структуру (Музылев, Жамойда, 1955). Моноклираль круто погружается на юго-восток ($60-80^{\circ}$) и обнажается фрагментарно по периферии крупных интрузивных тел гранитов (Владимирский, Ширькопаднинский, Ольгинский), рвущих верхнемеловые вулканогенно-осадочные породы. Эти граниты одни исследователи (М.А.Фаворская, Е.А.Радкевич и др.) считают крупными батолитами, другие (Р.И.Соколова,

Н.С.Подгорная и др.) – пластовыми телами, которые внедрялись по пологим зонам разломов между породами различных структурных этажей. Пластовое залегание гранитов, по мнению Ф.И.Ростовского, подчеркивает их слоистая текстура (обусловленная чередованием полос различной зернистости (со “слоями”, обогащенными темновыми минералами), пологое залегание даек, линз аплитов и пегматитов, а также система пологих трещин (аз.д. $290-300^\circ < 5-30^\circ$).

Ниже приведем свою интерпретацию геологического строения левобережья р.Аввакумовки в районе горы Фудинов Камень, где при проведении буровых работ установлена глыбовая природа массива известняков данной горы (рис.24). При описании использованы первичные геологические материалы Ф.И.Ростовского и В.Б.Молодченко.

Здесь с северо-запада на юго-восток выделяется пакет тектонических пластин, который моноклинально погружается на юго-восток ($45-60^\circ$). В основании рассматриваемого разреза залегает карбонатно-кремнисто-терригенная со спилитами скалистореченская толща (рис.23, разрез 1-1). Она условно отнесена к верхнему палеозою на основании находок Б.В.Поляковым

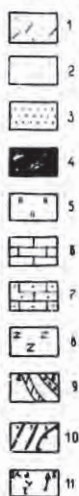
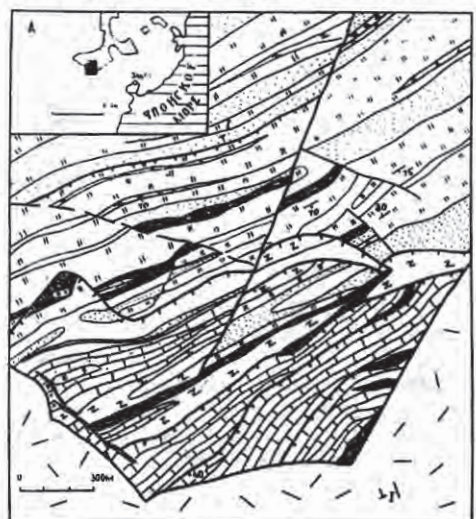


Рис.23. Геологический план и разрез района горы Фудинов Камень (по материалам Ф.И.Ростовского и В.Б.Молодченко, с изменениями и дополнениями): 1-8 – отложения: 1 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные, 2 – алевролиты, 3 – песчаники, 4 – олистостромовые, 5 – кремнистые, 6 – карбонатные (известняки), 7 – карбонатные песчаники, 8 – спилиты; 9-10 – разрывы: 9 – выполненные дайками кислого состава (а) и тектонитами (б); 10 – сбросы предполагаемые и установленные (1,2), надвиги (3); 11 – линия разреза по буровым скважинам (а,б)

нижнекаменноугольных фораминифер в гальке известняков из конгломерато-брекчий (Воробьева и др., 1978). Мощность толщи 500 м. Она согласно перекрыта нижетриасовой кремнистой толщей, сложенной преимущественно кремнистыми породами с отдельными прослоями кремнисто-глинистых сланцев и алевролитов, конгломерато-брекчий и песчаников. В основании ее повсеместно залегает глыбовый (олистостромовый) горизонт конгломерато-брекчий, гравелистых и неравномерно-зернистых песчаников.

Ф.И.Ростовский приводит следующий разрез толщ:

1. Конгломерато-брекчий и гравелиты с обломками (0,5 до 2,5 м) кремнистых пород, известняков, алевролитов, песчаников, спилитов. В глыбах известняков обнаружены нижнепермские конодонты 20 м

2. Тонкослоистые кремнистые породы с остатками радиолярий . . .130 м.
3. Алевролиты и кремнистые алевролиты с нижнетриасовыми конодон-
тами 20 м.
4. Тонкослоистые серые кремнистые породы с остатками радиолярий 60 м
Общая мощность 330 м

Возраст отложений на основании находок в ней конодонтов определен как раннетриасовый. По мнению Л.М.Олейник, комплексы радиолярий, обнаруженные в кремнистых породах, имеют юрский, либо даже позднеюрский – раннемеловой возраст и не отличаются от комплекса радиолярий горбушинской серии.

В свою очередь, кремнистая толща по надвигу перекрыта глыбовыми оли-
стостромовыми отложениями мощностью 200 м. К верхней части олистостро-
мов приурочен массив известняков горы Фудинов Камень, который представля-
ет собой останец покрова, сложенный мощной толщей (около 300 м) интен-
сивно деформированных известняков. Известняки содержат комплекс позднеде-
вовских (фаменских) фораминифер: *Parathuramina* sp. (cf. *panlis* Вук),
Irragularina sp., *Tuberinita* sp., *Bisphaera* sp., *Cribrosperoides*
sp., *Spatournegella* sp., *Quasiendothyra* cf. *communis* (Rausser) (заклю-
чение А.П.Никитиной и Б.В.Пояркова). Среди известняков преобладают массив-
ные, часто мраморизованные разности белого цвета, реже встречаются блед-
но-розовые известняки. Вдоль северо-западного склона горы Фудинов Камень,
среди массивных известняков залегает пласт (100 м) тонкослоистых извест-
няков темно-серого цвета. В подошве покрова залегают темно-серые спилиты
мощностью 100 м. В спилитах содержатся глыбы известняков – отторженцы
покрова. На юге и юго-востоке известняки круто обрываются и имеют текто-
нические контакты с туфами арзамазовской свиты. Сплошность покрова нару-
шена надвигами, имеющими юго-восточное падение под углом 40° . Они разде-
ляют известняки на отдельные чешуи. В ряде случаев диабазы и мергели прот-
рузивно вдавлены по пологим зонам разломов. Возраст олистостромовой толщи
условно считается карбоновым, поскольку содержит обломки палеозойских из-
вестняков.

Несогласно на различных толщах триаса с размывом залегает таухинская
свита. В правом борту кл.Ивановского падение контакта $330^{\circ} < 55^{\circ}$. Слои
триасовых песчаников и алевролитов имеют азпад. $150-160^{\circ} < 65-90^{\circ}$.
Отложения таухинской свиты имеют ярко выраженный флишоидный облик и
охарактеризованы флорой *Alshophylites*, *Cladophlebis*, *Nilssonia* и
фауной *Ammonoidae* Общая мощность свиты 830 м.

С размывом на таухинской свите залегает ключевская свита с валанжин-
ской фауной. Мощность свиты 2010 м.

Таким образом, тектоническая структура Ольгинского рудного района в
целом идентична структуре Дальнегорского и Восточно-Кавалеровского райо-
нов, что свидетельствует о широком развитии шарьяжей среди складчатых от-
ложений Прибрежной зоны. Как было показано, складчатое сооружение Приб-
режной зоны представляет собой нагромождение разнородных по составу и
строению шарьяжных пластин, покровов, с которыми парагенетически связаны
олистостромы. Покровы часто контактируют друг с другом по конседимента-
ционным надвигам, заключенным в нижнемеловых флишоидных толщах. В одних
случаях среди флишоидов заключен олистостромовый комплекс с аллохтонами,
в других – можно наблюдать стратиграфическое налегание неавтохтона на па-
равтохтон. Эти образования представляют собой единый тектоностратиграфи-
ческий комплекс, который выделен в мономаховскую серию (Михайлов и др.,
1987). В ней объединены разновозрастные и разнофациальные геологические
образования, имеющие как автохтонное, так и аллохтонное залегание.

Остановимся подробнее на характеристике хаотических образований и конседиментационных структур региона.

В разрезах наблюдается идентичность строения олистостромов мощностью от нескольких десятков сантиметров до первых сотен метров, они параллельны поверхности напластования вмещающих пород. Контакты горизонтов глыбовых брекчий с вмещающими нормально-осадочными породами разнообразны: неровные, волнистые и зубчатые. Блоки древних пород в подошве олистостромов вдавлены в нижележащие толщи. Однако встречаются резкие, ровные границы. При выклинивании брекчиевых горизонтов вмещающие отложения образуют непрерывный стратиграфический разрез. Внутреннее строение олистостромовых горизонтов и толщ различно. С одной стороны, в них отсутствуют признаки стратификации, обломки имеют беспорядочное расположение. С другой — наблюдается упорядоченное расположение обломков, которые уплощенными частями ориентированы в северо-восточном направлении, т.е. согласно слоям вмещающих пород. Возможно, это свидетельствует о пологом наклоне поверхности срыва, по которому уплощенные обломки и крупные тектонические покровы — пластины сползали вниз по склону. Неконсолидированные песчано-алевролитовые осадки, по-видимому, служили смазкой и облегчали скольжение покровов, за счет разрушения которых формировался обломочный материал. При большом угле склона формировались хаотические обвальное-оползневые текстуры. Положение олистостромовых горизонтов в разрезе подтверждает мнение о том, что они образовались впереди движущихся аллохтонных пластин известняков, кремней. Наблюдения над распределением брекчий вокруг небольших олистолитов иногда имеют аналогию с распределением олистостромов вокруг крупных клиппов известняков. Конседиментационная складчатость встречается во многих отложениях. Она хорошо выражена в тонкослоистом песчано-алевролитовом материале, где наблюдаются опрокинутые складки оползня или "текстуры снежного кома". Замки складок преимущественно обращены на запад, северо-запад, т.е. в сторону движения подводнооползневых масс. Эти складки наблюдаются в ограниченных пределах и иногда затрагивают несколько чередующихся слоев. Скучивание кремнистых и кремнисто-глинистых осадков в складки разных форм и размеров широко развито в тектонических пластинах верхнего аллохтона. В паравтохтонных отложениях конволютные складки оползания залегают на крыльях тектонических изоклинальных складок. Шарниры этих складок коаксиальны. Наряду с внутрипластовым скучиванием в паравтохтоне отмечаются конседиментационные микросбросы, которые свидетельствуют о неспокойной сейсмической обстановке в период гравитационного (оползневое) скольжения.

В одних случаях олистостромы не тектонизированы и сохранили свою первичную структуру, в других — столь сильно переработаны, что представляют собой тектонический меланж. Как правило, меланжированные олистостромы пространственно приурочены к зонам разломов, активизация которых произошла в позднем мелу — палеогене. Примером олистостромов, вовлеченных в меланж, могут служить обнажения в цоколе левобережья р. Рудной, развитые к северо-востоку от Первого Советского рудника. Здесь, в алевролитовом матриксе, а участками — в частично сохранившемся флише встречаются блоки, пластины, глыбы размером от нескольких сантиметров до первых сотен метров. Обломочный материал гетерогенного состава: песчаники, кремнистые породы, радиолариты, известняки, диабазы (спилиты). Все эти образования превращены в тектониты с отчетливыми следами развальцевания и тектонического течения. Дабазы, встречающиеся в виде линз и нитевидных слоев в алевролитовом матриксе, совместно с матриксом милонитизированы и содержат будинки стекловатых серпентинизированных диабазов. Вертикально стоящие

слойки смяты в микроскладочки с субвертикальной ориентировкой шарниров, что, очевидно, свидетельствует о послескладчатых послойных сдвиговых перемещениях. Это подтверждают многочисленные трещины кливажа и зеркала скольжения, развитые в тектонитах. Статистическим анализом установлено, что наряду с вертикальным широтным и север-, северо-восточным кливажем отчетливо выражен субгоризонтальный кливаж северо-западного простирания (аз.пад. $230-250^\circ \angle 30-40^\circ$). Крутопогружающиеся штрихи (аз.пад. $90^\circ \angle 60-70^\circ$) развиты на субширотных, а пологие (аз.пад. $190^\circ \angle 8-25^\circ$) - на северо-западных и субмеридиональных сколах. Перпендикулярно штрихам ориентированы шарниры скольжения, которые соответствуют средней оси эллипсоида деформаций. Следовательно, данная система кливажа и тектоническая штриховка сформированы горизонтальным сжатием, при котором по широтным сколам происходили правобоковые взброссдвиги, а по пологим северо-западным и субмеридиональным сколам - срывы в меридиональном направлении субпараллельно сжатию. Трансформация надвигов в сдвиги установлена по Нежданковскому разлому (Юшманов, 1985).

Толща, слагающая крыло разлома (аллохтон), обладает признаками вовлеченных в меланж олистостром (рис.24, 25). Анализ стойкости тер-

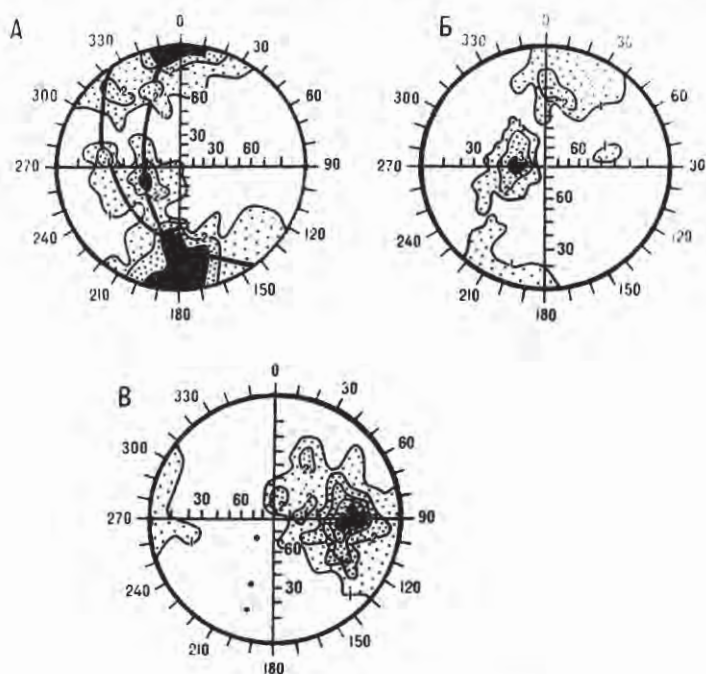


Рис.24. Диаграммы ориентировки:
 А - разрывов (448 замеров, 1-2-3%);
 Б - штрихов скольжения (450 замеров, 1-2-3%);
 В - шарниров скольжения (445 замеров, 1-2-3-4-5%) в меланжированном олистостромовом комплексе. Обнажение в цокольной террасе р.Рудной в 2,5 км выше устья р.Горбуши

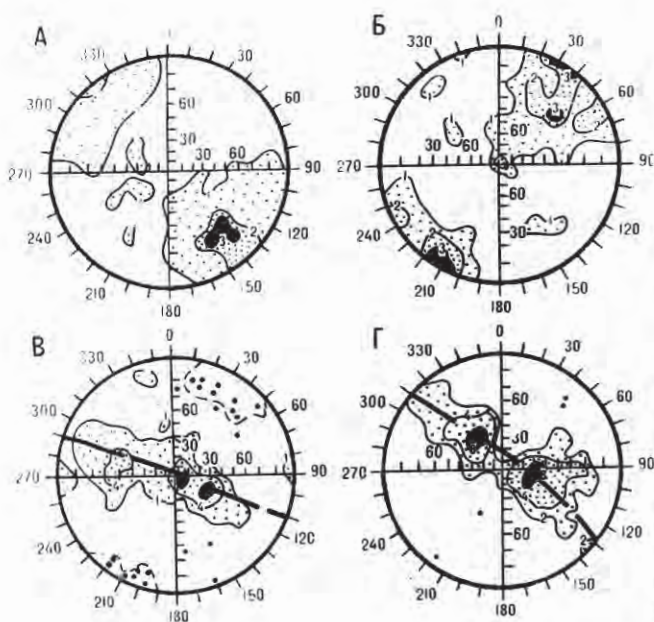


Рис.25. Сравнительные диаграммы ориентировки слоистости и шарниров складок в породах верхнего аллохтона и неавтохтона: А – суммарная диаграмма слоистости в триас-юрских кремнистых породах, слагающих конседиментационные тектонические пластины верхнего аллохтона (2955 замеров, 1-2-3%); Б – там же шарниры складок (697 замеров, 1-2-3%); В – суммарная диаграмма слоистости в аллохтонных кремнях на водоразделе р.Инзы и пади Брудеровской (176 замеров, 1-4-8%); Г – суммарная диаграмма слоистости в нижнемеловых терригенных породах, слагающих неавтохтон, в правом борту пади Партизанской (155 замеров, 2-4-8%). Жирные точки – шарниры складок

ригенных и олистостромовых образований показывает, что в кремнях, слагающих аллохтонные пластины, преобладают асимметричные складки с северо-западной вергентностью, которые отражают ранние этапы деформаций, связанных с надвиговыми движениями покровных пластин. Крылья асимметричных складок с пологонаклонными шарнирами осложнены складками с крутонаклонными шарнирами поздних этапов деформаций, связанных со сдвиговыми смещениями. В терригенных породах автохтона видно изменение простирания слоистости с северо-восточного к субмеридиональному. Это доказывает, что поздние смещения по разлому носили характер левого сдвига.

Рассмотренный фактический материал позволяет нам сделать следующие выводы.

Во-первых, олистостромы представляют собой доскладчатые подводнооползневые образования, связанные с тектоническим или тектоногравитационным скольжением покровов.

Во-вторых, для раннего мела установлено два уровня образования олистостром – берриас-валанжинский и готерив-альбский.

В третьих, наблюдаемая часто тектоническая переработка олистостром, по нашему мнению, связана со складчатыми и с послескладчатыми деформациями в условиях субмеридионального тангенциального сжатия.

В-четвертых, толщи, относимые к нижнему и верхнему аллохтону, могут поочередно или обе вместе выпадать из разреза, и тогда терригенные отложения параавтохтона и неавтохтона образуют непрерывный стратиграфический разрез.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ХАОТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Правильная оценка строения и структурной позиции хаотических комплексов, думается, имеет большое значение для целей металлогенического прогноза в пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы. К районам развития этих комплексов приурочены проявления различной минерализации.

Уссурийская и Бикинская структурно-формационная зона

Литолого-геохимические исследования рудовмещающих толщ промышленных вольфрамовых месторождений Центрального Сихотэ-Алия, выполненные под руководством автора, показали, что эти месторождения и рудопроявления размещены в толщах, представляющих собой типичную олистострому раннемелового-берриасского (?) возраста. Из таблицы и рис. 26 видно, что формационные ряды промышленных вольфрамовых узлов Приморья обладают сходством. В то же время нельзя не отметить, что отношения рудных формаций наиболее многочисленной раннемеловой группы весьма сложны.

В первом рудном узле вольфрамоносная олистострома связана постепенными переходами с подстилающим поздне триасово-юрским (?) комплексом отложений карбонатно-терригенно-кремнистого состава и с несогласием перекрывается конгломерато-песчаниково-алевролитовым комплексом, по мнению А.С. Гонохова, имеющим валанжинский возраст. Потенциально рудоносными здесь предстают и кремнисто-терригенно-вулканогенные образования, замещающие вольфрамоносную олистострому по простирацию. Обе они, по последним данным, принадлежат култухинской свите, возраст которой определен по остаткам берриасских бухий, собранных К.П. Титовым и А.С. Гоноховым в алевролитах, обнаженных в правом борту руч. Золотой Ключ (закл. В.И. Верещагина и Ю.И. Миролюбова, уточненные В.П. Коноваловым). Состоит свита в основном из песчано-глинистых, вулканогенно-осадочных пород и кремней. Важные в отношении литологического контроля вольфрамового оруденения известняки, как правило, составляют незначительную часть разреза (1%), хотя в одном из разрезов их содержание превысило 14%. Среди терригенных разностей формации существенную роль играют подводно-оползневые образования, составляющие две тесно взаимосвязанные группы: 1) конседиментационные брекчии, 2) турбидиты. Первые обогащены не только автохтонным, но и экзотическим материалом, иногда господствуют в разрезах формаций, как, например, в районе падей Первой и Второй, где их содержание превышает 45%. Детали строения олистостромовых горизонтов хорошо видны в окрестностях г. Бикин. В карьере на протяжении более 50 м вскрыты интенсивно будинированные и расслаиваемые алевропесчаники и аргиллиты серо-зеленые, кремнистые. Они содержат прослой и линзы грязно-зеленых полимиктовых песчаников. В породах постоянно присутствуют как мелкие (диаметром 1-5 см), так и крупные - размером от 0,1x0,3 до 0,2x0,7 м и округлые будины кремнистых песчаников. В матриксе часто наблюдаются следы взмучивания, контакты аргиллитов и песчаников нередко разорваны.

Рудовмещающие горизонты месторождения (рис. 27) представляют собой устойчивый парагенезис: гидротектониты - лавы основного и среднего состава - кремни-известняки. По данным П.В. Кораблинова они выглядят следующим

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ РУДОНОСНЫХ И ПОТЕНЦИАЛЬНОРУДОНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ
ПРОМЫШЛЕННЫХ ВОЛЬФРАМОВЫХ УЗЛОВ ПРИМОРЬЯ (%)

Формация	Мощность, м	П о р о д а												
		1	П	Ш	1У	У	У1	УП	УШ	1Х	Х	Х1		
Кремнисто-герригено- вулканогенная	1950	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Карбонатно-кремнисто- вулканогенно-герриген- ная (рудоносная)	2320- 4450	9,6	9,1	18,3	-	-	1,5	13,7	26,2	11,2	2,0	9,4		
<u>Второй рудный узел</u>														
Вулканогенно-герригеновая	1740	-	23,6	28,6	-	-	-	-	45,4	-	2,4	-		
Кремнисто-герригеновая	4570- 6680	-	23,8	33,1	8,9	8,0	0,2	3,7	18,1	3,8	-	0,4		
Кремнисто-вулканогенно- герригеновая	1670- 2020	-	26,5	18,1	-	2,1	-	14,6	15,1	4,7	3,9	15,0		
Вулканогенно-карбонатно- кремнисто-герригеновая (рудоносная)	1420- 3500	-	30,5	27,1	-	1,0	9,5	13,1	13,8	3,6	-	1,4		

Примечание. 1 - туфопесчанники, П - песчаники, редко - конгломераты, Ш - алевролиты, 1У - туффы, тонкослоистые, У - сланцы, У1 - известняки, УП - кремнистые породы, УШ - гидротектониты, 1Х - турбилиты, Х - базиты, Х1 - андезиты и их туфы. Прочерк - процентное соотношение пород не подсчитано.

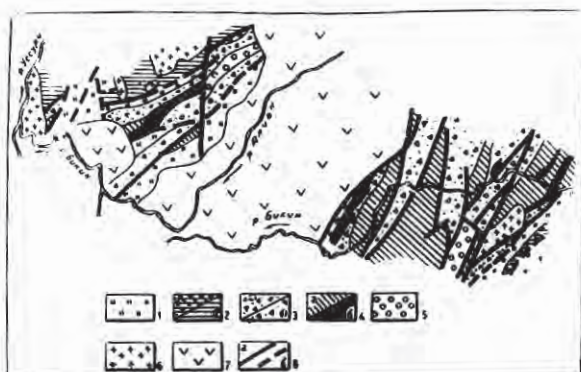


Рис.26. Вольфраморудные узлы Приморья: 1-5 - породные ассоциации: 1 - поздне триасовые (?) и поздне триасо-юрские (?) кремнистые, 2 - юрская аспидная (а) и раннемеловая (апт-альбская (?)) флишеидная (б), 3 - берриасские и берриас-валанжинские флишеидные (а - вольфрамонасная олистострома, б - ее потенциальные аналоги), 4 - берриасские (?) офиолитовые (а - покровные фации, б - субвулканические фации), 5 - валанжинские молассоидные; 6 - интрузии раннемеловых вольфрамонасных гранитоидов; 7 - вулканиты мел-палеогенового и неогенового возраста; 8 - главные разломы установленные (а) и предполагаемые (б)

образом (снизу). Горизонт вулканогенных пород и алевролитов (220 м) образован чередующимися "давленными" алевролитами (гидротектонитами), аргиллитами темно-серыми и черными, а также серыми субаркозовыми песчаниками, среди которых встречаются прослои и линзы спилитов, туфопесчаников и туфоалевролитов мощностью до 10-15 м. В алевролитах содержатся многочисленные мелкие линзовидные включения песчаников с неясными очертаниями. В спилитах размещена вольфраморудная залежь небольших размеров. В состав горизонта карбонатных и вулканогенных пород (220-300 м) входят олистостромы с алевролитовым и алевропелитовым матриксом, которые переслаиваются со спилитами, туфами основного состава, вулканогенно-осадочными породами, песчаниками и вмещают крупные тела известняков и многочисленные линзы кремней. В горизонте размещены четыре рудные залежи. Горизонт карбонатно-кремнистых пород (310 м) сложен алевролитами, алевропелитами, кремнями, алевропесчаниками и известняками. Последние образуют два тела мощностью 20-50 м и содержат будинированные прослои и линзы кремнистых пород. К горизонту приурочена рудная залежь. И, наконец, горизонт вулканогенных пород (460 м) состоит из чередующихся алевролитов и алевропелитов (со следами взмучивания), алевропесчаников, спилитов, туфов основного состава, туфоалевролитов и кремней. Он содержит единичные тела известняков мощностью 0,5-2,0 м, залегающие в туфоалевролитах. В пределах горизонта имеется также рудная залежь, образованная за счет вулканогенно-осадочных пород. В рудном поле месторождения подводно-оползневые образования распространены весьма широко: в разрезах рудоносного комплекса господствуют олистостромы (26,3%) и

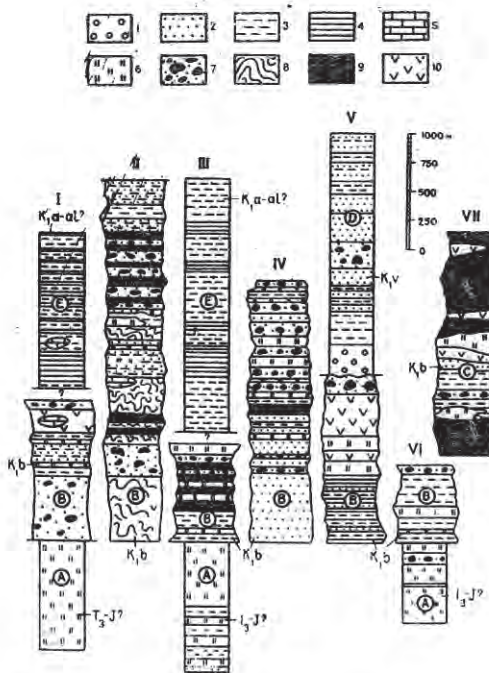


Рис.27. Разрезы Лермонтовского рудного узла (составлены с использованием материалов А.С. Гонохова и А.Т.Кандаурова, 1977 г., А.Т.Кандаурова, 1975 г., П.В.Кораблинова, 1975 г., Ф.Р. Лихта, 1966 г., Ю.И.Максименко, 1973 г., К.П.Титова, 1966 г.). 1 - верховья р.Шивки, II - рудное поле, III - водораздел ручьев Колькин Ключ - Золотой Ключ, IV - бассейн рек Большая - Вешенная, V - водораздел руч.Польсаевский - Левый и Правый Ур, VI - водораздел рек Каракуши - Золотой Мили, VII - левобережье р.Улитки. Подробные ассоциации: А - верхнетриасово-юрская(?) карбонатно-терригенно-кремнистая, В - нижнемеловая (берриаская) олистостромовая (рудоносная), С - нижнемеловая (берриаская) кремнисто-терригенно-вулканогенная (потенциально рудоносная),

Д - нижнемеловая (валанжинская) конгломератово-песчаниково-алевролитовая, Е - нижнемеловая (апт-альбская) песчаниково-алевролитовая. Породы: 1 - конгломераты, 2 - песчаники и туфопесчаники, 3 - алевролиты и туфоалевролиты, 4 - сланцы и филлиты, 5 - известняки и мраморы, 6 - кремнистые породы, 7 - гидротектониты, 8 - турбидиты, 9 - базиты, 10 - андезиты и их туфы

турбидиты (37,9%), а известняки содержатся в небольших количествах (до 1,3%). Последние залегают в основном в виде олистолитов линзовидной формы, контакты которых обычно нарушены и сопровождаются медкими обломками карбонатных пород. Тела известняков достигают 120 м в поперечнике и длины 500 м и часто по простиранию "расщепляются" на более мелкие линзы. Что касается эффузивов (обычно это спилиты), то они образуют либо частые прослои (мощностью от 2-10 см до нескольких метров) с резкими ровными контактами в туфоалевролитах, либо инъекции с неровными контактами и ксенолитами вмещающих пород. Характерно, что в строении рудоносного комплекса участвуют жерловые фации, обнаруженные Л.А.Изосовым в бассейне руч.Табороного и в правом борту Золотого Ключа. Согласно результатам интерпретации гравитационных и магнитных аномалий (Петрищевский, 1984), эффузивная и субвулканическая фации раннемеловых базитов в долине р.Улитка связаны на глубине с крупным приразломным интрузивом габброидов вертикальной мощностью 6-9 км. В разрезе интрузив имеет серповидную форму и наклонен в юго-восточном направлении, т.е. его глубокая плутоидическая часть более крутая (60-70°), а субвулканическая часть - пологая (20-30°), согласная с залеганием берриасских толщ. В относительном расположении, форме и интенсивности гравитационных, магнитных аномалий и обнаженных на поверхности субвулканических массивов габброидов (Улиткинский, Светлый, Спутник) наблюдаются ясные признаки горизонтальных перемещений, вектор которых ориентирован в северо-западном направлении. Субвулканические части раннемеловой

вулканоплутонической ассоциации сдвинуты относительно своих интрузивных корней на 1,5-2,5 км. Так же закономерно с юго-востока на северо-запад уменьшается интенсивность локальных магнитных аномалий и вертикальная мощность соответствующих массивов базитов.

Терригенные породы берриасского возраста первого рудного узла отличаются от аналогичных образований других мезозойских толщ более низкими содержаниями TiO_2 (0,79% против 0,83-1,16%) с S (0,10% против 0,14-0,53%), а также повышенными концентрациями орг. MnO (0,17% против 0,09-0,12%) и $S_{\text{карб}}$ (0,07% против 0,01-0,09%). Обломки известняков по данным химического анализа имеют довольно чистый кальцитовый состав; примесь окислов железа и Al_2O_3 в них составляет не более 1%, MgO - (не более 0,5%), SiO_2 - до 13,7%. В отличие от них, верхнетриасово-юрские (?) известняки содержат значительную примесь MgO (до 4,7% против 0,29-0,50%), Fe_2O_3 (до 1,07% против 0,47%) и сниженное содержание F_2O_5 (0,03% против 0,06-0,11%). Необходимо указать и на повышенную известковистость спилитов и диабазов рудоносных образований по сравнению со средними типами аналогичных пород по р.Дэли CaO - 13,45-18,52% (против 8,91-8,94%).

Во втором рудном узле (рис.28) вольфрамоносными являются также олистостромовые образования, включаемые в татибинскую свиту, относящуюся к нижнему мелу (берриасу) условно на основании следующих данных: 1) в кремнистых членах ее разреза заключены многочисленные мезозойские радиоларии (Сборы и заключение А.И.Жамойды); 2) в среднем течении р.Верблюжей формация по простиранию сменяется близкими с ней по литологии фаунистически охарактеризованными берриасскими отложениями, которые выступают, по мнению В.А. Никогосяна, в виде тектонического клина. С рудоносными здесь могут быть сопоставлены, на наш взгляд, кремнисто-терригенные и кремнисто-вулканогенно-терригенные образования района. Первые ранее относились к ариадненской свите (P_{1-2}), а вторые - к себучерской свите (P_1). На близком стратиграфическом уровне с рудоносными отложениями в этом районе располагаются вулканогенно-терригенные образования таухинской свиты. Содержащие многочисленные берриас-ранневаланжинские окаменелости.

Сведения о подошве рудоносной толщи противоречивы. В.А.Никогосян, исходя из представлений о ее опрокинутах залегании, делает вывод о том, что ее нижняя граница неизвестна. А.Я.Гааз, доказавший в 1970 г. нормальное залегание этих слоев на основании изучения знаков симметричной ряби, косой слоистости и т.д., считает, что они, вероятно, залегают с размывом на подстилающих отложениях (в нашем понимании - на позднетриасовых терригенно-кремнистых). Однако данные А.Я.Гааза свидетельствуют о том, что на контакте этих толщ имеет место типичная зона меланжа. Она представляет собой сложнопостроенный "пласт" мощностью 1-80 м, сложенный интенсивно рассланцованными и каолинизированными алевролитами, содержащими несортированные обломки (до 40%) песчаников и кремней. Размеры обломков самые разнообразные - от псаммитовых зерен до глыб. Характерно и то, что непосредственно на контакте наблюдаются тектонические трещины, которые так же, как и пласты рассланцованных алевролитов, стоят на "головах" или развернуты в сторону поля развития рудоносной формации, т.е. верхний триас, скорее всего, надвинут на описываемые толщи. Кровля рудоносной толщи четко определяется несогласным залеганием на ней валанжина.

По сравнению с рудоносной олистостромой первого узла в рассматриваемой толще содержится значительно больший объем известняков (10%) и меньше вулканогенно-осадочных пород (2,4%). Единственный рудовмещающий горизонт

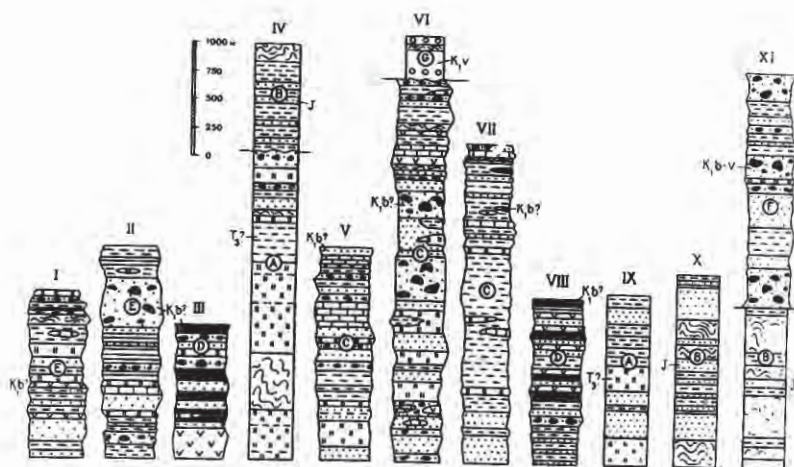


Рис.28. Разрезы мезозойских образований второго вольфраморудного узла (составлены с использованием материалов А.Я.Гааза, 1970 г.; В.М.Кочкина, 1966 г.; Н.И.Кузнецова, 1968 г.; В.И.Надежкина, 1973, 1978 гг.; В.А.Никогосяна, 1966, 1967гг.); I – верховья р.Большая Голубица, II – бассейн руч.Купеческий, III – водораздел ручьев Кабаний – Сиреневый, IV – верховья р.Лагерной, V – правобережье руч.Восток-2, VI – район рудного поля, VII – левобережье р.Верблюжей, VIII – бассейн р.Верблюжей, IX – водораздел рек Верблюжей – Каялу, X – левый борт р.Каялу, XI – бассейн р.Оморочки. Породные ассоциации: А – верхнетриасовая (?) карбонатно-кремнисто-терригенная, В – юрская алевролитово-песчаниковая, С – нижнемеловая (берриасская (?)) олигостромовая (рудоносная) и его потенциальные аналоги: Д – кремнисто-вулканогенно-терригенная, Е – кремнисто-терригенная, Г – раннемеловая (берриас-валанжинская) вулканогенно-терригенная, К – раннемеловая (валанжинская) алевролитово-песчаниково-конгломератовая. Примечание. Усл. обозначения литологических разностей см. на рис.27

(мощностью 105–135 м) здесь представлен литологически пестрым парагенезом, который характерен и для рудовмещающих горизонтов первого узла. Поэтому высокими перспективами в отношении скарново-грейзенового вольфраморуднения обладает пачка чередующихся спилитов, известняков, кремней и гидротектонитов (кремнисто-аргиллитовый и эффузивно-карбонатный горизонты песчано-карбонатно-кремнистой пачки, по А.Я.Гаазу). Развитые в рудовмещающем горизонте алевролиты, спилиты и песчаники будинированы и интенсивно рассланцованы. Тела известняков, размером от нескольких сантиметров до многих метров в поперечнике, брекчированы, имеют неровные (с зазубринами) очертания. Часто обломки известняков цементируются углисто-глинистым материалом. Встречаются в горизонте и туфы, и лавы среднего состава, содержа-

шие ксенолиты известняков. Таким образом, рудовмещающий горизонт представляет собой весьма сложнопостроенный и дислоцированный пласт, обогащенный не только местным, но и экзотическим материалом. Так, верхи горизонта сложены туфолавами среднего состава, которые по направлению к основной рудной залежи сменяются роговиками и затем известняками, а те, в свою очередь, метасоматически замещаются шеелит-сульфидными рудами.

Берриасские терригенные породы этого рудного узла отличаются от аналогичных образований других мезозойских формаций сниженными концентрациями Fe_2O_3 (3,66% против 7,73–5,80%) и MnO (0,09% против 0,10–0,23%), а также более высокими содержаниями $\text{C}_{\text{орг}}$ (0,34% против 0,09–0,22%). Распространенные в рудной формации тела известняков имеют значительные размеры и плитообразную форму и во всех известных случаях тектонические контакты их со вмещающими породами. Известняки, по данным автора, отличаются чистым кальцитовым составом, примесь магнезии в них не превышает 0,7%, кремнезема – 0,8, глинозема – 1%. В мраморах содержание всех окислов, кроме извести, не более 1,5%. В пробах известняков, отобранных В.В.Тихомировым и В.А.Никогосяном, заметна примесь SiO_2 (1,0–2,3%) и MgO (до 1,3–3,91%). Эти вариации отличают карбонатные породы рудного узла Восток-2 от аналогичных пород Лермонтовского узла, обладающих лишь сильно повышенной кремнистостью. Кроме того, первые отличаются от вторых более низкими содержаниями K_2O и более высокими – Na_2O и P_2O_5 .

В общем, терригенные породы раннемеловых (берриасских) формаций промышленных вольфрамоворудных узлов Приморья обладают сходным петрографическим составом. В них преобладает автохтонная (полимиктовая) кластита, в то время как для аналогичных пород поздне триасово-юрских формаций более характерен аллохтонный (олигомиктовый) обломочный материал. Так, в первом рудном узле песчаники рудоносной формации сложены обломками пород (40–62%), плагиоклаза (14–30%), кварца (10–23%) и калиевого полевого шпата (6–19%). Во втором рудном узле Восток-2 в них несколько повышено содержание зерен кварца (25–40%) и понижено количество обломков пород (34–55%) и полевых шпатов (31–40%). Что касается берриасских основных вулканитов, то они выделяются среди базитов других мезозойских формаций повышенным содержанием фосфора, которое в первом рудном узле составляет 0,13–0,23% (в 1,5–2,5 раза выше кларка), а во втором – 0,06–0,21%. Это связано либо с богатством исходной магмы летучими, либо с привнесом фосфора сквозьмагматическими растворами.

Рудоносные формации рудных узлов (и их потенциальные аналоги) довольно четко отличаются от мезозойских формаций Центрального Сихотэ-Алиня весьма неравномерным распределением элементов в берриасских породах в зависимости от степени их изменения. Так, самые высокие содержания рудогенных элементов наблюдаются в наиболее измененных породах (роговики, скарны, грейзены), а самые низкие – в слабоизмененных разностях. Породы других мезозойских формаций богаче рудогенными элементами сравнительно с малоизмененными литологическими разностями рудоносных формаций и распределение их более равномерное. Таким образом, вокруг рудных полей промышленных вольфрамовых месторождений Приморья обнаруживаются отрицательные геохимические аномалии, которые интерпретируются нами как "зоны выноса", существующие в пределах рудоносных формаций и их возможных эквивалентов. Перераспределение рудогенных элементов внутри них связано с воздействием метаморфизирующих агентов – интрузий раннемеловых гранитоидов повышенной основности (Иванов, 1975).

Следствием значительной эндогенной миграции фемической составляющей

рудоносных базитов в экзоконтактах гранитоидов является отчетливая переориентировка магнитных аномалий, наблюдаемая на удалении до 3-4 км от контактов интрузивов (Петрищевский, 1984). Так, вследствие интенсивной метасоматической проработки обычно высокомагнитные $= (1000-2000) \times 10^{-6}$ СГС) спилиты, андезитобазальбы вблизи южного фланга Шивкинского раннемелового гранодиоритового массива характеризуется резким снижением — до полной потери — магнитных свойств. При этом вынос ферромагнетиков происходил в направлении, перпендикулярном простиранию силлов базитов, но согласно контактам массива.

Примечательно, что в пределах зоны нарушений, контролирующей второй рудный узел, верхний триас, по-видимому, надвинут на нижний мел. Подложке шарьяжа служат пластичные псаммоалевритовые породы рудоносной олистостромы и офиолиты, играющие роль "смазки". Таким образом, вольфрамоносная олистострома обнажена здесь не на полную мощность. Не это ли является причиной того, что в рудном поле этого месторождения установлен всего лишь один рудовмещающий горизонт? Вообще, складывается впечатление, что данное геологическое сооружение менее эродировано, чем первый рудный узел, и субвулканические члены офиолитовой серии могут быть погребены под надвиговыми пластинами, сложенными верхнетриасовыми силицитами, что существенно расширяет возможности этого рудного узла.

Накопление рассматриваемых формаций совпадает по времени с киммерийской металлогенической эпохой вольфрамового оруденения (по Ю.Г.Иванову), что подтверждается И.Н.Говоровым с соавторами (1975), которые указывают на постепенное увеличение концентраций вольфрама в направлении от верхнетриасовых к меловым отложениям Сихотэ-Алиня. В момент внедрения в олистостромовые толщи интрузий раннемеловых гранитоидов первые представляли собой наиболее благоприятную среду для рудогенеза, так как терригенные породы не были полностью диагенезированы. Это и обусловило повышенную проницаемость и высокую химическую активность раннемеловых формаций, так как "молодые образования обычно содержат большее количество растворимых, или хотя бы относительно растворимых компонентов, чем более древние породы того же состава" (Шаталов и др., 1964. С.78). При формировании промышленных месторождений вольфрама в Центральном Сихотэ-Алине, вероятно, главное значение имела мобилизация этого элемента в связи со становлением киммерийских гранитоидов.

Геологическая позиция вольфрамового оруденения определяется в данном случае "собственно геосинклинальной" металлогенией (Металлогенический анализ ..., 1972). Как отмечалось выше, рудные тела месторождений размещены в пачках пестрого состава, сложенных олистостромами и турбидитами, лавами основного и среднего состава, кремнями и известняками. Это объясняется, с одной стороны, хорошей проницаемостью для рудных растворов подводно-оползневых образований (пористость), известняков (кавернозность) и лав (пузыристость) и экранирующим воздействием прослоев кремней. С другой стороны, несомненно влияние на рудообразование контрастного химического состава контактирующих слоев (карбонатный-аюмосиликатный-силикатный). Частая смена пород различного состава "может способствовать выпадению рудного вещества при переходе из одних физико-химических условий к другим" (Металлогенический анализ ..., 1972. С.45). Само по себе, наличие в берриасских формациях кальцитосодержащих пород обуславливает развитие скарнов, которые обладают высокой реакционной способностью и с которыми связана промышленное вольфрамовое оруденение.

Следует подчеркнуть, что выделенные Ю.Г.Ивановым вольфрамоносные зоны Приморья образованы как бы сквозными структурно-формационными комп-

лексами. В их строении обязательно участвуют разломные зоны, раннемеловые (берриасские?) формации олистостромового, флишoidного и офиолитового типов, интрузии гранитоидов повышенной основности (в ряде случаев вольфрамоносные) и конседиментационные надвиги. В некотором роде исключение составляет Западно-Приморская зона, где олистостромовые образования установлены лишь в небольших объемах в нижнесилурийской кордонкинской свите. Однако и там широко представлены крупные надвиговые деформации, время проявления которых, по нашему мнению, приходится на позднюю юру – ранний мел.

Итак, развитая в Центральном Сихотэ-Алине раннемеловая (берриасская) олистострома вмещает промышленные вольфрамовые месторождения скарново-шеелитового типа, образовавшиеся, вероятно, в результате мобилизации и перераспределения рудного вещества под воздействием раннемеловых гранитоидов. Поэтому выявление подобных толщ, находящихся в благоприятной геологической позиции, позволит более обоснованно определить площади, перспективные в отношении промышленного вольфрамового оруденения.

Прибрежная структурно-формационная зона

Промышленное свинцово-цинковое оруденение Восточного Сихотэ-Алиня локализуется как в нижнем, осадочно-складчатом, так и в верхнем, преимущественно вулканогенном, комплексе Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. При этом наибольшее значение имеют месторождения, связанные с известковыми скарнами, развитыми по телам известняков, слагающих аллохтонные пластины, олистолиты, глыбы известняковых брекчий в нижнемеловом олистостромовом комплексе. Рудные тела чаще всего располагаются на контактах карбонатных и алюмосиликатных пород в зонах дорудных тектонических срывов, которые были активизированы в период процесса рудообразования и в последующем осложнены послерудными смещениями. В целом структурное положение скарновых месторождений определяется особенностями строения и структурной позиции олистостромовых толщ в районе.

Скарново-полиметаллические месторождения Дальнегорского рудного района разделяются на четыре группы (рис.29).

Первая включает рудные тела, залегающие вдоль углового несогласия между нижним и верхним структурными этажами. Здесь локализуются пласто- и линзообразные пологие залежи наиболее крупных месторождений района. Рельеф поверхности нижнего структурного этажа, в том числе и покровов известняков, сложный, вероятно возникший в результате тектонических деформаций. По-видимому, вначале вдоль поверхности несогласия существовал дорудный срыв, который создал повышенную трещиноватость. Последующие тектонические движения создали полости отслоения, которые были приоткрыты в момент отложения из рудных флюидов.

Вторую группу составляют трубообразные, линзообразные и жиллообразные рудные тела, приуроченные к крутопадающим, реже пологим разрывам вдоль контактов известняков с терригенными породами. Вероятно, в условиях сдвиговых деформаций по субслоистым срывам в изгибах контактов образовались приоткрытые полости в узлах пересечения контактов известняков и терригенных пород разломами северо-западного и субмеридионального простирания. В этом случае образовались крутопадающие рудные тела (месторождение Партизанское). Иногда они приурочены к контактам известняков с дайками диабазов и андезитов (месторождение Первое Советское).

Третью группу образуют секущие трубообразные тела среди крупных покровных пластин известняков в нижнем структурном этаже. Они также образу-

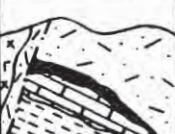








Структурно-морфологические типы рудных тел	Пример	Факторы, определяющие морфологию и условия залегания рудных тел	Месторождения проявления
Пластообразные залежи на границе структурного несогласия нижнего и верхнего структурного этажа		Пологие стратиграфические контакты и ослабленные зоны вдоль них, экран алюмосиликатных пород над известняками, зоны разломов и трещиноватости	
Пластообразные, линзо- и трубообразные тела в тектонических контактах известняков и алюмосиликатных пород		Сочетание пологих и крутых стратиграфических контактов, дробление и отслоение карбонатных и алюмосиликатных пород	Западный партизан
Трубообразные, линзо- и жиллообразные залежи в тектонических контактах карбонатных и алюмосиликатных пород Трубообразные тела в известняках		Пологие стратиграфические контакты, дробление и отслоение карбонатных и вулканогенных пород, осложненные секущими нарушениями	Верхнее
Трубообразные тела в тектонических контактах известняков и алюмосиликатных пород		Крутые стратиграфические контакты между известняками и терригенными породами, дробление и отслоение контакта	Восточный партизан
Трубообразные и линзообразные тела на контакте известняков и алюмосиликатных пород в местах пересечения их поперечными разломами		Приоткрытые полости в местах изгиба контакта известняков и алюмосиликатных пород; пересечение контакта разломами северо-западного простирания	Восточный партизан
Трубообразные и жиллообразные тела на контакте известняков и диабазов		Трещины и приоткрытые полости вдоль контакта известняков с алюмосиликатными породами	Первое советское
Сложные пласто- и линзообразные тела вдоль контакта известняков и терригенных пород		Экранирующее влияние алюмосиликатных пород над известняками	Садовое
Сложные по форме рудные тела в тектонически ослабленных зонах		Зоны разломов, пересекающих глыбы известняков среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород	Глибовый горизонт светлый отвод
Жильные и жиллообразные тела в тектонических зонах		Разрывные нарушения и зоны трещиноватости субмеридионального, северо-западного и субширотного направлений в вулканогенных (а), реже в магматических (б) и осадочных породах	α Малышевское β район 27-го Ключа γ район кл. Длинного

Рис.2.9. Основные структурно-морфологические типы полиметаллических рудных тел Прибрежной СФЗ

ются в узлах пересечения разломов северо-западного и субмеридионального направлений (месторождение Партизанское). Тела этой группы редки и проявляются в сочетании с рудными телами первой и второй групп.

Четвертая группа включает сложные по форме рудные тела, приуроченные к контактам глыб известняков, залегающих среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород верхнего структурного этажа (Журавлев, Кораль, 1970). Как правило, они образуются над крупными скарново-полиметаллическими залежами (так называемый "глыбовый горизонт" месторождения Светлый Отвод и др.). Основные рудоконтролирующие факторы – дробление и отслоение пород на контакте известняков и вулканитов в местах пересечения их разрывными нарушениями.

Жильные полиметаллические и оловянно-полиметаллические месторождения и рудопоявления залегают среди осадочных, вулканогенных и интрузивных пород. Простирающиеся даек и рудных жил в основном совпадают. Руды преимущественно локализируются в разрывах северо-западного и субмеридионального простираний. В этих же разрывах сосредоточено большинство даек основного и среднего состава. Дайки кислого состава распределены менее закономерно как для всего района, так и для отдельных рудных полей, но и среди них можно выделить обычные для серий другого состава северо-восточное, северо-западное, субмеридиональное направления. Совпадение простираний даек и рудных жил свидетельствует о неоднократном приоткрывании трещин, по которым существовала длительная связь с магматическим очагом или источником рудных флюидов.

Важная роль принадлежит разрывным нарушениям и в размещении рудных узлов и полей. Соскладчатые северо-восточные разломы контролируют все скарновые месторождения Прибрежной структурно-формационной зоны. По этим разломам установлены надвиговые и сбрососдвиговые смещения.

Другую группу составляют субмеридиональные разломы сколового типа, которые, например, в центральной части Дальнегорского рудного района образуют широкую зону субмеридионального простирания, контролирующую крупные промышленные скарново-полиметаллические месторождения (например, Партизанское). В зоне разлома отмечаются флексурные изгибы слоев в субмеридиональном направлении, что свидетельствует о левосдвиговых смещениях по разлому, которое подтверждено анализом структурных элементов. В такой же флексуре локализуется Садовое месторождение, приуроченное к одноименному разлому.

Как следует из описания, промышленный интерес в основном представляют скарново-полиметаллические месторождения, связанные с верхнепалеозойскими и триасовыми известняками. Аллохтонное залегание известняков в нижнемеловом олистостромовом комплексе расширяет перспективы рудных районов (прежде всего Дальнегорского) на обнаружение новых скрытых скарново-полиметаллических залежей как в пределах действующих рудников, так и на продолжении олистостромовых толщ под покровами верхнемеловых вулканитов. Перспективны также блоки осадочных пород, где олистостромовые толщи перекрыты отложениями верхнего аллохтона или неавтохтона. При многократном повторении в разрезе олистостромовых толщ можно ожидать и мнгоэтажное оруденение (например, под параавтохтонной флишовой толщей). Перспективными для поисков скрытых скарново-полиметаллических залежей являются синформа 27-го Ключа, рудное поле Кирилловского месторождения, где среди нижнемеловых пород залегают олистостромовые образования, содержащие известняковые брекчии – отторженцы крупных нескрытых эрозией аллохтонных пластин известняков. В Высокогорском блоке в зоне субслоистой Кавалеровского

разлома олистостромы расланцованы и залегают в виде тектонических клиньев и линз. В кремнистых породах, перекрывающих олистостромы и слагающих Скалистую синформную аксоноклираль, вскрыты минерализованные зоны дробления, кварцевые жилы с полиметаллической минерализацией. Здесь широко проявлен комплекс малых интрузий в виде небольшого штока диоритов и пояса даек порфиритов северо-западного направления. Эти данные служат благоприятным признаком для поисков скрытого скарново-полиметаллического оруденения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты целенаправленных исследований свидетельствуют, что среди разновозрастных кремнистых, терригенных, вулканогенных и карбонатных образований Сихотэ-Алинской складчатой системы широко развиты хаотические комплексы, или микститы. В Уссурийской и, по-видимому, в Хабаровско-Вандайской и Прибрежной структурно-формационных зонах ими сложено не менее 20% общего объема доверхнемеловых образований и представлены они как разнообразными олистостромами, часто меланжированными, так и крупными конседиментационными покровами и блоками, являющимися бескорневыми пластинами большой площади, что имеет место, например, в Сергеевско-Окраинской СФЗ. Даже при этом явно недостаточном объеме целенаправленного изучения микрофауны, радиолярий и конодонт и геолого-структурных наблюдений в "новых" кремнисто-терригенных толщах на сегодня получены принципиально новые данные о стратиграфии, тектонической эволюции и минерагении складчатой системы в целом. Так, сейчас можно считать полностью опровергнутым утверждение о крупных перерывах в формировании кремнисто-вулканогенных комплексов, фиксирующихся выпадением из разрезов нижнего и среднего триаса (Геология СССР, 1966; 1969; Тектоническое районирование ..., 1979 и др.). Показано, что в различных структурно-формационных зонах Сихотэ-Алиня наблюдаются разные стратиграфические уровни смены кремненакопления терригенным осадконакоплением от триаса до поздней юры. Важнейшим рубежом тектонической эволюции этой складчатой системы служит рубеж от поздней юры до валанжина, когда сформировался основной объем хаотических комплексов, причем стратиграфический интервал их также несколько меняется от зоны к зоне. В Центральном секторе основной объем олистостромов, а также образование разномасштабных конседиментационных покровов приурочены к интервалу поздняя юра - берриас. В Прибрежной СФЗ этот интервал несколько выше - берриас - валанжин, причем здесь, как и в восточной части Павловско-Большеуссуркинской СФЗ, олистостромовые комплексы развиты и в валанжинских и апт-альбских терригенных, частично турбидитовых, толщах. Совершенно неясная картина в этом плане для Баджало-Нижнеамурского сектора. Здесь известны глыбы палеозойских известняков среди юрско-нижнемеловых пород в западной части Нижнеамурской СФЗ. А в бассейне р.Ярап сделаны первые в Баджаловской СФЗ находки триасовых конодонт в глыбах кремней среди отложений, относимых ранее к каменноугольно-пермскому комплексу.

Уже сейчас показана рудоконтролирующая роль хаотических комплексов для полиметаллической, борной, магнетитовой минерализации в Восточном Сихотэ-Алине и вольфрамовой - в Центральном.

Результаты настоящей работы подтверждают мнение, высказывавшееся авторами и ранее, что деформационная структура Сихотэ-Алинской складчатой системы имеет многостадийную историю. Наиболее важные стадии ее становления: 1) стадия образования конседиментационных покровов, сопровождавшаяся, с одной стороны, сложными дислокациями кремнистых толщ и, с другой - образованием хаотических комплексов; 2) стадия общей складчатости с форми-

рованием чешуйчато-складчатой структуры; 3) стадия позднескладчатых левосдвиговых перемещений с формированием системы окраинно-континентальных сдвигов и сопряженных с ними дислокационных форм.

Все вышеизложенное показывает, что решение вопросов строения, эволюции и выявления закономерностей минерализации многих структурных элементов Сихотэ-Алинской складчатой системы зависит от успехов в изучении внутреннего строения, стратиграфической и структурной позиции микститов. Для этого необходимо объединение усилий специалистов по изучению конодонтов и радиолярий, геологов-структурщиков, металлогенистов и др., которые рассредоточены во многочисленных организациях разных ведомств. Думается, что настоящая работа — определенный шаг в этом направлении.

ЛИТЕРАТУРА

- Александров А.А., Богданов Н.А., Бялобженский С.Г. и др. Новые данные по тектонике Корякского нагорья // Геотектоника, 1975, № 5.
- Бакулин Ю.И., Косыгин Ю.А. Основные проблемы геологии Приамурья // Тихоокеан, геология, 1983, № 1, С.3-11.
- Белостоцкий И.И. Тектонические покровы. Зоны меланжа и хаотических структур // Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ, М.: 1970, С.131-191.
- Беляев С.Ю. Олигостромы в хабаровской свите Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика, 1978, № 3, С.156-160.
- Беляевский Н.А., Громов Ю.Я., Елисеева В.К., Путинцев В.К. Геология Приморского края, М.: Госгеолтехиздат, 1955, 337 с.
- Белянский Г.С., Никитина А.П., Самаркинская и себучарская свиты Главного антиклинория Сихотэ-Алиня (Приморский край) // Биостратиграфия Дальнего Востока (фанерозой), Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978, С.23-25.
- Берсенев И.И. Основные черты тектоники Приморского края // Материалы 1-й всесоюз. конф. по геологии и металлогении Тихоокеан, рудного пояса, Владивосток, 1960, С.30-34.
- Берсенев И.И. Схема тектонического районирования Приморского края (досреднесенонские структуры) // Приморский край, М.: Недра, 1969.
- Бобылев В.В. Новые данные по стратиграфии каменноугольных и пермских отложений левобережья среднего течения р.Амур // Сов.геология, 1962, № 6, С.117-120.
- Бобылев В.В. Средний и верхний палеозой среднего Приамурья // Геология и разведка, 1983, № 11, С.87-96.
- Боголепов К.В., Врублевский А.А., Ермиков В.Д. О соотношениях в развитии Сихотэ-Алинской геосинклинали и восточной части Центрально-Азиатского дейтероорогенного пояса // Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии, Новосибирск, 1972, С.257-269.
- Борукаев Ч.Б., Косыгин Ю.А., Парфенов Л.М. Общие принципы составления карты тектоники докембрия континентов // Геология и геофизика, 1970, № 8, С.3-11.

Бураго А.И. К вопросу о генезисе верхнепалеозойских известняков Юго-Восточного Приморья // Геология и геофизика. 1969. № 5. С.55-60.

Бурий И.В., Жарникова Н.К. Возраст карбонатных толщ Дальнегорского района (Приморье) // Сов.геология. 1981. № 3. С.75-80.

Бурий И.В., Жарникова Н.К. К стратиграфии триасовых отложений Прибрежной зоны Сихотэ-Алиня // Новое в геологии Дальнегорского рудного района. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С.19-36.

Бурий Г.И. Первые находки триасовых конодонтов в кремнистых отложениях Дальнегорского района // Новое в геологии Дальнегорского рудного района. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С.176-178.

Бурий И.В., Жарникова Н.К. Триасовые отложения правобережья р.Нежданки (Приморье) // Сов.геология. 1986. № 7. С.50-58.

Варнаровский В.Г. Геологическое строение и полезные ископаемые Хабаровского района // Геология, геоморфология, полезные ископаемые Приамурья. Хабаровск: Книзл-во, 1961. Вып.1. С.31-53.

Волохин Ю.Г. Кремневые породы Сихотэ-Алиня и проблема происхождения геосинклинальных кремневых толщ. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 208 с.

Воробьева Т.Ф., Губенко Т.А., Поярков Б.В. Новые данные по стратиграфии среднепалеозойских отложений прибрежного антиклинория Сихотэ-Алиня // Биостратиграфия юга Дальнего Востока (фанерозой). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.

Врублевский А.А., Пилацкий В.Э. Складчатые и разрывные нарушения северной части Нижнего Приамурья // Структурный анализ дислокаций. Хабаровск, 1974. С.100-110.

Врублевский А.А. Формационное расчленение отложений Сихотэ-Алиня // Принципы тектонического районирования. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С.80-88.

Врублевский А.А. Тектоническое районирование Сихотэ-Алинской складчатой системы // Тихоокеан.геология. 1987. № 3. С.3-12.

Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. С.151-185.

Геология СССР. Т.19. Хабаровский край и Амурская область, ч.1. М.: Недра, 1966. 736 с.

Геология СССР. Т.32. Приморский край, ч.1. М.: Недра, 1969. 695 с.

Говоров И.Н., Моисеенко В.Г., Михайлов М.А., Недашковский П.Г. Источники рудных элементов и рудогенерирующие процессы эндогенных месторождений Дальнего Востока // Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама. Новосибирск: Наука, 1975. С.70-87.

Голозубов В.В., Мельников Н.Г. Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 128 с.

Григорьев В.Н., Книппер А.Л., Соколов С.Д. Верхнемеловой олистостромовый комплекс Кыльчанской синклинали (Севано - Акеринская зона Малого Кавказа) // Сов.геология, 1975. № 7. С.62-73.

Елисеева В.К. Основные черты стратиграфии и палеогеографии каменноугольных и пермских отложений Сихотэ-Алиня // Сов.геология, 1959, № 5. С.45-65.

Елисеева В.К., Липман Р.Х., Святогорова Н.Н. Новые данные по стратиграфии Центрального Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика. 1976. № 11. С.30-43.

Журавлев В.Н., Король Р.В. Об "экзотических" глыбах среди вулканогенных образований Тетюхинского района (Приморье) // Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока. Владивосток, 1970.

- Зимин С.С. Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. М.: Наука, 1973. 251 с.
- Змиевский Ю.П. Анъюский выступ и комплексы основания мезозойд Приамурья: Автореф. дис.канд.геол.-минер.наук. Хабаровск, 1980. 23 с.
- Иванов Б.А. Структурно-формационное и тектоническое районирование Южного Сихотэ-Алиня // Сов.геология. 1960. № 10. С.42-59.
- Иванов Ю.Г. Вольфраморудные формации юга Дальнего Востока // Рудные и генетические типы месторождений олова и вольфрама. Новосибирск: Наука, 1975. С.16-30.
- Кимура Т. Структурные элементы и тектоническая эволюция Японских островов // Тектоника Азии: 27-й Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984. С.174-193.
- Кипарисова Л.Д. Палеонтологическое обоснование стратиграфии триасовых отложений Приморского края. Л.: Недра, 1972. 246 с.
- Книппер А.Л., Соколов С.Д. Предверхнесенонские тектонические покровы Малого Кавказа // Геотектоника, 1974. № 6. С.74-80.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1975. 208 с. (Тр. Геол.ин-та АН СССР: Вып. 267).
- Коновалов В.П. Итоги изучения меловых отложений Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья // Стратиграфия Дальнего Востока: Тез.докл. Ш Дальневост. стратигр. совещ. Владивосток, 1978. С.134-136.
- Красилов В.А., Парняков В.П. Рудоносная тетюхинская свита - олисто-стромовый комплекс // Докл. АН СССР, 1984. Т.277. № 3. С.669-671.
- Краснов Е.В., Рузанов Ф.И., Каньгина К.Н. Некоторые вопросы геологии и металлогении Дальнегорского рудного поля // Новое в геологии Дальнегорского рудного пояса. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С.5-18.
- Леонов М.Г. Тектонический режим эпох образования олистостромов // Геотектоника. 1976. № 3. С.26-39.
- Леонов М.Г. Олистостромы и их генезис // Геотектоника, 1978. № 5. С.18-33.
- Леонов М.Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 175 с.
- Лошак Н.П. Тектоника Восточной части Ханкайского срединного массива и его обрамления // Автореф. дис.канд.геол.-минер.наук. Хабаровск, 1980. 23 с.
- Лукьянов А.В., Леонов М.Г., Щерба Н.Г. Олистостромовая формация и вопрос о псевдотилитах // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 4. С.40-49.
- Мазарович А.О. О тектонике южной части Сихотэ-Алиня // Геотектоника, 1981. № 5. С.84-95.
- Мазарович А.О. Структура Южного Приморья // Тихоокеан. геология, 1984. № 5. С.38-46.
- Мазарович А.О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М.: Наука, 1985. 101 с.
- Маркевич П.В. Нижнемеловая флишевая формация Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1970. 114 с.
- Мартынюк М.В. Соотношение эффузивного и интрузивного магматизма в мезо-кайнозойской истории Восточно-Сихотэ-Алинского антиклинория // Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 1972. 28 с.
- Мартынюк М.В. О возрасте метаморфических и интрузивных пород Анъюского выступа фундамента // Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения

Дальнего Востока, Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973, С.187-188.

Мартынюк М.В., Михалев Ю.А., Попеко В.А. Rb - Sr - возраст древнейшего комплекса Хорского блока кристаллических пород в Сихотэ-Алинской эвгеосинклинали // Тихоокеан, геология, 1986, № 3, 24 с.

Меланхолина Е.Н. Этапы тектонических преобразований в северо-западной части Тихого океана и его континентальной окраины // Геотектоника, 1986, № 2, С.35-45.

Мельников Н.Г. Конседиментационные тектониты Южного Сихотэ-Алия // Информ. сб. ПГУ. Владивосток, 1971, № 7, С.58-61.

Мельников Н.Г., Голозубов В.В., Олейник Л.М. О возрасте маляновской и самаркинской свит Приморья // Стратиграфия Дальнего Востока: Тез. докл. Ш Дальневост. стратигр. совещ. Владивосток, 1978, С.85-86.

Мельников Н.Г., Голозубов В.В. Олигостромовые толщи и конседиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине // Геотектоника, 1980, № 4, С.95-106.

Мельников Н.Г., Изосов Л.А. Структурно-формационное районирование Приморья // Тихоокеан, геология, 1984, № 1, С.53-61.

Металлогенетический анализ рудоконтролирующих факторов в рудных районах // Под. ред. Шаталова Е.Т. М.: Недра, 1972, 294 с.

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.

Моисеева А.С. О кораллах и других организмах из известняков Приморской области, Л., 1951, Т.88. (Тр. Ленингр. о-ва естествоиспытателей; Вып.2).

Музылев С.А., Жамойда А.И. Стратиграфия верхнего палеозоя горы Зарод (Приморский край): М., 1955. (Информ. сб. ВСЕГЕИ; № 2).

Никитина А.П. О выделении верхнего палеозоя в Южном Сихотэ-Алине // Сов.геология, 1968, № 2, С.107-110.

Олейник Ю.Н. Тектоническое районирование Приморского края // Тихоокеан, геология, 1983, № 1, С.11-19.

Парняков В.П. Новые данные о строении и возрасте горбушинской свите // Новое в геологии Дальнегорского рудного района, Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984, С.71-74.

Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984, 192 с.

Парфенов Л.М., Натальин Б.А. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии в мезозое и кайнозое // Докл. АН СССР, 1977, Т.235, № 5, С.1132-1135.

Петрищевский А.М. Лермонтовский рудный район // Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока, М.: Недра, 1984, С.182-184.

Пискунов Б.Н., Хведчук И.И. Новые данные о составе и возрасте отложений острова Монерон (северная часть Японского моря) // Докл. АН СССР, 1976, Т.226, № 3, С.647-650.

Пушаровский Ю.М., Зинкевич В.П., Мазарович А.О. и др. Покровные и чешуйчато-надвиговые структуры в северо-западном обрамлении Тихого океана // Геотектоника, 1983, № 6, С.30-45.

Пушаровский Ю.М. Судьбы учения о геосинклиналях в связи с развитием мобилизма // Геотектоника, 1987, № 2, С.3-13.

Пушин И.К. Геологическое строение и история геологического развития Центральной части Главного синклинория Сихотэ-Алия в раннем мелу и сеноман-туроне // Автореф. дис.канд.геол.-минер.наук, Владивосток, 1976, 23 с.

Размахнин Ю.Н. Подводно-оползневые текстуры в мезозое Центрального Сихотэ-Алия // Сов.геология, 1961, № 12, С.122-127.

- Размахин Ю.Н. Конседиментационные тектониты в палеозойских формациях Сихотэ-Алиня // Сов.геология, 1963, № 11, С.116-121.
- Размахин Ю.Н. О происхождении Сихотэ-Алинских гидротектонитов // Информ.сб. ПГУ, Владивосток, 1971, № 7, С.61-66.
- Разницын Ю.Н. Серпентированный меланж и олистостромы юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор // Геотектоника, 1978, № 2, С.96-107.
- Решения Ш Дальневосточного межведомственного стратиграфического совещания. Магадан, 1982.
- Рихтер А.В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое, М.: Наука, 1986, 92 с.
- Руженцев С.В., Хворова Н.В. Среднепалеозойские олистостромы в самаркинской зоне Южного Урала // Литология и полезные ископаемые, 1973, № 7, С.21-32.
- Силантьев В.Н. История геологического развития Южного Сихотэ-Алиня в позднем мезозое // Автореф.диск.канд.геол.-минер.наук, 1964, 24 с.
- Синюков В.И. Формации и структура Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса, М.: Наука, 1986, 158 с.
- Смирнов В.И. Металлогения тектонических секторов геосинклиналей // Вестн. МГУ, Сер.4. Геология, 1961, № 1, С.3-14.
- Смирнов А.М. Сочленения Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом, М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1963, 157 с.
- Смирнов А.М. Комплекс основания Тихоокеанских вулканических поясов // Глубинное строение, магматизм и металогения Тихоокеанских вулканических поясов, Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976, С.46-47.
- Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и поздне меловые тектонические покровы офиолитовых зон Малого Кавказа, М.: Наука, 1977, 94 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР, Вып.296).
- Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии, М.: Наука, 1979, 239 с.
- Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения, М.: Наука, 1980, 144 с.
- Фремд Г.М. Орогенный вулканизм Южно-Джунгарского и Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, Томск: Изд-во томск.ун-та, 1973, 471 с.
- Хворова И.В. Подводноползневые текстуры, Методы изучения осадочных пород, М.: Госгеотехиздат, 1957, Т.1.
- Шаталов Е.Т., Орлова А.В., Яблоков К.В. Основные принципы составления, содержания и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов, М.: Недра, 1964.
- Шевелев Е.К. К вопросу о возрасте вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений фундамента Средне-Амурской впадины // Тихоокеан, геология, 1987, № 3, С.13-16.
- Шкодзинский В.С. Габброиды междуречья Сучана и Судзухи // Информ. сб.ПГУ, 1964, № 5, С.45-51.
- Шерба И.Г. Олистостромы в неогене Дарвазского хребта // Геотектоника, 1975, № 5, С.97-108.
- Шерба И.Г. Кайнозойские олистостромы Альпийской складчатой области // Геотектоника, 1983, № 5, С.90-106.
- Юшманов Ю.П. К вопросу о тектонических движениях по Нежданковскому разлому (Приморье) // Тихоокеан, геология, 1985, № 3, С.117-120.
- Юшманов Ю.П. Конседиментационные тектонические покровы Прибрежной зоны Восточного Сихотэ-Алиня на примере Дальнегорского рудного района // Тихоокеан, геология, 1986, № 3, С.108-111.

- Abbate E., Bortolotti V., Passerini P. Olistostromes
and olistoliths // Sediment.Geol. 1970. Vol.4, N 3/4. P.521-557.
- Flores G. Discussion: World Petrol.Congr. 4th. Rome. 1955.
- Ichikawa K. Pre-Jurassic Geology of Japan // International Sym-
posium of Pre-Jurassic East Asia. IGCP Project 224. Reports and
Abstracts. Osaka, Yamaguchi. 1986. P.82-85.
- Schermerchorn L. Terminology of mixed coarse-fine sediments //
J.Petrol.Technol. 1966. N 9.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ (А.А.Врублевский, Н.Г.Мельников)	3
Глава 1. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ (А.А.Врублевский)	7
Границы складчатой системы и характеристика смежных тектоничес- ких структур	7
Структурно-вещественные комплексы	10
Тектоническое районирование	13
Латеральный ряд тектонических элементов	20
Глава II. МИКСТИТЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕКТОРА (Н.Г.Мельников, А.А.Врублевский)	24
Уссурийская и Сергеевско-Окраинская структурно-формационные зоны (Н.Г.Мельников, В.В.Голозубов)	24
Хорско-Ануйская и Хабаровско-Ванданская структурно-формационные зоны (Е.К.Шевелев)	33
Глава III. МИКСТИТЫ ПРИМОРСКОГО СЕКТОРА (А.А.Врублевский, Н.Г.Мельников)	63
Павловско-Большеуссуркинская структурно-формационная зона (В.В. Голозубов)	63
Прибрежная структурно-формационная зона (А.А.Врублевский, Ю.П. Юшманов)	72
Глава IV. МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ХАОТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ	93
Уссурийская и Бикинская структурно-формационные зоны (Л.А. Изо- сов)	93
Прибрежная структурно-формационная зона (А.А.Врублевский, Ю.П.Юшманов)	101
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	104
ЛИТЕРАТУРА	105
ОГЛАВЛЕНИЕ	111

Врублевский А.Н., Мельников Н.Г., Голозубов В.В., Шевелев Е.К.,
Юшманов Ю.П., Изосов А.А.

МИКСТИТЫ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Подписано в печать 26.02.87 г. ВД № 02264 Заказ 2362.
Усл. печ. лист 11,6. Уч.изд. лист 9,9. Формат 70х108/16
Бумага писчая. Печать офсетная. Тираж 350 экз. Цена 1р.40 коп.
Офсетный цех

Институт морской геологии и геофизики
Дальневосточное отделение АН СССР
693002, г.Южно-Сахалинск, ул.Науки

