

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

На правах рукописи

Волохин Юрий Германович



**МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОЕ КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЕ В ОКРАИННЫХ
БАССЕЙНАХ ВОСТОКА АЗИИ**

Специальность 25.00.01 – общая и региональная геология

Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-
минералогических наук

Владивосток, 2010

Работа выполнена в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН
г. Владивосток

Официальные оппоненты:

доктор геолого-минералогических наук
Вишневская Валентина Сергеевна
(Геологический институт РАН, г. Москва)

доктор геолого-минералогических наук
Кириллова Галина Леонтьевна
(Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск)

доктор геолого-минералогических наук
Голозубов Владимир Васильевич
(Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
г. Владивосток)

Ведущая организация: **Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН,**
(г. Владивосток)

Защита состоится 22 апреля 2010 г. в 10⁰⁰ часов на заседании диссертационного совета Д 005.006.01 при Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН в конференц-зале ДВГИ по адресу: 690022, г. Владивосток, проспект 100-летия Владивостока, 159, Дальневосточный геологический институт.

С диссертацией можно ознакомиться в Центральной научной библиотеке ДВО РАН (адрес тот же).

Отзывы на реферат, заверенные гербовой печатью учреждения, просим присылать в двух экземплярах по адресу: 690022, г. Владивосток, проспект Столетия Владивостока, 159, Диссертационный совет Д 005.006.01

Факс. (4232)31-78-47

E-mail: fegi@vlad.ru
office@fegi.ru

Автореферат разослан __ февраля 2010 г.

Ученый секретарь диссертационного совета Д 005.006.01,
кандидат геолого-минералогических наук



Б.И. Семеняк

Актуальность работы. Природа палеозойских и мезозойских кремневых формаций является одной из фундаментальных проблем современной геологии вызывающей дискуссии. Важность ее решения определяется тем, что кремневые породы и формации считаются индикаторами палеогеографических, палеотектонических, палеовулканических, геодинамических или других геологических обстановок, что используется при геологическом картировании и историко-геологических реконструкциях. Некоторые виды силицитов являются полезными ископаемыми, а их формации – генерирующими или содержащими месторождения нефти, газа, железа, марганца, фосфоритов и других ископаемых. Недостаточно детальная стратиграфическая и литологическая изученность кремневых формаций дальневосточных складчатых областей препятствует расшифровке геологического строения, территорий, созданию достоверных геологических карт и схем, и реконструкции ранних стадий истории развития бассейнов.

Цель исследования – реконструкция условий и факторов образования мезозойских кремневых формаций Сихотэ-Алинской складчатой области на основе сравнения параметров седиментации и кремненакопления в триасово-юрском сихотэ-алинском бассейне и в дальневосточных окраинных морях.

Задачи исследования. При исследовании мезозойских кремневых формаций Сихотэ-Алиня решались задачи: 1. Выделение естественных этапов кремненакопления, которое может быть выполнено только на региональной стратиграфической основе. 2. Расшифровка строения кремневых формаций. 3. Изучение петрографического и химического состава кремневых и ассоциирующихся с ними пород, их стадийной преобразованности, выделение литотипов, их парагенезисов и их генетическая интерпретация. 4. Установление природы разноранговой цикличности кремневых толщ. 5. Определение скоростей седиментации и абсолютных масс кремненакопления. 6. Реконструкция палеотектонических и палеогеографических обстановок образования кремневых формаций.

Задачей изучения четвертичных и голоценовых кремнистых илов Филиппинского и Охотского морей было получение данных о физических свойствах, компонентном, минеральном и химическом составе илов, позволяющих моделирование потенциальных пород и сравнения их с силицитами древними осадочных формаций.

Однородность методологических подходов в исследовании кремнистых осадков и древних пород и инструментальные методы изучения вещества позволяют перейти от качественных литологических сравнений к количественным сопоставлениям параметров кремненакопления в древних и современных бассейнах.

Фактический материал и личный вклад автора. Фундаментом работы является стратиграфический, литологический, минералогический и геохимический материал, полученный лично автором при изучении силицитов Сихотэ-Алинской области. Для сравнений использовался также материал, полученный автором при полевых работах в Монголо-Охотской и Корякско-Камчатской складчатых областях. Автор участвовал в морских экспедициях ТОИ ДВО РАН (3, 7 и 13 рейсы НИС «Академик А. Виноградов» в 1984, 1988 и в 1989 гг.) в Филиппинское море и приэкваториальную часть Тихого океана, давших необходимый сравнительный материал. Пробы илов Охотского моря были предоставлены д.г.-м.н. А.С.Астаховым (ТОИ ДВО РАН). Просмотрено несколько тысяч прозрачных шлифов литифицированных пород и мазков илов. Около 1000 проб силицитов растворены в плавиковой кислоте и из них выделена микрофауна для целей биостратиграфического изучения и датировки возраста пачек и толщ. Из более 300 проб мезозойских и палеозойских пород и кайнозойских илов Филиппинского и Охотского морей выделена и изучена глинистая фракция. Минералогия углеродистых силицитов изучалась с помощью микронзондового анализа. Геохимические выводы базируются на анализах более 2000 образцов кремневых и ассоциирующихся с ними осадочных и вулканических пород.

Объем и структура работы. Работа состоит из введения, 8 глав и заключения. Приложение к работе содержит 20 таблиц химических анализов пород и минералов и 26 фототаблиц, представляющих изображения обнажений, текстур, структур и микроструктур пород и минералов. Текст содержит 49 таблиц и иллюстрирован 82 рисунками. Список литературы содержит 667 наименований.

Основные научные результаты. Защищаемые положения. На основе изучения и корреляции разрезов построена модель фациального и циклического строения триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня. Уточнены мощности, определен возраст выделяемых пачек и толщ, установлены маркирующие слои, охарактеризованы литотипы слагающих формацию пород и дана их генетическая интерпретация. Показано самостоятельное значение средне?-позднеюрской терригенной-кремнистой формации.

1) Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня представляет макроциклит, отложившийся в «суперцикл UAA» (Наг et al., 1987) повышения уровня моря. Мезоциклитовое строение триасовой кремневой формации обусловлено изменениями уровня моря, происходившие с периодичностью 6-9 млн. лет. Элементарные циклиты (ЭЦ) в триасовой кремневой формации представляют периодиты, фиксирующие тысячелетние климатические изменения. Время накопления ЭЦ в разрезах карбонатно-кремневой фации триаса, отличающихся большей полнотой геологической летописи, близко к продолжительности климатических циклов известных в голоцене. В кремневой фации триаса среднее время ЭЦ значительно больше (до десятков тыс. лет), что обусловлено внутрiformационными размывами и перерывами в осадконакоплении.

2) Выявлена потенциальная металлоносность углеродистых силицитов Сихотэ-Алиня, повышенные содержания в некоторых разрезах золота и платиноидов. Среднее содержание Au во фтанитах местами достигает значений, близких к промышленным содержаниям в россыпях. Около 70% Au, 60% Pt и 46% Pd связано с органическим веществом пород, а оставшаяся часть находится в самородной форме или в интерметаллидах вида Cu_5Zn_3 . Кристаллические формы Au и Pd образовались в катагенезе в трещинах и порах заполненных органическим веществом. Битумоидные фракции РОВ имеющие высокие концентрации Au, Cu, Zn и других элементов служили транспортером и источником металлов многих сульфидов, интерметаллидов, нано- и микрочастиц самородного золота и палладия в углеродистых кремнистых толщах.

3) Абсолютные массы накопления аутигенного кремнезема (в $г/см^2$ за 1000 лет SiO_2 св.) в триасовом (0,23-2,8) и юрском (0,95-4,6) сихотэ-алинском бассейне, в современном Охотском (0,53-6,8) и неогеновом Японском (0,6-3,7) морях – величины одного порядка, но значительно выше значений абсолютных масс для пелагических участков Филиппинского моря ($\leq 0,1$) или экваториальных областей Тихого океана. Их величины минимальны на подводных поднятиях и верхних участках склонов, и максимальны на дне котловин у подножий склонов (до $11,6 г/см^2/1000 л$ в Охотском море), что объясняется смывом или стеканием маловязких кремнистых илов. Илы пелагической части Охотского моря, после литификации и катагенеза могут сформировать слой глинистых кремней, с содержанием кремнезема около 80% SiO_2 , т.е. таким же, как в оленекско-среднеазиатских пачках триасовой кремневой формации и киммеридж-титонских силицитах южного Сихотэ-Алиня. Снижение потока терригенной взвеси в Охотское море в 2,1 раза, а в миоцен-плиоценовое Японское море в 3,7 раз привело бы к накоплению в них толщ идентичных по составу к ладинско-верхнетриасовым кремням Сихотэ-Алиня.

4) Кремневые формации складчатых областей, накапливавшиеся на ранних стадиях развития бассейнов, являются закономерным следствием циклов тектоно-магматической активизации, растяжения и опускания больших участков земной коры, сопряженных с относительным повышением уровня моря и изменениями ландшафтов водосборных площадей, приводящим к уменьшению потока терригенного материала и накоплению планктоногенных высококремневых осадков в окраинно-континентальных бассейнах.

Научная новизна. Новыми являются детальная стратиграфическая схема триасовых глубоководных отложений, данные о строении, составе и возрасте кремневых толщ в ряде районов Сихотэ-Алиня. Впервые установлены углеродистые силициты, показано их распространение, маркирующее значение и установлена благородно-металльная минерализация. Изучена глинистая фракция в различных типах силицитов и ассоциирующихся с ними породах. Рассчитаны абсолютные массы накопления

аутигенного кремнезема в триасовых и позднеюрских кремневых толщах Сихотэ-Алиня. Определена продолжительность циклов седиментации. Получены новые данные по минеральному и химическому составу кремнистых илов Охотского и Филиппинского морей и рассчитаны абсолютные массы кремненакопления, что позволило сравнить параметры кремненакопления в древних и современных бассейнах.

Теоретическое и практическое значение. Результаты исследований диссертанта вошли в учебные пособия для студентов геологических специальностей: «Литология» т. 1, автор В.Т. Фролов, 1992; «Основы литохимии», автор Я.Э. Юдович, 2000; в геологические отчеты и рекомендательные записки в организации «Приморгеология» и «Дальгеология» Министерства природных ресурсов. Они учтены при создании комплекта «Государственной геологической карты масштаба 1:1000000 третьего поколения (2006 г.). Установленные в некоторых районах Сихотэ-Алиня геохимические аномалии и благороднометальная минерализация могут быть использованы для прогнозов и при поисках полезных ископаемых.

Публикации и апробация работы. Основные положения диссертации в 24 статьях и 2-х монографиях. Они докладывались или представлялись (в виде материалов и тезисов) на научных совещаниях различного уровня: Всесоюзных совещаниях по «геохимии осадочных пород и руд фанерозойского и позднепалеозойского возраста» и по «геохимии углерода», (Москва, ГЕОХИ АН СССР, 1980 и 1981 гг.), Всесоюзной школе-семинаре «Кремненакопление в осадочном процессе» (г. Новороссийск, 1985), 10-м Всесоюзном литологическом совещании (г. Ереван, 1988), 13-м международном седиментологическом конгрессе (Nottingham, England, 26-31.08.1990), «Международной полевой конференции по биостратиграфии и тектонике в перми и триасе» (Владивосток, 1992), 3-м международ. симпозиуме «Закономерности строения и эволюции геосфер» (г. Хабаровск-Владивосток, 1996), 15-м международ. седиментологическом конгрессе (Аликантэ, Испания, 1998 г.), междунар. съезде геологов-рудников: «The 8th Biennial SGA Meeting» (Beijing, China, 18-21 August 2005), симпозиуме «Наногеохимия золота» (г. Владивосток, апрель 2008 г.), 4-м (г. Москва, 6-9 ноября 2006 г.) и 5-м (г. Екатеринбург, 14-16 октября 2008 г.) Всероссийских литологических совещаниях.

Глава 1. РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЕНЕЗИСЕ КРЕМНЕВЫХ ПОРОД И ФОРМАЦИЙ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Существующие воззрения на происхождение кремневых формаций можно разделить на (I) связывающие их образование с источниками (эндогенными либо экзогенными) кремнезема, поступавшего в большом количестве в бассейн седиментации, и (II) придающие главное значение специфическим обстановкам или благоприятным условиям существовавшим в бассейнах и сопредельных с ними площадях.

1.1. Гипотезы, связывающие образование кремневых толщ с ведущей ролью источников растворенного кремнезема

Вулканоогенно-осадочная гипотеза зародилась во второй половине XIX столетия [Pantaneli, 1880, [Lotti, 1886, Whitney, 1867] и в том или ином варианте, частично или полностью принималась и развивалась многими исследователями [Кассин, 1931; Taliaferro, 1933; Петрова, 1958; Шатский, 1960; Красный и др., 1962; Bailey et al., 1964; Дзоценидзе, 1969; Канмера, 1974; Челидзе, 1977; Голубовский, Голубовская, 1979; Хераскова, 1979; Афанасьева, 1980; Рейфман, 1980; Муравьев, 1983; Gibson and Towe, 1971; Mattson and Pessagno, 1971; Stanaway et al., 1978; Moore, 1983; Nakazava et al., 1983; Imoto, 1983; Вишневская, 1984; Nachev, Nachev, 1989; Obradović and Goričan, 1989; Ruiz-Ortiz et al., 1989; Зайкова, 1991 и др.] и наиболее полно аргументируется в работах И.В. Хворовой [1968; 1976; 1979; 1980, и др.].

Ко второй половине 20-го столетия определились три положения вулканоогенно-осадочной гипотезы [Обуэн, 1967; Garrison, 1974]. Вулканизм мог оказывать прямое или

косвенное воздействие на формирование кремневых толщ: (1) прямым поступлением кремнезема при подводно-морских эрупциях или при выщелачивании из застывающей на морском дне лавы и пеплов; (2) стимуляцией этим кремнеземом высокой продукции кремневого планктона, а также обеспечением лучшей сохранности кремневых скелетов; (3) снижением критической глубины карбонатакопления вследствие выделения кислых вулканических газов в периоды эрупций, что способствовало накоплению бескарбонатных радиоляриевых илов на меньших, чем в настоящее время, глубинах.

Гипотеза А.Д. Архангельского. А.Д. Архангельский [1936] связал накопление кремневых пород в геосинклинальных и платформенных бассейнах с эпохами пенеплена и развития кор выветривания на суше. Он определил факторы, способствовавшие накоплению высококремневых илов: достаточную энергию химического выветривания на суше, поставлявшего речным водам растворенную кремнекислоту и малое поступление обломочных частиц с суши. Образование кор выветривания на суше связывается с распространением влажного тропического и субтропического климата на значительной территории [Grunau, 1965; Leclaire, 1974]. В отношении силицитов складчатых поясов гипотеза А.Д. Архангельского не получила широкого применения и чаще использовалась для объяснения образования платформенных молодых кремневых формаций [Дистанов, 1980; Казанский и др., 1965; Казаринов, 1958, 1965; Казаринов, Казанский, 1969]. В обеих вышеупомянутых гипотезах признается несхожесть условий и обстановок древнего и современного (биогенного) кремненакопления и существенная роль химического осаждения кремнезема из пересыщенных морских вод.

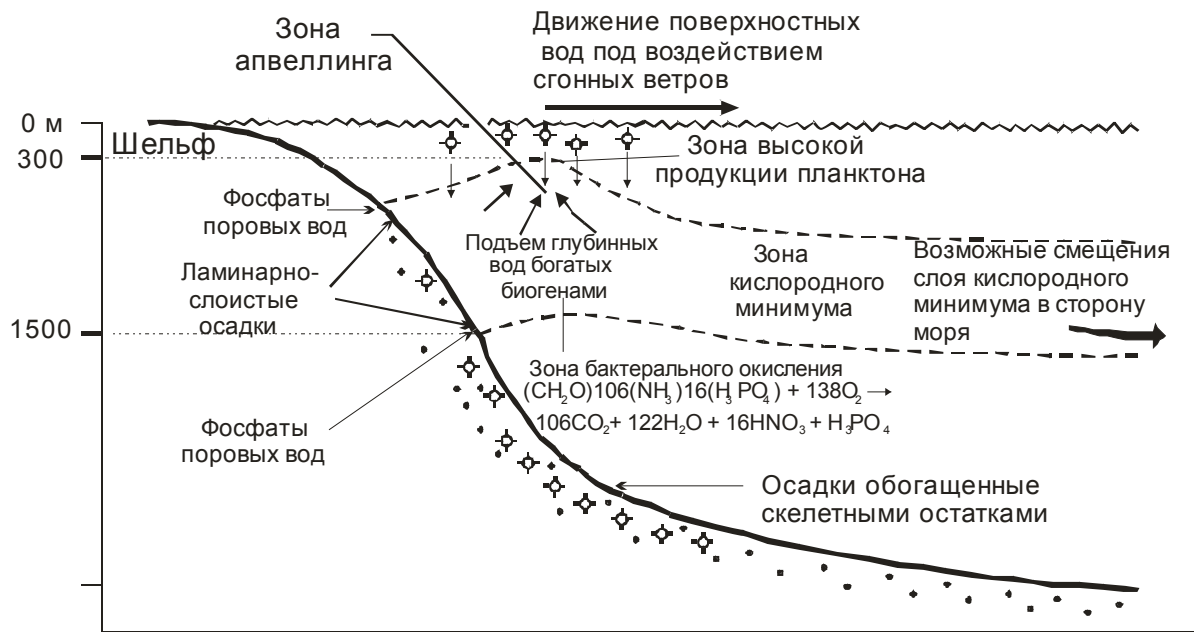
Изучение биологических процессов и кремненакопления в океане [Безруков, 1960; Жузе, 1962; Лисицын, 1966 а, б; 1970; 1974; 1978; Лисицын и др., 1977; Лисицын, Виноградов, 1982; Емельянов, 1975; Страхов, 1978; Calvert, 1966; Wollast, 1974; DeMaster, 1981 и др.], изучение составов иловых вод осадков и диагенетических процессов с помощью природных наблюдений и лабораторных экспериментов [Бруевич, 1953; Heath, Dymond, 1973; Heath, 1974; Murray et al., 1978; Wakefield, 1982; Конюхов, Соколов, 1975; Гречин, 1976; Левитан, 1979; Левитан, Богданов, 1980; Плюснина, Левитан, 1975; Lancelot, 1973; Lawson et al., 1978; Lewin, 1961; Calvert, 1974; Mizutani, 1966; 1967; Laurent, Scheere, 1971; Isaacs et al., 1983; Kano, 1983; Kastner et al., 1977; Kastner, Gieskes, 1983; Keller, Isaacs, 1985; Mann, Müller, 1985; Hesse, 1989 и др.] практически полностью дискредитировали гипотезу химического осаждения кремнезема из водной колонны в океанических бассейнах.

1.2. Гипотезы, связывающие образование кремневых толщ со специфическими условиями и /или обстановками в области седиментации

Гипотеза глубоководного образования силицитов (батиметрическая гипотеза). Открытие радиолярий в палеозойских и раннемезозойских кремневых породах и первые исследования современных глубоководных (в том числе радиоляриевых) осадков, начавшиеся (экспедиции на английском исследовательском судне «Челленджер» (1872-1876 гг.) способствовали признанию силицитов глубоководными осадками накапливавшимися ниже критической глубины карбонатакопления [Peach, Horn, 1899; Dewey, Flatt, 1911; Mollengraaff, 1915; Sampson, 1923; Steinmann, 1913; Обуэн, 1967]. Глубоководные условия отложения предполагаются для пермско-юрских кремней Новой Зеландии [Sporli, 1975], верхнеюрско-неокомских радиоляритов и радиоляриевых яшм Малого Кавказа [Вишневская, 1984], нижнемеловых кремней формации Пунта-Конхал Коста-Рики [Gursky, Schmidt-Effing, 1983], палеозойских и мезозойских кремней и яшм геосинклинали (террейна) Чичибу в Японии [Ogawa et al., 1983; Suzuki, Nada, 1979], среднепалеозойских кремневых пород Мугоджар [Зайкова, 1991], триасовых и юрских радиоляриевых кремней Сихотэ-Алиня [Брагин, 1991, 1993, 2000а, б; Маркевич и др., 2000; Зябрев, 1994; Кемкин, 2008; Кемкин, Ханчук, 1993; Кемкин и др., 2001; Филиппов и др., 2001; Porova et al., 1999; Kemkin, Philippov, 2001; и др.].

Гидродинамические гипотезы (среди которых доминирует гипотеза апвеллингов) связывают накопление силицитов с благоприятными палеоокеанографическими и палеогидродинамическими условиями [Calvert, 1966; Ramsay, 1973; Сеньковский, 1977; Jenkyns, Winterer, 1982; Isaacs et al., 1983; Imoto, 1983, 1984; Koizumi, 1983; De Wever, 1989]. Условия, определяющие высокую продукцию, накопление и сохранение кремневых скелетов в осадках под зонами апвеллингов - это подъем в фотическую зону глубинных вод, богатых биогенами, и высокие темпы осаждения кремневых скелетов и органического вещества, которое стимулирует лучшую сохранность скелетов образованием предохранительных пленок. Кроме того, повышение содержания в придонных и иловых водах углекислоты способствует растворению карбонатных скелетов планктонных организмов на меньших глубинах, что предполагает уменьшение критической глубины карбоната накопления (рис.1). Возникновение и исчезновение апвеллинга связывается с влиянием тектоники на циркуляцию и биопродуктивность вод, опосредованным через топографию дна бассейна.

Рис. 1. Схема седиментационных процессов в областях прибрежных апвеллингов, возникающих под воздействием сгонных ветров [Jenkyns, 1986]



Гипотеза механического обогащения кремневых слоев остатками кремнистых микрофоссилий. Исследование срезов некоторых кремневых слоев в шлифах и применение радиографических методов выявили текстуры напоминающие «циклы Боума». Это позволило связать образование ритмично-слоистых кремнистых толщ с механизмом переотложения радиоляриевого ила турбидными течениями [Nisbet, Price, 1974; Hein et al., 1983; Imoto, 1983, 1984]. При этом, осаждающиеся из суспензии первыми скелеты радиолярий и спикулы губок формируют высокремневые слои. Другие исследователи считают, что циклическое строение карбонатно-кремневых и аргиллит-кремневых серий не определяется единым механизмом отложения из турбидных потоков, а обусловлено периодическим изменением первичных условий седиментации. При этом диагенетические процессы лишь затушевывали или усиливали черты первичной седиментационной слоистости [Baltuck, 1983; Ruiz-Ortiz et al., 1989].

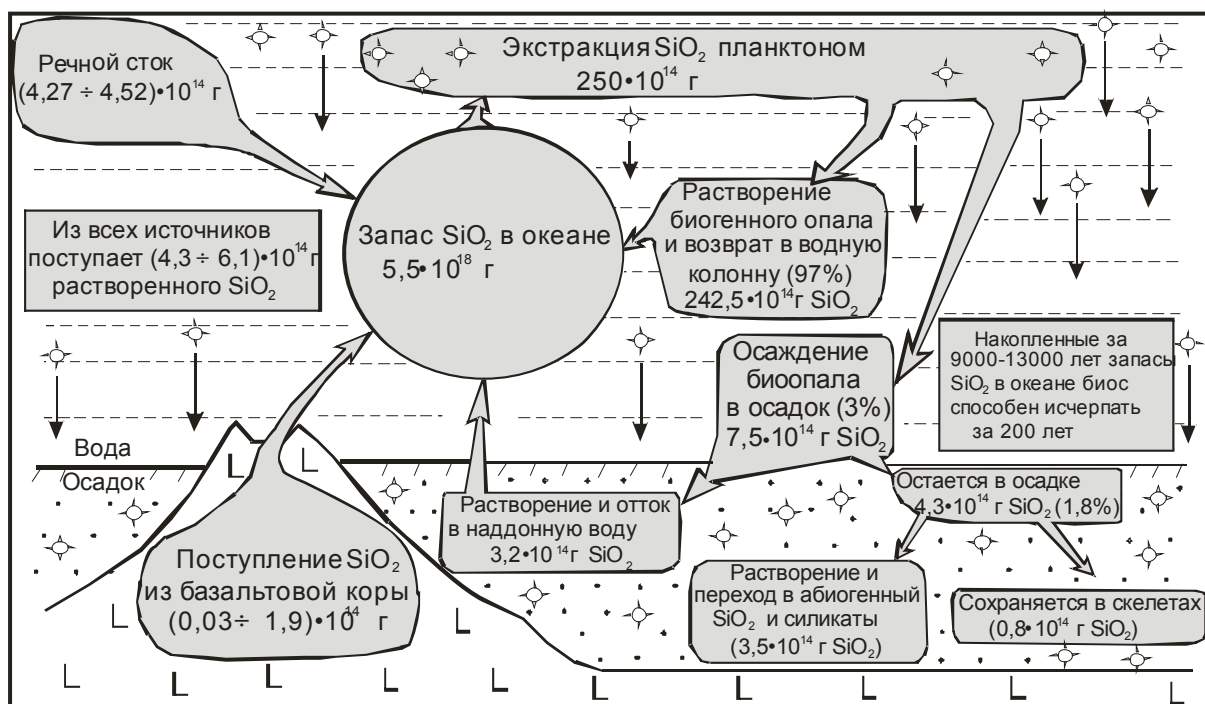
1.3. Закономерности распределения кремневого планктона в современных океанах и донных осадках

Связи продукции кремневого планктона с зонами подъема глубинных вод богатых биогенами выявлены во второй половине 20-го столетия [Лисицын, 1966а, б, в, 1970; Волковинский и др., 1972; Виноградов, Лисицын, 1981; Лисицын, Виноградов, 1982; Богоров, 1974; Страхов, 1976; 1978; Bogoyavlensky, 1967; Calvert, 1966, 1974 и др.].

В современном океане растворенная кремнекислота «обезличена» и накопление биогенных кремнистых илов не имеет прямой связи с конкретными источниками кремнезема (реками, гидротермами и др.). Источником кремнезема биогенных кремнистых осадков является сам океан, пополняемый поступлениями с суши и из океанической базальтовой коры (рис.2). По оценке большинства авторов, в ежегодном поступлении в современный океан вынос растворенного кремнезема реками, по-видимому, преобладает над его поступлением из эндогенных источников [Wollast, 1974; Wolery, Sleep, 1976; Humphris, Thompson, 1978; Corliss et al., 1979; DeMaster, 1981].

Кремнистые организмы, накопления которых составляют современные кремнистые илы – это диатомовые, радиолярии, силикофлагелляты и губки. Самые распространенные в тропических водах – диатомовые. Хотя диатомовые преобладают по количеству экземпляров, радиолярии часто преобладают по весу: 1-35% диатомовых, 62-98% радиолярий и 1-2% силикофлагеллят. Воды антарктического региона содержит во взвеси (в весовом выражении) 99-99,9% диатомей, 0,1-1% радиолярий и силикофлагеллят [Blueford, 1989].

Рис. 2. Годичный цикл кремнезема в океане



Составлено по данным: Лисицын, 1974; Wollast, 1974; De Master, 1981.

Максимальные абсолютные массы накопления биогенного кремнезема характерны для окраин континентов, особенно зон апвеллингов западной окраины Американского континента и Юго-Западной Африки (табл. 1). Умеренно высокие скорости кремненакопления свойственны окраинным и некоторым эпиконтинентальным морям. В пелагических зонах Мирового океана, за исключением южного пояса кремненакопления, величины абсолютных масс кремнезема ниже в десятки и сотни раз. По некоторым данным, в осадках окраинных морей и гемипелагических зон океана

захоронено около 85-90% всего кремнезема, обычно маскируемого терригенным материалом [Heath, 1974; Oehler, 1975].

Табл. 1. Абсолютные массы накопления аморфного кремнезема за последние 18000 лет [De Master, 1981].

Бассейн	Площадь, см ²	Абс. массы SiO ₂ ам. г/см ² за 1000 лет	Содержание SiO ₂ ам., %
Окраины континентов			
Западное побережье северной Америки			
Залив Саанич (Британская Колумбия)	?	24,0	19
Санта Барбара	?	5,0	5
Побережье центрального Орегона	8·10 ¹⁴	50,0	?
Апвеллинги			
Калифорнийский залив	7,6·10 ¹⁴	13,2	20
Перуано-Чилийский	19·10 ¹⁴	3,2	13
Юго-Западной Африки	2,5·10 ¹⁴	44,0	40
Окраинные моря			
Охотское	80·10 ¹⁴	1,7	30
Берингово	120·10 ¹⁴	2,3	?
Эпиконтинентальные моря			
Балтийское	42·10 ¹⁴	0,56	1
Азовское*	3,9·10 ¹⁴	0,7	?
Азовское (глубоководная часть)*	?	5,6	1
Северный Каспий вне дельты рек Урал и Эмба*	?	1,25	1-2
Средний Каспий*	?	?	4-12
Аральское*	5,11·10 ¹⁴	3	
Аральское (западная впадина)*	?	20	>5
Пелагиаль океана			
Северный пояс кремненакопления			
северо-западная часть Тихого океана	400·10 ¹⁴	0,33	13
северо-восточная часть Тихого океана	300·10 ¹⁴	0,067	8
Экваториальный пояс кремненакопления			
Индийский океан	200·10 ¹⁴	0,035	25
Тихий океан	1000·10 ¹⁴	0,010	10
Южный пояс кремненакопления	1900·10 ¹⁴	2-8	55

* – по [Хрусталеv, Кутилин, 1974; Хрусталеv, 1987].

1.4. Использование силицитов при палеогеографических, тектонических и геодинамических реконструкциях

Использование силицитов как индикаторов палеогеографических, тектонических и геодинамических обстановок расширилось в связи с распространением парадигмы тектоники плит [Garrison, 1974; Siever, 1983; Murchey et al., 1983; Nachev, Nachev, 1989; Karl, 1989; Obradović, Goričan, 1989]. Применяемый метод реконструкции палеогеографических и палеотектонических обстановок заключается в анализе парагенетических ассоциаций силицитов с другими осадочными и магматическими породами в сериях или тектоно-стратиграфических комплексах, а также интерпретации петрографических и геохимических особенностей самих пород. Достоверность таких реконструкций полностью зависят от качества детальной стратиграфической информации и от картирования, «*которое редко производилось в эвгеосинклинальных террейнах, за исключением немногих площадей типа северных Апеннин*» [Garrison, 1974].

Некоторыми исследователями дальневосточных складчатых областей кремневым породам придается большое значение как индикаторам океанических пелагических обстановок седиментации, что используется для доказательства больших перемещений плит [Ханчук и др., 1995; 2006; Парфенов и др., 1998; Филиппов и др., 2001; Кемкин, 2006; 2008; Голозубов, 2006; Голозубов и др., 2006; Филиппов, Кемкин, 2009]. Другое мнение о природе бассейнов кремненакопления высказано Де Вевером: «Сейчас принято, что большинство радиоляритов не отлагались в широко раскрытых бассейнах или на континентальных склонах, а в удлинённых желобообразных прогибах или малых бассейнах с ограниченной океанической циркуляцией. Эти относительно ограниченные бассейны представляли заливы богатые органическим веществом, такие, как современный Калифорнийский залив или окраинные моря, такие как Японское, Охотское и Берингово» [De Wever, 1989]. К вопросу о природе бассейнов где могли отлагаться «ленточные кремни», находящиеся сейчас в ассоциации с офиолитами, Х. Дженкинс заключает: «Многие офиолиты формировались скорее в «малых океанах», чем в зрелых бассейнах подобных современной Атлантике и Тихому океану; таким образом, радиоляриты могут быть порождены скорее локальными, чем глобальными океанографическими условиями» [Jenkyns, 1986, с. 394]. Под «малыми океанами» им понимаются бассейны, подобные современным Средиземному и Красному морям, Калифорнийскому заливу и отгороженным островными дугами тихоокеанским окраинным морям. Как заключает Х. Дженкинс: «условия физического, химического и биологического состояния океана менялись во времени и такие изменения могли сильно влиять на природу отложившихся осадков» [Jenkyns, 1986, с. 390].

Глава 2. МЕТОДОЛОГИЯ И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ

Методология. Методология генетического анализа и историко-геологических реконструкций освещена в работах [Страхов, 1945, 1971; Леонов, 1970; Косыгин, Соловьев, 1974; Фролов, 1984, 1995; Холодов, 2006, и др.]. Решение проблемы происхождения силицитов сводится к задачам реконструкции условий накопления, включающих процессы и обстановки отложения, а также последующего преобразования кремневых пород и толщ. Она решается сочетанием методов: историко-геологического, реализуемого в стратиграфии, сравнительно-литологического метода и методов генетического анализа. Основной задачей стратиграфического изучения было выделение естественных этапов седиментации в сложно дислоцированных покровно-складчатых комплексах. Методология генетического анализа предусматривает предпочтительность выделения генетических типов осадочных пород по способу (механизму) их образования, и восстановление обстановок по парагенезам генотипов [Фролов, 1984, 1995].

Методы полевого изучения. При геологическом картировании разрезы многих свит и толщ составлялись с использованием линий шурфов и канав, что создало искаженное представление о последовательности отложений и мощностях выделяемых стратонов. Поэтому, главными объектами полевого изучения стали хорошо обнаженные (в речных и дорожных врезках, дорожных карьерах), хотя и сложно деформированные толщи. При изучении обнажений и построении разрезов использовался комплекс литологических, палеонтологических и структурных исследований на одних и тех же обнажениях. Полевая диагностика пород контролировалась обязательным микроскопическим изучением прозрачных шлифов всех типов пород, а криптокристаллических кремнистых и кремнисто-глинистых пород также химическим анализом на основные порообразующие окислы. Биостратиграфическое расчленение и корреляция исследуемых толщ базировалось на микрофауне конодонтов (Г.И. Бурый) и радиолярий (В.С. Руденко, И.В. Кемкин, О.Л. Смирнова), выделенных из пород методами химического препарирования. Для генетического анализа Сихотэ-Алиня исследовались текстуры силицитов в полированных образцах и тонких срезах.

Методы изучения вещества пород. Исследование глинистых фракций предусматривало рентгено-дифрактометрические съемки ориентированных препаратов воздушно-сухих, насыщенных этиленгликолем, прокаленных при 350° и 550°С образцов, прогретых при 90°С в 10%-й HCl в течение 1 часа, а также съемки на просвет, для установления параметра “b” в мономинеральных фракциях. Дополнительно использовались также методы электронографии, электронной микроскопии, микродифракция отдельных частиц и ИКС-спектроскопия в ДВГИ (Н.В. Груда, Г.А. Нарнов, Н.Ю. Цейтлин, Г.А.Юдина, Н.Н.Баринов). Содержание глинистых минералов во фракциях вычислялось по методу [Куцыкович, Дьяконов, 1971; Viscaye, 1965]. Определения пороодообразующих окислов, редких и благородных элементов выполнялось в лабораториях аналитического центра (ДВГИ) методами мокрой химии, рентгено-флуоресцентным, полуколичественным спектральным, ICP-MS, AAS и пробирно-атомно-абсорбционным. Рудные минералы в углеродистых силицитах изучались в аншлифах на микроанализаторе JXA-8100 совместно с А.А. Карабцовым (ДВГИ). Битуминологический анализ Органическое вещество фтанитов и глинистых фтанитов исследовалось методами битуминологического анализа (О.А. Киселева, ДВГИ), ИК- и УФ- спектроскопией (А.В. Курика и В.П. Глазунов, ТИБОХ ДВО РАН) Изотопный состав углерода фтанитов выполнен в ДВГИ (Т.И. Веливецкая, В. М. Авченко).

Глава 3. КРЕМНЕВЫЕ ФОРМАЦИИ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

На юге российского Дальнего Востока (территории Приморского, Хабаровского краев, Амурской области и Еврейской АО) силициты распространены в толщах широкого возрастного диапазона, от среднерифейских до кайнозойских включительно. В Сихотэ-Алинской области известны кремни каменноугольного, пермского возраста, но наиболее распространены триасовые и средне-позднеюрские кремневые толщи.

3.1. Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алия.

Триасовые отложения представлены различными фациями. В краевых прогибах на восточной окраине Буреинского и Ханкайского массивов – это мелководными морские терригенные, местами угленосные, отложениями, которые к востоку сменяются глинистыми кремнями и кремнями, и кремнями, заключающими пачки и толщи известняков (рис.3). В Прибрежной зоне (в Дальнегорском и Кавалеровском районах) встречаются мелководные рифогенные известняки.

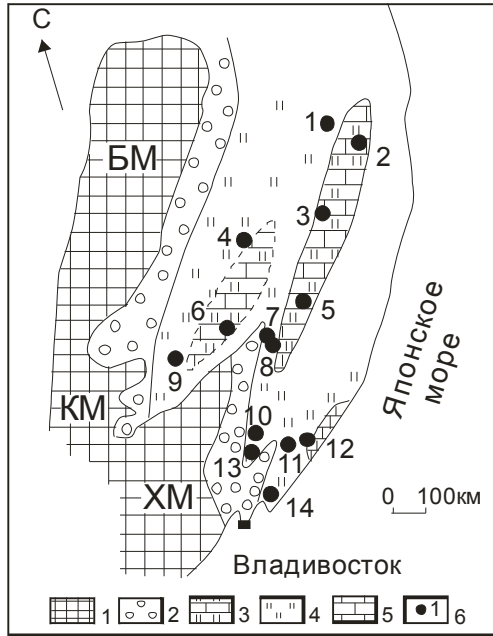
Фаціальное строение формации.

Карбонатно-кремневая фация триаса распространена в средней и северной части области в пределах Наданьхада-Бикинской и Центральной зоны, располагаясь ближе к оси нижнемеловых флишевых прогибов: Амурского и Приморского рифто-грабен, по [Уткин, 1999]. Стратиграфически наиболее полные и менее деформированные отложения фации в бассейнах рек Гур и Хор представляют отложения батиальной котловины триасового моря.

Разрез на правом берегу р. Гур был выделен в качестве стратотипа верхней части джаурской свиты, но представлял фаунистически немые карбонатные и кремневые толщи [Геология СССР, 1966]. Первые позднекарнийско-ранненорийские конодонты были выделены из известняков в средней части разреза [Волохин, 1985]. Позднее, в разрезе были установлены отложения всех ярусов триаса от верхнего анизия (слои с *Neogondolella constricta*) до среднего нория (слои с *Epigondolella aff. postera*) включительно [Волохин и др., 1987; 2003; Бурый, 1989]. Карбонатно-кремневый разрез (425 м) состоит из четырех толщ плитчатых кремней и трех карбонатных толщ, связанных постепенными литологическими переходами в единый макроциклит. Стратотип нижней части джаурской свиты, выделявшийся на правом берегу р. Джаур выше устья руч. Нижний Полумай [Геология СССР, 1966], представляет, по-видимому, олистостромовый комплекс, с олистоплаками верхнеанизийских кремней и яшм заключенных в алевролитах более молодого возраста. Ранее, в кремнях этого разреза был

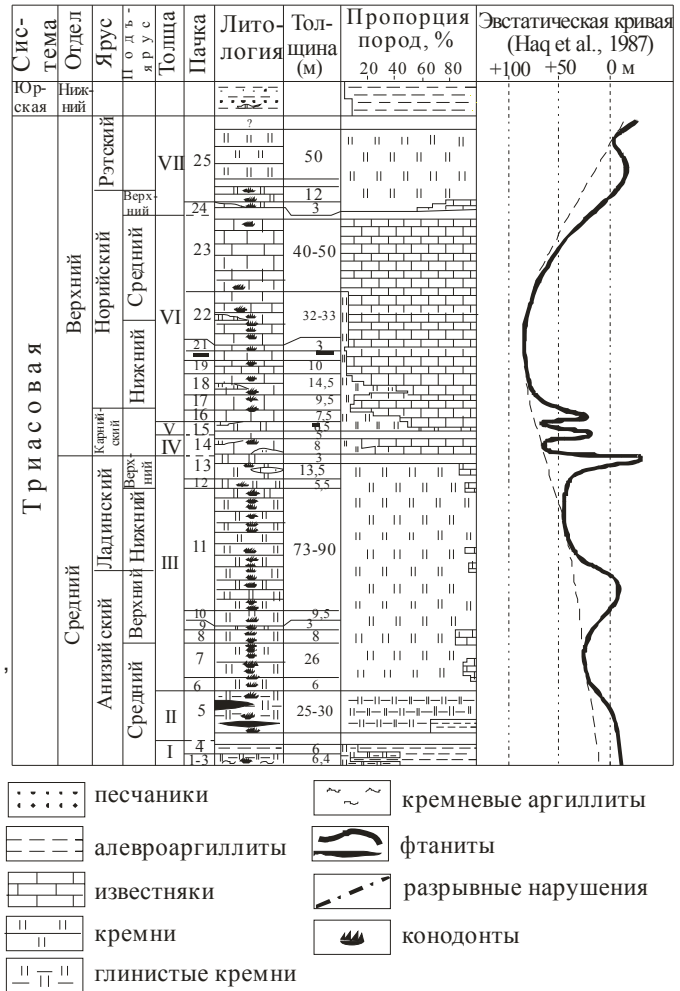
описан комплекс радиолярий, считавшийся поздне триасово-раннеюрским [Жамойда, 1972]. Из кремней и яшм этого разреза выделены только среднетриасовые конодонты, определяющие их разновозрастность нижним слоям разреза р.Гур [Волохин и др.,1987].

Рис.3. Положение разрезов на схеме фаций триасовых отложений



1 - Сиалические массивы: XM - Ханкайский, БМ - Буреинский, KM - Кэнтайский; 2 - терригенные мелководные отложения триаса; 3-5 - фации кремневой формации: 3 - кремневая, 4 - карбонатно-кремневая, 5 - известняковая рифовая. 6 - разрезы: 1- п. Боктор, 2- р. Гур, 3- р. Анюй, 4- г. Хабаровск, 5- р. Хор, 6- г. Бикин, 7- р. Матай, 8- р. Катэн, 9- с. Шичанг (КНР), 10- р. Огородная, 11- руч. Балаганный, 1 - г. Дальнегорск, 13- с. Бреевка, 14- р. Корейская

Рис. 4. Стратиграфическая колонка и пропорция пород в разрезе по р. Хор



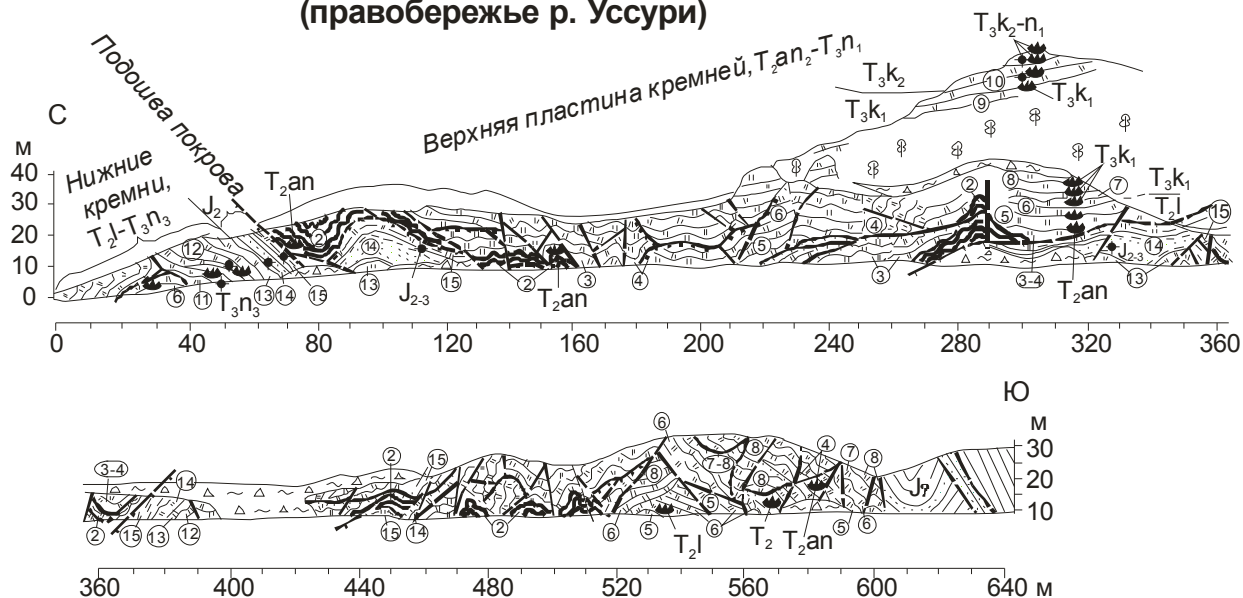
В разрезе на правом берегу р. Хор карбонатные и кремневого толщи относившиеся к краснореченской свите представляли хорошо обнаженные, но фаунистически немые толщи [Шевелев, 1988]. Здесь была построена литологическая колонка и в 57 пробах выделены конодонты, позволяющие сопоставлять слои со всеми подъярусами триаса от среднего анизия (зона *Paragondolella bulgarica*) до позднего нория-рэта (зона *Misikella posthernsteini*) включительно [Волохин и др.,1999]. В разрезе выделены 25 пачек, сгруппированных в 7 толщ, общей мощностью 355-381 м, которые связаны литологическими переходами в единый карбонатно-кремневый макроциклит (рис.4). Полная мощность триасовой формации в бассейне р. Хор около 430 м.

В разрезах по р. Анюй обнажены кремневые и карбонатно-кремневые толщи, включившиеся в нижнюю подсвиту (1200 м) джаурской свиты поздне триасово-юрского возраста [Мартынюк,1972, 1984]. В среднем течении р. Анюй были установлены анизийские, ладинские и поздне триасовые плитчатые кремни, глинистые кремни и известняки [Волохин и др., 2000]. Суммарная мощность датированных слоев (Т₂а₂-Т₃п₂) составляет 199-258 м. Полная триасовых отложений в бассейне р. Анюй оценивается в 300 -320 м [Волохин и др., 2000], что в 4 раза меньше мощности нижней подсвиты джаурской свиты, по данным картирования.

Разрезы в среднем течении р. Анюй характеризуют краевые части карбонатно-кремневой фации в зоне сочленения ее с кремневой фацией (рис.3). Небольшие мощности карбонатных тел, резкая фациальная изменчивость, значительная диахронность границ толщ яшм и кремней, обилие спикул губок в анизийских слоях, остракод в кремнях и известняках, сравнительно высокие содержания каолинита, вероятно, свидетельствуют о накоплении карбонатно-кремневых отложений р. Анюй на континентальном или островном склоне, либо у его подножья. Основные площади карбонатно-кремневой фации триаса скрыты под мощным чехлом юрских и меловых пород Восточной зоны.

Кремневая фация. Расшифровка строения разрезов и построение колонок проводилась в сложно деформированных комплексах, где триасовые силициты слагают покровные пластины, залегающие на терригенных флишевых отложениях юрского и берриас-валанжинского возраста. Фация развита почти во всех структурах области: в Баджалской, Наданьхада-Бикинской, Центральной и Прибрежной зонах. Отложения фации выходят в полосе, шириной 40 до 100 (150) км, а мощность ее отложений варьирует от первых десятков до 150-200 м. В отложениях фации присутствуют внутрiformационные перерывы, следы перемыва ила и переотложения микрофауны. Встречаются прослой (10-20 см) древеснисто-песчано-алевролитовых турбидитов.

Рис. 5. Обнажение кремневой толщи в устье р. Огородной (правобережье р. Уссури)



Одним из хорошо изученных выходов фации является обнажение в дорожном врезе (более 600 м) на правобережье р. Уссури (рис. 5). Разрез состоит из двух частей: нижней, представленной средне-верхнетриасовыми кремнями, байос-батскими граувакковыми и граувакко-аркозовыми песчаниками и алевролитами (пачка 14) и кремнистыми аргиллитами (пачка 15), и верхней части, представляющей аллохтонную пластину среднеанизийско-нижнекарнийских кремней (слои 2-10). Подошву покрова маркирует «фтанитовая пачка» среднеанизийского возраста (зона *Neospathodus kockeli*), представленная переслаиванием глинистых кремней и кремней с глинистыми фтанитами и фтанитами. Отложения разбиты разрывами и смяты в мелкие складки небольшой амплитуды с горизонтальным зеркалом складчатости. В данном обнажении установлены согласно залегающие друг на друге средне- и позднеанизийские, ладинские, нижнекарнийские, верхнекарнийские и нижненорийские глинистые кремни и кремни. Колонка дополнена слоями силицитов присутствующими в других выходах кремневых толщ. В результате проведенной работы было установлено, что на правобережье р. Уссури между селам Уборка и Самарка присутствует только одна толща триасовых

кремней (66-72 м), включающая отложения ярусов от среднего анизия до верхнего нория-рэта включительно [Волохин и др., 1990].

Изучение разрезов кремневой фации в других районах южного Сихотэ-Алиня (у с. Бреевка, по р. Рудной, р. Корейской и др.) показало, что мощности кремневого триаса в южном Сихотэ-Алине варьируют от 45 до 80 -100 м, редко больше, что значительно расходится с результатами геологических съемок.

Рифовая известняковая фация триаса представлена в Прибрежной зоне в Дальнегорском районе известняками крупных массивов (Дальнегорский, Сахарная голова, ключа Больничного, Мономаховский и других), залегающих ныне в олистостромовом комплексе валанжинского возраста (рис.3). Протяженность известняковых блоков-олистоплак достигает 3,5 км. Триасовые рифовые постройки формировались на вулканических базальтовых постройках, в прогибах между которыми и на их склонах в среднем и позднем триасе отлагались радиоляриевые илы. В Прибрежной зоне, массивы каменноугольных, пермских и триасовых рифовых известняков расположены в полосе, простирающейся на северо-восток на сотни километров [Киреева и др., 1976; 1978]. Вся эта цепь поднятий рассматривается как естественное ограничение триасового сихотэ-алинского бассейна на востоке [Мазарович, 1986; Тащи, 1989].

Циклитовое строение формации.

Варьеподобная ламинарная цикличность документирует наиболее элементарные циклы отложения осадка, какие удается выявить в слоях силицитов. Она представлена чередованием тончайших (0,05-1,0 мм), иногда удивительно выдержанных по толщине слоев-ламин, различающихся содержанием кремневого, глинистого и органического вещества (во фтанитах), или окисных и гидроокисных минералов железа (в яшмах). Ламинарная микроцикличность свойственна силицитам отложившимся в тиховодных условиях, ниже зоны волнового воздействия, и не претерпевшим биотурбации. Природа микроциклитов связывается с циклами сезонной продуктивности и осадения биогенного опала планктона: увеличением - в весенне-летний период, и уменьшением (или прекращением) в зимний период, когда осаждается глинистый материал.

Элементарная цикличность. Толщина элементарных циклитов (ЭЦ) варьирует от 0,5 до 15-20 см (редко до 30 см или более). Среднее время отложения элементарного циклита, определенное подсчетом микроциклитов, составляет сотни- первые тысячи лет. Длительность циклов, определенная из стратиграфических данных по разрезам кремневой фации, значительно больше. Это обусловлено неполнотой геологической летописи, особенно в разрезах кремневой фации. В отложениях карбонатно-кремневой фации, где геологическая летопись более полная, элементарные циклы отражают, по-видимому, тысячелетние климатические изменения, повлекшие колебания уровня моря и кратковременные трансгрессии и регрессии. Изучение текстур и структур слоев в тонких срезах и на полировках, химический состав и состав глинистой фракции элементов циклитов позволяют считать, что большинство элементарных циклитов являлись, по-видимому, периодитами.

Мезоцикличность. В кремневой фации мезоциклиты представлены повторением пачек тонкоплитчатых и более толстоплитчатых кремней или, пачек существенно более кремнистого и более глинистого состава. В карбонатно-кремневой фации (р. Гур, р. Хор) мезоцикличность выражен чередованием толщ кремней и известняков. Существует общая корреляция между объемным содержанием карбонатных и кремневых пород в пачках и глобальными изменениями уровня моря. Она, по-видимому, отражает влияние на седиментацию в сихотэ-алинском бассейне изменений уровня моря и сопряженных с ними трансгрессий и регрессий. Сравнение с эвстатической кривой показывает, что накопление карбонатных толщ в целом, происходило при максимальном уровне моря (рис.4). При промежуточном (среднем уровне моря) отлагались толщи кремней.

Кратковременные снижения уровня моря в конце анизия и, особенно глубокие, в конце ладина, в середине и конце карнийского века проявились в кремневом составе пачек и сокращенных мощностях верхнеладинских и карнийских слоев в разрезе р. Хор (рис.4). Смена в разрезе кремневых толщ карбонатными объясняется смещением в сторону берега границы ареалов карбонатного и кремневого планктона в периоды повышения уровня моря [Волохин и др.,1999]. При максимальных понижении уровня моря и регрессии накопление кремневых илов сменялось глинисто-кремневыми и терригенными глинистыми и алевритовыми. Продолжительность мезоциклов составляет 6-9 млн. лет.

В кремневой фации глубокие, но кратковременные понижения уровня моря в ладинско-карнийское и (возможно) в ранненорийское обусловили сокращенные мощности формации и скрытые внутриформационные перерывы. Продолжительный (от верхов анизия до низов нория) внутриформационный перерыв установленный [Бурий, Филиппов, 1991] в кремневой фации (р. Лямфана) также фиксируется и в терригенных фациях триаса Алчанской зоны и в Южно-Приморской зоне [Волохин и др.,2003].

Продолжительность мезоциклов седиментации составляла первые миллионы лет. Глобальные мезоциклы изменения уровня океана (независимо от причин эвстазии) определяют, по-видимому, тот ранг циклитов, на уровне которого уже возможна не только внутрирегиональная, но и межрегиональная корреляция отложений осадочных бассейнов.

Маркирующие слои.

Некоторые пачки и толщи триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня сохраняют характерные индивидуальные черты даже в удаленных на сотни километров разрезах. Поэтому они могут служить стратиграфическими реперами. Среди этих реперов можно отметить горизонты: 1) углеродистых силицитов, 2) сургучно-красных яшм и 3) карбонатных пород.

Фтанитовая пачка. Низы триасовой формации маркируются «фтанитовой» пачкой (4-25 м), сложенной глинистыми кремнями, с прослоями кремней и углеродистых силицитов: фтантов и глинистых фтанитов (от 15-30% до 50% или более объема пачки). Пачка залегает на оливково-зеленых глинистых кремнях и кремневых аргиллитах (до 25 м), и перекрывается плитчатыми кремнями, содержащими только редкие единичные прослои фтанитов. Фтанитовая пачка и подстилающая ее глинистые кремни (и кремневые аргиллиты) выходят в подошве покровов и пластин. В поздней юре и раннем мелу эти две существенно глинистые пачки еще сохраняли высокую пластичность и обладали меньшим сопротивлением сдвигу, чем вышележащие ладинско-верхнетриасовые кремни и подстилавшие (индские и верхнепермские) отложения. Этим объясняется обычная приуроченность срывов к этим нижним пачкам и отсутствие нормальных седиментационных переходов от триасовых силицитов с подстилавшим пермским морскими отложениям, известным в Сихотэ-Алинской области.

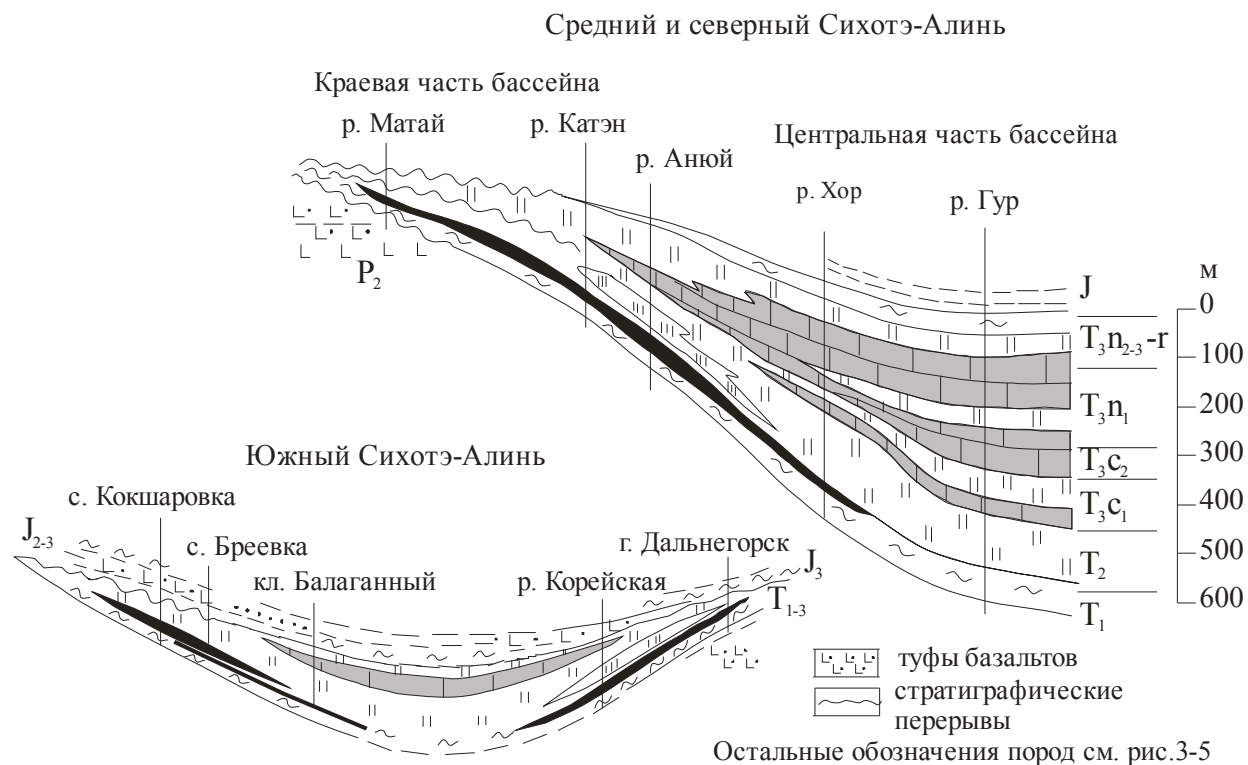
Яшмовая пачка. Уровень появления сургучно-красных яшм – верхний анизий-ладинский ярус. Яшмовая пачка хорошо выделяется на фоне преобладающих в триасовой формации серых и темно-серых кремней. Яшмы могут на коротком расстоянии фациально замещаться серыми и оливково-зелеными кремнями, даже в пределах ограниченных районов и для нее характерна диахронность границ. Яшмовая и фтанитовая пачки разделены горизонтом сероцветных кремней, толщиной от первых метров до первых десятков метров. Толщина яшмовой пачки варьирует от 5-6 м до 14 м в Лазовском и Дальнегорском районах, (14-16 м) в бассейне р. Анюй, 21-25 м, в разрезе по р. Джаур. Распространение и значение яшмового горизонта, как маркера позднеанизийско-ладинских слоев, требует дополнительного изучения и уточнения. Однако близкий возраст яшм в весьма удаленных разрезах представляется не случайным. Сами они характеризуют окислительные условия диагенеза осадков.

Карбонатные толщи на площадях распространения карбонатно-кремневой фации представляют хорошие маркеры низов карнийского яруса (р. Гур, 7-8,5 м) и верхов карния – среднего нория (бассейны р. Гур, Хор, Анюй). На этом уровне известняковые тела представлены одной (р. Хор, 134м; р. Анюй, 25-27 м) или двумя (р. Гур, 78 и 111 м) карбонатными толщами, разделенными плитчатыми кремнями (20-25м). В известняках обычны желваки и линзы серых кремней, пакеты переслаивания известняков и кремней. Плитчатые кремни, разделяющие карбонатные толщи, могут содержать линзы и прослои карбонатов. В южном Сихотэ-Алине позднекарнийско-норийским известнякам северного Сихотэ-Алиня коррелятны слабо зеленоватые (белесые) и кремнево-желтые грубоплитчатые кремни, выступающие в рельефе как массивные плиты, толщиной до 25-30 м. В этих кремнях наблюдаются единичные известняковые и доломитовые прослои и ромбоэдрические пустоты выщелоченного диагенетического доломита, с агрегатами мелких зерен апатита.

Модель строения триасовой кремневой формации

Комплексные лито- и биостратиграфические исследования [Волохин и др., 1987, 1989б, 1990, 1999, 2000а, б; 2003] и структурная расшифровка обнажений в разных районах Сихотэ-Алиня позволили реконструировать фациальное и циклическое строение триасовых глубоководных отложений. Схематично строение триасовой кремневой формации в Северном и Южном Сихотэ-Алине воссоздано на основе корреляции геологических разрезов. Формация представляла макроциклит – геологическое тело, имевшее форму чечевицы (рис.6). Мощность формации в ее центральной части достигала 500-600 м, а на краях уменьшалась до десятков метров. Для краевых частей формации характерны внутриформационные размывы и «конденсированные» разрезы.

Рис.6. Модель строения триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня



Фтанитовая пачка приурочена к нижней части формации и как и пачка верхнеанизийско-ладинских яшм приурочена к кремневой фации. Схема отражает наиболее общие черты строения формации. Реальное ее строение было сложнее, что обусловлено существованием в центральной части бассейна поднятий, на которых

отлагались кремнисто-карбонатные и слабо глинистые известковые илы. В краевые части формации, в кремневые толщи могли «вклиниваться» терригенные пачки и слои калькаренитов (в Прибрежной зоне), образуя сочленение фаций «клин в клин». Мощность макроциклита возрастает от края к сердцевине, что может свидетельствовать об относительно небольших размерах сихотэ-алинского моря, вероятно в 2- 4 раза меньших, чем Охотское море. Бассейн мог напоминать Калифорнийский залив, но только раскрывающийся не с севера на юг, а с юга на север.

3.2. Средне(?)-позднеюрская кремневая формация Сихотэ-Алинской области

В Сихотэ-Алинской складчатой области выходы юрских кремневых толщ изучались в Красноармейском, Дальнегорском, Кавалеровском и Лазовском районах Приморского края: в нижнем течении р. Колумбе (разрез р. Приточная), в бассейне р. Мирной, севернее пос. Краснореченского, по руч. Тигровый (Кавалеровский район), р. Корейской и р. Беневки близ с. Беневское [Волохин и др., 2008].

Разрезы. В обнажении на правом берегу р. Приточная (приток р. Колумбе) две толщи: зеленовато-серых кремневых аргиллитов, глинистых кремней и подчиненных им глинистых яшм (около 35 м), и сургучно-красных глинистых яшм (30 м) разделены флишоидной толщей с редкими тонкими прослоями глинистых кремней (17-47 м). Возраст радиоляриевых комплексов в силицитах всех трех толщ позволяет считать терригенную и обе кремневые толщи позднетитонскими [Волохин и др., 2003, 2008]. Мощность кремневых толщ возрастает в северо-восточном направлении, а разделяющей силициты терригенной толщи убывает на юго-восток, что предполагает ее выклинивание на юго-востоке. Эти же две титонские толщи силицитов (21 и 13 м) разделенные терригенной толщей (15,2 м) прослежены на водоразделе верховьев рек Путеводная и Рудная, в 95 км юго-западнее разреза р. Приточная.

В стратотипе эрдагоусской свиты по ручью Сашин Ключ толща (J_2 bt₂(?) – J_3 t₃) глинистых кремней, глинистых яшм и кремневых аргиллитов (63 м) залегает свиты на среднеюрских базальтах. Большая часть радиолярий, установленных в разрезе, имеют распространение в диапазоне от средней (или поздней) юры до раннего мела. Однако совместное нахождение *Ristola cretacea* (диапазон распространения – начало позднего титона-поздний валанжин), *R. altissima*, (поздняя юра до начала позднего титона), *Pseudodictyomitra carpatica* (поздний титон до раннего баррема) и *Archaeodictyomitra minoensis* (средний оксфорд-поздний титон), позволяют ограничить возраст верхней границы свиты поздним титоном [Волохин и др., 2008].

В обнажении р. Корейская кремневая толща считалась единой непрерывной, а ее возраст по определениям радиолярий в нескольких точках считался поздне триасово-позднеюрским [Голозубов и др., 1992; Кемкин, 1996]. Расшифровка структуры этого обнажения и определения возраста слоев показали, что здесь присутствуют две толщи силицитов. Смятая в мелкие складки и разбитая разрывами толща средне-поздне триасовых кремней (40-45 м) надвинута ладинскими слоями на толщу (45 м) верхнеюрских глинистых кремней и яшм, смятыми в опрокинутую изоклинальную складку [Волохин и др., 2003]. Позднеюрский возраст глинисто-кремневой толщи доказывается последовательно сменяющимися друг друга комплексами радиолярий: позднекимеридж-раннетитонским, среднетитонским и верхнетитонским [Кемкин и др., 2001; Волохин и др., 2008]. Глинистые кремни сменяются в разрезе согласно залегающими на них алевролитами и аркозовыми песчаниками горбушинской серии, содержащими радиоляриевый комплекс конца позднего титона.

В разрезе на правобережье р. Беневка (с. Беневское) кремневая толща (60 м) залегает на агломератовых туфах и лавах (>27,5 м). Толща датирована И.В. Кемкиным [2006] по радиоляриям средним оксфорда- поздним титоном. Сменяющие ее в разрезе алевроаргиллиты содержат поздний титон-позднеберриасский комплекс радиолярий, а вышележащие алевролиты - позднеберриас-поздневаланжинский комплекс.

Во всех изучавшихся разрезах Восточной зоны отложения средне?-позднеюрской терригенно-кремневой формации залегают на терригенных или вулканогенных толщах и не наблюдался непрерывный переход от триасовых силицитов к юрским. В юрских кремневых толщах преобладают глинистые силициты и кремневые аргиллиты, которым подчинены прослои кремней. Местами отмечается снижение кремнистости пачек и возрастание глинистого и песчано-алевритового материала к подстилающим и перекрывающим силициты терригенным (р. Приточная) и вулканогенным (с. Беневское) толщам. У пос. Краснореченский позднеюрские силициты залегают на нижнемеловой олистостроме и терригенном флише и, по-видимому, представляют подводно-оползневой покров. Покровная пластина включает здесь, кроме позднеюрских силицитов и залегающие выше терригенные отложения горбушинской серии и части таухинской свиты, что может свидетельствовать об одновременности образования оползневых покровов в Восточной и в Прибрежной зонах Сихотэ-Алиня в ранневаланжинское время.

В Наданьхада-Амурской, Центральной и Восточной зонах накоплению кремневых толщ предшествовал мощного бат-келловейского базальтового вулканизм. Вулканиды эрдагоусской свиты представлены толеитовыми и повышено магнезиальными базальтами и туфами с повышенными содержаниями рубидия, стронция, бария и легких лантаноидов, что сближает их с базальтами островных дуг. Их образование связывается с выплавлением в тектонической обстановке задугового спрединга [Симаненко и др., 1999]. Толщи средне-верхнеюрских базальтов и туфов прослеживаются на северо-восток до бассейна р. Гур в Хабаровском крае, где достигают значительной мощности (> 1 км). В северо-восточном Сихотэ-Алине и в нижнем Приамурье юрские вулканогенные и кремнистые толщи выходят в узких блоках среди меловых терригенных отложений.

С юго-запада на северо-восток, вдоль общего простирания структур области состав средне?-позднеюрской кремневой формации фациально изменяется. Происходит выклинивание слоев терригенных пород, возрастает стратиграфический объем и кремнистость толщ силицитов, среди которых увеличивается доля красноцветных яшм. Эти изменения сочетаются с фациальными изменениями триасовой кремневой формации и однонаправлены с погружением структур Сихотэ-Алинской складчатой области, что свидетельствует об унаследованности юрского бассейна с триасового времени.

3.3. Геологические следствия изучения разрезов триасово-юрских силицитов

Одним из следствий расшифровки строения кремневых формаций является возможность распознавания их отложений по характерным особенностям строения и состава, что может использоваться при геологическом картировании и структурных исследованиях. Уточнена не только последовательность толщ и пачек в различных фациях, но и их мощности, которые оказались значительно (местами в 10 раз) меньше тех, которые были закартированы при геологических съемках. Результаты проведенного исследования показали, что стратиграфический базис проводившегося в Сихотэ-Алинской области крупно- и среднемасштабного геологического картирования был явно недостаточным для расшифровки геологических структур и реконструкции мезозойской истории геологического развития.

Датирование юрских глубоководных отложений Сихотэ-Алиня остается еще нерешенной проблемой, о чем свидетельствуют расхождения (иногда весьма значительные) в определении возраста одних и тех же кремневых толщ по радиоляриевой фауне. В качестве причин также называются: использование нескореллированных биостратиграфических шкал, неверная диагностика некоторых видов и другие [Зябрев, 2009]. Есть и другие причины. В сложно дислоцированных мезозойских толщах колонки нередко выстраиваются по фауне в силицитах, без детального изучения литологии и расшифровки строения разрезов. В результате, из них исключаются пачки и толщи, связанные с силицитами постепенными переходами, обычно фаунистически «немые» или содержащие бедную фауну, что не позволяет датировать эти пачки в достаточно узких

пределах. В результате, фрагменты кремневых толщ из разных формаций искусственно объединяются в одну толщу, стратиграфический объем которой неоправданно расширяется до нескольких систем. Такая методика может только затруднить расшифровку геологического строения территорий и восстановление геологической истории региона.

Глава 4. ОСНОВНЫЕ ЛИТОТИПЫ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД КРЕМНЕВЫХ ФОРМАЦИЙ СИХОТЭ-АЛИНЯ

4.1. Используемые классификации и основные литотипы пород

При описании разрезов и характеристике литотипов пород кремневых формаций использовались классификации, подразделяющие породы по содержанию и составу примеси, содержанию биоморфных компонентов, структурным и текстурным признакам. Для целей реконструкции первичных условий седиментации и диагенеза информативна классификация пород по дисперсной минеральной примеси, с содержанием и составом которой также напрямую связаны и геохимические свойства силицитов (табл.2).

Таблица 2. Классификация пород терригенно-кремневого ряда по содержанию и составу примеси [Волохин, 1985]

Глинистая и обломочная примесь	Группа	Содержание SiO ₂ св.	Примесь аутигенных компонентов		
			Минералы железа		
			Окисные и гидроокисные	Сульфиды и карбонаты	
					Углеродистое вещество
			Тип пород		
Увеличение содержания аллотригенной глинистой и обломочной примеси ↓	Силициты	Более 80%	Яшмы	Кремни	Фтаныты (C _{орг} >0,3%)
		50-80%	Яшмы глинистые	Кремни глинистые	Фтаныты глинистые (C _{орг} >0,5%)
	Аргиллиты, алевролиты	30-50%	Аргиллиты кремневые окисно-железистые	Аргиллиты кремневые	Аргиллиты кремневые углеродистые (битуминозные)
		10-30%	Аргиллиты (алевроаргил-литы, алевролиты) кремнистые окисно-железистые	Аргиллиты (алевроаргил-литы, алевролиты) кремнистые	Аргиллиты (алевроаргиллиты, глинистые алевролиты) кремнистые углеродистые (битуминозные)
		0-10%	Аргиллиты, алевроаргиллиты, алевролиты окисно-железистые	Аргиллиты, алевроаргил-литы, алевролиты	Аргиллиты, алевроаргиллиты, алевролиты углеродистые (битуминозные) (C _{орг} >1,0%)

По текстурным признакам описан ряд литотипов силицитов. Наиболее распространенными являются силициты с симметричным, и линзовидным строением кремневого породослоя. Реже встречаются слои силицитов с градиционно-слоистым строением. *Литотип силицита с симметричным строением* кремневого элемента элементарного циклита является одним из наиболее распространенных. Центральная часть слоя обычно однородная и массивная, но иногда наблюдается ламинарная микрослоистость. Характерно увеличение глинистого материала к краям слоя. Распределение радиолярий беспорядочное или заметно симметричное, с увеличением числа и размера скелетов к верхнему и нижнему (более глинистым) краям породослоя. Симметричное распределение глинистого вещества и радиолярий указывает их принадлежность к периодитам. Пачки кремней с симметричным строением

индивидуальных слоев обычно горизонтально-слоистые. *Литотип кремня с линзовидным* строением индивидуального кремневого слоя достаточно широко распространен в пачках линзовидно-слоистых кремней. Линзовидное строение кремневого слоя может быть первично седиментационным и связанным с неравномерностью раннедиагенетического окремнения. На ранней стадии диагенеза происходит растворение биогенного опала, миграция кремнезема и высаживание его в поровом пространстве (цементация) с образованием раннедиагенетических линз и зон окремнения. Неодновременность окремнения различных участках слоя предопределяет различную степень сокращения толщины слоя под нагрузкой вышележащих осадков или вследствие обезвоживания осадка, происходящих позднее. Прослеживая в отдельных слоях кремней изменение толщины ламинарных микроциклитов внутри зон раннедиагенетического окремнения и за его пределами можно утверждать, что сокращение первоначальной толщины достигало 10 раз или даже более.

Среди **карбонатных пород** карбонатно-кремневой фации триасовой кремневой формации распространены ламинарно-слоистые абиморфные микрозернистые известняки, сферовые микрозернистые известняки, доломитовые и доломитистые известняки, реже доломиты, кремнистые доломиты и кремнисто-доломитовые известняки, кремне-известково-мергелистые микститы. В сферово-микритовых известняках сферы круглые или овальные (0,25 до 0,3 мм, иногда до 0,5 мм) составляют до 30-50% площади шлифов. Некоторые из них принадлежат перекристаллизованным раковинам однокамерных фораминифер, кальцитизированным скелетам радиолярий или известковым скелетам других организмов. Встречаются однорядные бентосные фораминиферы. Микритовые известняки, распространенные в карбонатно-кремневых разрезах триаса могли иметь нанопланктонное происхождение, о чем свидетельствуют находки кокколитов в нижненорийских известняках разреза р. Анюй, а также хорошо сохранившиеся в результате раннедиагенетического замещения пиритом нанофосиллии в верхнеанизийских глинистых фтанитах других разрезов. В известняках присутствуют клубки, трубки, филомы синезеленых и других типов водорослей. Местами встречаются тонкостенные конические формы (до 3-5 мм) напоминающие хиолиты, раковины тонкостенных (пелагических) двустворчатых моллюсков, иглы морских ежей. В разрезах р. Анюй, р. Прав. Предгорка, р. Хор в известняках нередко раковины остракод. Микрозернистые и кремнистые известняки иногда содержат скопления микросклер кремнистых губок, скелеты спумелярий и населярий, с полостями камер, заполненных кальцитом и кварцем и частично или полностью замещенными кальцитом скелетами.

Характерными формациеобразующими литотипами триасовой формации являются планктоногенные радиоляриевые кремни и сферо-микритовые известняки карбонатно-кремневых разрезов триаса. Часть кремневых и карбонатных отложений, по-видимому, отлагалась в тиховодных условиях, присущих участкам западин на шельфе, склоне или на дне глубоководных котловин, а часть на склонах (континентальном или подводных поднятий) и несут текстурные признаки эрозии осадка течениями, оплывания и переотложения осадков турбидными потоками. *Факультативные литотипы* в кремневой фации триаса представлены вулканитовыми и кремне-вулканитовыми дресвяниками и песчаниками с градационной текстурой (турбидитами). В разрезе у с. Бреевка отмечено 3 слоя турбидитов, толщиной 8-15 см: один в верхнеладинских, и два спаренных в раннекарнийских плитчатых кремнях. Кремневый материал представляет кварцевый базальный цемент, в который погружены дресва и песчаные зерна базальтов, что свидетельствует о смешении вулканических обломков с не затвердевшим кремневым илом. Вулканитовый материал смывался с позднепермских вулканических построек, выходы которых известны в Центральной зоне. В карбонатно-кремневом разрезе р. Гур, наблюдаются два горизонта (6 и 7 м), кремнево-известняково-мергелевых микститов, представляющих подводные обвальное-оползневые образования.

4.2. Минеральный состав триасовых и юрских силицитов

Основной минерал силицитов - низкотемпературный α -кварц (и халцедон) содержащийся в скелетных останках радиолярий и спикул губок и цементе породы. Реже присутствует вторичный (неорганический) опал в виде глобуль на фрагментах скелетов и стенках пор. В триасовых силицитах алевритовая обломочная примесь обычно присутствует в глинистых силицитах и представлена неокатанными зернами кварца, полевых шпатов, обломками глинистых и кремневых пород, реже базальтоидов. Обломочный кварц и калиевый полевой шпат (КПШ) установлены в глинистых пачках основания триасовой кремневой формации. В верхнеоленекско-нижнеанизийских фтанитах разреза г. Дальнегорска КПШ представлен алевритовыми и зернами тонкопесчаной размерности (0,07 мм). Последние нередко окатанные, хотя и слабо корродированные в катагенезе (или метагенезе).

В позднеюрских силицитах южного Сихотэ-Алиня количество алевритовой и песчаной (0,1-0,15 мм) примеси в слоях составляет 5-15%, а местами достигает 30% от площади шлифов. Обломочная примесь представляет продукты разрушения кислых (кварц, кислые плагиоклазы, КПШ, мусковит) и основных пород (зернами базальтов с микролитовой структурой, вулканическим стеклом, замещенным гематитом, бурым и зеленым хлоритом). Присутствует ильменит, замещаемый лейкоксеном и рутилом, что указывает на щелочной состав базальтовой кластики и происхождение вулканического материала пикритобазальтов, гиалокластитов и туфов бат-келловейских вулканических толщ эрдагоуской, окраинской, погской и маляновской свит.

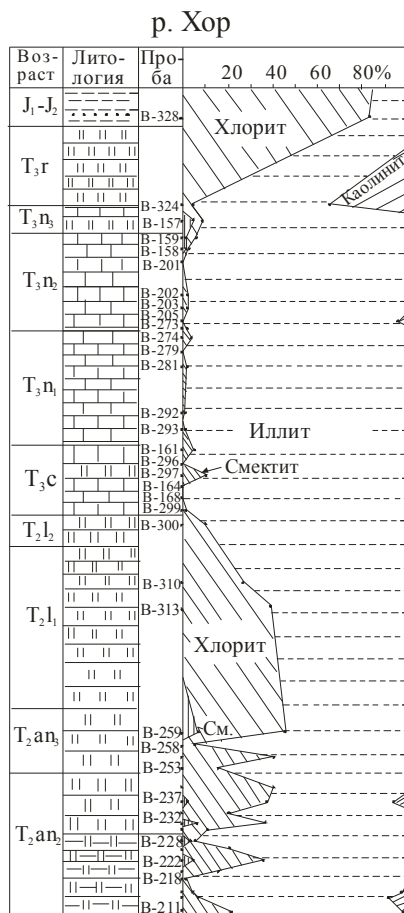
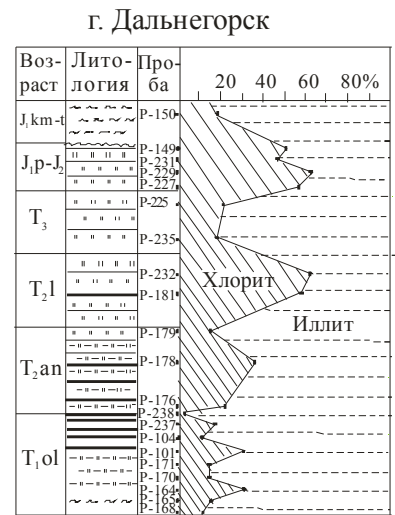
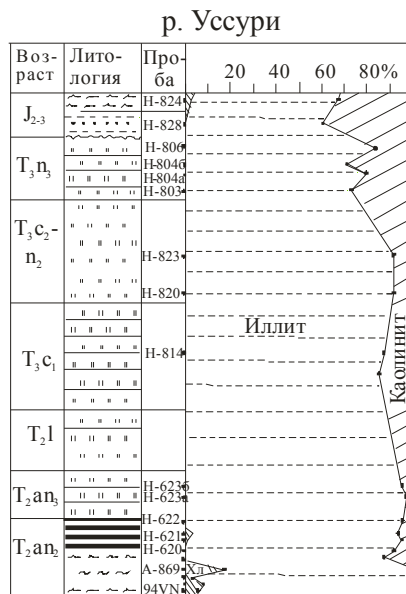


Рис. 7. Распределение глинистых минералов (фракция $\le 2\text{ мкм}$) в триасовых толщах разрезов р. Хор, Усури и г. Дальнегорска



Состав глинистой фракции. В глинистой фракции триасовых кремневых пород преобладают: маложелезистый диоктаэдрический иллит 2M₁ (b= 9,0-9,02 Å), хлорит, хлорит-вермикулит, каолинит, метагаллуазит, встречается бертьерин. Глинистая фракция фтанитов и глинистых кремней фтанитовой пачки представлена более железистым

иллитом ($b=9,04-9,05 \text{ \AA}$). Большинство глинистых минералов являются продуктами континентальных кор выветривания и представляют аллотигенную примесь. Аутигенные глинистые минералы, к которым отнесены иллиты политипа 1M содержатся в незначительном количестве [Волохин, 1980, 1985, 2003]. В смежных элементах элементарных циклитов триасовых толщ кремневые слои отличаются повышенной фемичностью. Они обогащены хлоритом и хлорит-сметтитом. Глинистые элементы циклитов содержат больше каолинита и метагаллуазита. Различия состава глинистой фракции кремневых и глинистых элементов циклитов тем больше, чем сильнее их различия в содержании свободного кремнезема. Они объясняются периодичностью поступления глинистых минералов из размываемых кор выветривания на суше в момент отложения глинистых элементов циклитов. Чистые радиоляриевые слои накапливались в периоды времени, когда была минимальной поставка глинистого материала с суши и относительно возрастала роль фемической фоновой силикатной взвеси.

Карбонатно-кремневая фация. В глинистой фракции пород разреза р. Хор каолинит отсутствует или встречается в незначительном количестве (до 6%) (рис. 7). Исключение составляет проба в верхненорийско-рэтской части разреза, где содержание каолинита высоко (35%). Содержание хлорита достигает 40% в анизийско-нижнеладинских слоях и резко снижается (<10%) в верхнеладинских и поздне триасовых слоях разреза, что увязывается с колебаниями уровня моря. В карнийско-норийское время, когда уровень моря был высок, эрозия подводных вулканических поднятий и поступление железомagneзиальных силикатов практически прекратились, и в кремневый ил попадали почти исключительно иллит и диоктаэдрические смектиты, трансформировавшиеся в иллит. В карбонатных породах бассейна р. Анюй, ниже- и средненорийские слои содержат в глинистой фракции каолинит. Это согласуется с большей близостью к суше площадей седиментации представленных разрезами бассейна р. Анюй, чем разреза р. Хор. Количество каолинита в известняках, кремнистых известняках, доломитовых известняках р. Анюй достигает 38%. Но здесь же в некоторых слоях установлены и высокие содержания хлорита (до 59%).

Кремневая фация. Состав глинистой фракции (<2 мкм) пород кремневой фации триаса несколько более разнообразен. В силицитах правобережья р. Уссури преобладает диоктаэдрический иллит, и каолинит вместе с метагаллуазитом (рис.7). Присутствует незначительная примесь смектита, дефектного хлорита?, смешанослойного хлорит-сметтита и хлорит-вермикулита. Каолинит содержится во всех пробах, кроме самых нижних слоев разреза. Наиболее значительные содержания каолинита и метагаллуазита (до 29%) отмечены в поздне норийско-рэтских породах. Максимальное содержание каолинита (40%) отмечено в среднеюрских алевролитах и вышележащих кремневых аргиллитах пачки 15 (29%). Хлорит, хлорит-вермикулит и примесь хлорит-сметтита присутствуют в кремневых аргиллитах основания колонки (рис.7). Вся остальная часть триасового разреза по р. Уссури практически не содержит железо-магнезиальных слоистых силикатов.

В разрезе г. Дальнегорска, во всех пробах содержится хлорит, но отсутствует каолинит и метагаллуазит, чем они сильно отличаются от одновозрастных пород разреза р. Уссури (рис. 7). Максимальное содержание хлорита отмечено в кремнях ладинского яруса и в плинсбах-среднеюрской пачке тонкоплитчатых кремней. Столь большие различия глинистой фракции в силицитах Дальнегорского разреза от разрезов бассейна р. Уссури могут объясняться большей удаленностью от континентальной суши и источника каолинита разреза г. Дальнегорска. Разрез по р. Уссури занимает более близкое положение к Ханкайскому массиву, где известны триасовые каолиновые коры выветривания, а разрез г. Дальнегорска находится в 110 км восточнее, и часть бассейна, которую он представляет в триасовое время могла значительно дальше от Ханкайского массива. Второй причиной мог быть термальный метаморфизм пород этого разреза, расположенного в зоне развития Приморского вулканического пояса, приведший к

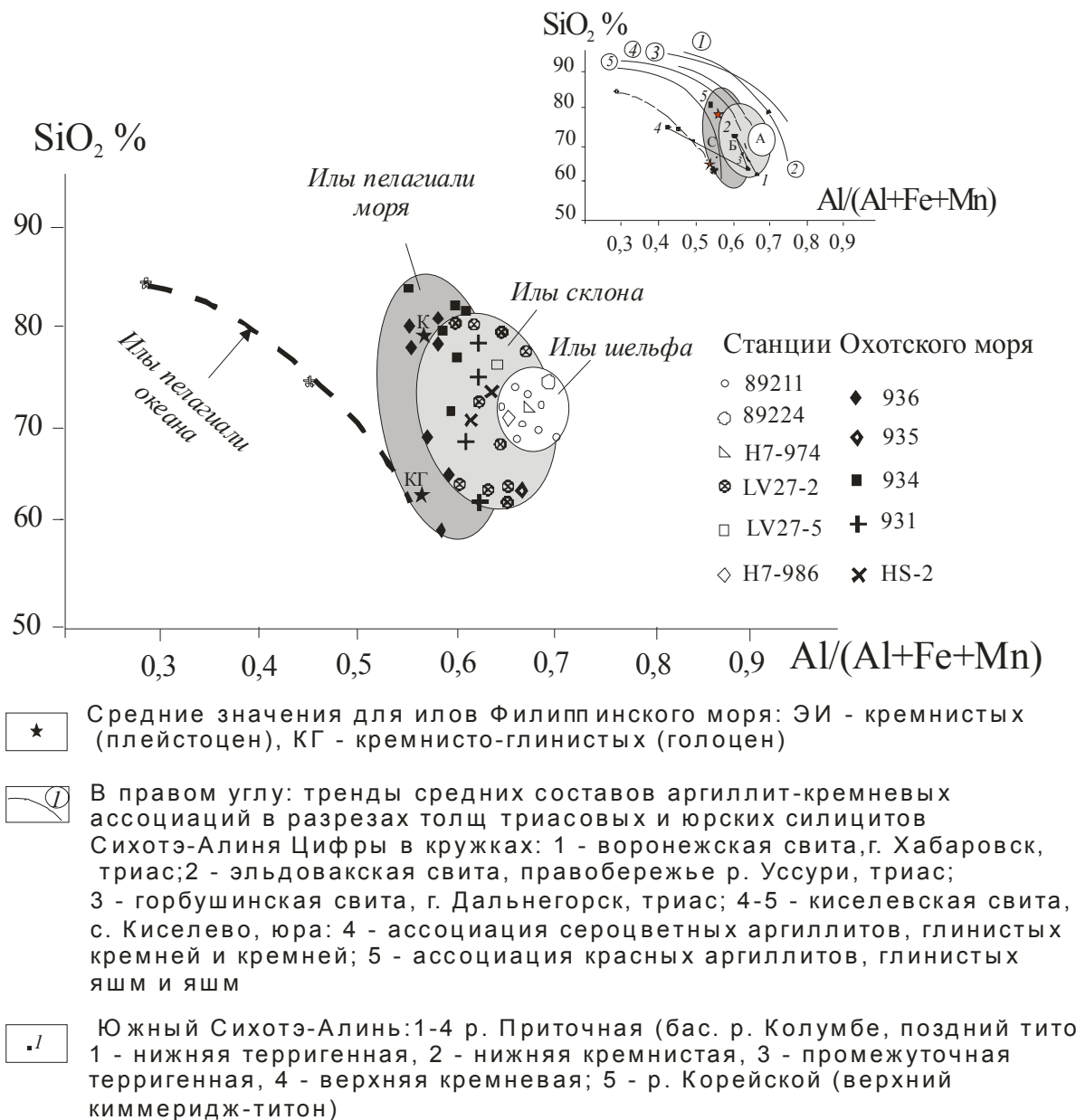
исчезновению каолинита и формированию двухкомпонентной хлорит-иллитовой глинистой фракции. Каолинит и галлуазит в значительном количестве (до 26%) встречаются в силицитах разрезов г. Хабаровска и с. Бреевка.

В юрских силицитах состав глин более фемичный, с повышенным содержанием хлорита. В слоях силицитов контактирующих с основными вулканическими породами установлен смешанослойный хлорит-сметтит (коренсит).

4.3. Геохимия силицитов

В химическом составе силикатной части примеси отразилось двустороннее питание сихотэ-алинского бассейна силикатным материалом: сиалическим, поступавшим с континентальной суши, и существенно фемическим поступавшим с вулканических подводных гор, островов или при размыве древних осадочных отложений, обогащенных им.

Рис. 8. Зависимость модуля $Al/(Al+Fe+Mn)$ от содержания SiO_2 в голоценовых илах Охотского моря, кайнозойских илах Тихого океана и в породах мезозойских кремневых формаций Сихотэ-Алиня



В современных океанических осадках содержание Al уменьшается, а Fe и Mn возрастают по мере удаления от континентальной суши, что позволяет использовать модуль $Al/(Al+Fe+Mn)$ для оценки относительной удаленности мест седиментации от континентальной суши [Steinberg, Mpodozis Marin, 1978]. Цикличный характер седиментации, однако, в значительной мере дискредитирует применение этого и других геохимических модулей (Fe/Al , $(Fe+Ti)/Al$) для цели палеогеографических реконструкций [Волохин, 1988]. В этом отношении они могут использоваться, когда сравниваются породы с близким содержанием свободного кремнезема или ассоциации пород одного стратиграфического уровня, отлагавшиеся в одно и то же время и в одном бассейне. На графике зависимости SiO_2 от $Al/(Al+Fe+Mn)$ кривые соединяют точки средних составов ассоциирующихся глинистых, глинисто-кремневых и кремневых пород из различных разрезов (рис.8). В разновозрастных ассоциациях пород разрезов р. Уссури и р. Рудной средние значения модуля $Al/(Al+Fe+Mn)$ ниже в породах Дальнегорского разреза и выше в породах разреза по р. Уссури, что указывает на относительно прибрежные обстановки накопления пород р. Уссури и более пелагические – пород Дальнегорского разреза.

Сравнение триасовых глинистых силицитов разрезов р. Уссури и г. Хабаровска и близких по содержанию аутигенного кремнезема голоценовых илов Охотского моря показывает на большие значения в них модуля $Al/(Al+Fe+Mn)$, чем в илах шельфа Охотского моря (рис.8). Кремневые аргиллиты Дальнегорского разреза ближе по значениям модуля $Al/(Al+Fe+Mn)$ к отложениям шельфа и континентального склона Охотского моря. Пелагические радиоляриевые и диатомовые осадки экваториальной части Тихого океана отличаются большей фемичностью, чем триасовые породы с одинаковыми с ними содержаниями кремнезема (рис.8). Юрские породы содержат больше железа и марганца и показывают более низкие значения модуля $Al/(Al+Fe+Mn)$, чем аргиллит-кремневые ассоциации триасовых разрезов. По значениям модуля юрские кремни и яшмы киселевской свиты нижнего Приамурья ближе к океаническим пелагическим илам, чем триасовые силициты Дальнегорского разреза (рис.8).

Ассоциация пород триасовых толщ контаминирована в меньшей степени эндогенным материалом «океанической коры», чем юрские силициты бассейна р. Колумбе, Нижнего Приамурья или голоценовые кремнистые илы Охотского моря. В различных районах Сихотэ-Алиня в юрских силицитах встречаются линзовидные тела и маломощные прослои окисных железомарганцевых руд, которые можно связать с проявлениями средне-позднеюрской гидротермальной деятельности. Эти руды обогащены Co, Pb и Mo, а содержание Co и Mo в них приближается к промышленным рудным концентрациям.

4.4. Триасовые углеродистые силициты и их металлогеническое значение

Осадочные углеродистые породы и толщи вызывают интерес как источники углеводородов нефтяных и газовых месторождений и накопители некоторых редких и благородных металлов. Углеродистые силициты триаса Сихотэ-Алиня (в устье р. Дальней и на правом берегу р. Уссури) впервые охарактеризованы автором и М.А. Михайловым [Волохин, 1980; Михайлов, Волохин, 1980]. Выходы фтанитов и глинистых фтанитов триасовой формации приурочены к кремневой фации, но встречаются и в краевых частях карбонатно-кремневой, более пелагической, фации. Слои с максимальным содержанием РОВ сосредоточены вблизи подошвы формации (рис. 6), где они образуют пачку (толщиной 4-20 м), названную «фтанитовой» [Волохин и др., 2003]. Углеродистых слои (1-30 см) составляют 15-30%, местами до 50% и более объема пачки. Характерным признаком фтанитов и глинистых фтанитов является примесь рассеянного органического вещества (РОВ), выполняющее поры и трещины (80-90%).

Состав органического вещества. В составе РОВ преобладает нерастворимый в низкокипящих органических растворителях кероген (НО). Количество нейтральных и кислых битумоидов в углеродистых кремнях – 0,0n-0,n%, а в составе РОВ – 1,2-6,3% (редко до 27%), что, по-видимому, является его заниженной оценкой. Содержание

хлороформенных битумоидов (ХБА) обычно варьирует от 0,015 до 0,044 %, что позволяет их считать (по классификации Н.Б. Вассоевича [1973]) потенциально нефтеносными породами со средним содержанием нейтральных битумоидов.

В групповом составе битумоидов преобладают масла и смолы (петролейно-эфирная фракция) и асфальтогеновые кислоты (спиртовая фракция). Максимальное количество битумоидов (0,83 мас.%) установлено в слое глинистого фтанита ($C_{орг}=7,4\%$) в обнажении кл. Больничного, вблизи Дальнегорского боросиликатного месторождения. Суммарное количество масел и смол в этой пробе составляет 0,75% в породе и 90,6% в составе РОВ, что позволяет предполагать параавтохтонную природу битумоидов в этом слое. В ИК-спектрах наблюдаются характеристические полосы поглощения хиноидных ($1625-1690\text{ см}^{-1}$), а также метильных ($-\text{CH}_3$) и метиленовых ($>\text{CH}_2$) групп ($2923-2928\text{ см}^{-1}$) [Volokhin et al., 2005; Волохин, Иванов, 2007]. Полосы поглощения в других интервалах ИК-спектров подтверждают наличие ароматических, алифатических (или нафтеновых) структур: $3080-3100\text{ см}^{-1}$ (ароматические CH), $1925-1930\text{ см}^{-1}$, $1447-1460$ и 1385 см^{-1} (деформационные колебания $-\text{CH}_3$ и $>\text{CH}_2$). Отсутствие полосы поглощения карбоксильной группы (COO^-) при $1610-1550\text{ см}^{-1}$ указывает на слабую степень окисления органического вещества. Также на ИК-спектрах присутствуют полосы поглощения при $1117-1152\text{ см}^{-1}$, свойственные колебаниям $\text{C}-\text{OH}$ связей эфирных группировок и спиртов, и интенсивная полоса поглощения при $2500-2700\text{ см}^{-1}$, которая вероятно, связано с валентными колебаниями $\text{S}-\text{H}$ тиофенолов, органических сульфидов или сульфоновых кислот [Беллами, 1963]. Повышенное содержание метильных и метиленовых групп, эфирных группировок, низкая степень окисленности ОВ свидетельствуют в пользу преимущественно сапропелевой и автохтонной (морской) природы органического вещества углеродистых силицитов находящегося еще на стадии нефтеобразования [Пентина, 1973; Корчагина, Четверикова, 1976].

Изотопный состав углерода ОВ пород фтанитовой пачки колеблется в узких пределах: от $-27,3$ до $-30,2\text{ ‰ PDB}$, что соответствует изотопному составу углерода палеозойских битумов и нефти, а также наземной растительности умеренных и тропических широт [Галимов, 1973; Органическая ..., 1974; Deines, 1980].

Минеральный состав. Изучением аншлифов фтанитов и глинистых фтанитов под микроскопом установлено более 60 минералов, относящихся к самородным элементам, интерметаллическим соединениям, галоидам, сульфидам, сульфатам, арсенидам, окислам и гидроокислам, силикатам, боросиликатам, вольфраматам, фосфатам и редкоземельным фосфатам. Среди самородных элементов установлено золото, серебро, медь, железо, вольфрам, никель и селен. Интерметаллиды представлены преимущественно соединениями меди с цинком и, реже с оловом (Cu_2Zn , Cu_3Zn_2 , Cu_3Zn , Cu_4Zn , CuSn , Cu_4Sn , Cu_8Sn); встречаются соединения никеля с медью, цинком и кадмием ($\text{Cu}_4\text{Zn}_2\text{Ni}$, $\text{Ni}_2\text{Cu}_2\text{Zn}$, Ni_4Cd , и др.). Во фтанитах, содержащих самородное золото (р. Огородная, р. Бол. Улитка) и палладий также встречаются интерметаллиды благородных металлов: аурикуприд, медистый палладий, золото- и палладийсодержащая медь.

Среди сульфидов преобладает пирит (в том числе медь-, цинк- и мышьяксодержащие пириты). Распространены сфалерит, галенит, халькопирит и, реже, аргентит. Встречаются также пирротин, борнит, ковеллин, пентландит, арсенопирит, антимонит, бравоит, кобальтин, глаукодот, герсдорфит, ульманит, а также сульфиды со значительной примесью селена и селениды (например, клаусталит – PbSe). Арсениды представлены никелином и скуттерудитом. Из сульфатных минералов повсеместно встречаются ярозит и барит, редко встречаются целестин и гипс (или ангидрит).

Галоиды в углеродистых прожилках и порах фтанитов обычно представлены сильвином, галитом и $\text{K}-\text{Na}$ - солями. Иногда присутствуют йодаты $[\text{Cu}, \text{Fe}, \text{Cr}]_3[\text{S}, \text{I}]_4$, (р. Корейская). Окислы представлены магнетитом, гематитом, TiO_2 (рутилом), реже ильменитом. Окислы и гидроокислы железа вида FeOOH и $\text{FeOOH}\cdot n\text{H}_2\text{O}$ (гётит и гидрогётитом либо их полиморфы) широко распространены, как материал, заполняющий

и окаймляющий первичные (реликтовые) поры породы, а также как продукт окисления и замещения пирита. Встречаются редкоземельные окислы (церианит?), уранинит и окислы висмута (бисмит или силленит) (р. Бол. Улитка). В метаморфизованных фтанитах присутствуют родонит и спессартин.

Среди силикатов наиболее распространены циркон, силикаты железа (тюрингит и шамозит), иногда встречаются ферросилит, сфен. В бассейне р. Дальней (с. Глубинное) в глинистых фтанитах нижней части триасового разреза в кварцевом цементе в глинистых фтанитах рассеяны кристаллы датолита и данбурита. Среди карбонатов встречается кальцит и, реже, анкерит и сидерит. Среди вольфрамовых обычен шеелит, встречающийся почти во всех изученных разрезах, и менее распространен вольфрамит.

Фосфатные минералы представлены тремя группами. Первая включает распространенный фторапатит (карбонат-фторапатит?) остатков конодонтов и других организмов с фосфатным или фосфатизированным скелетом, а также обломочный и диагенетический апатиты, заключенные в кварцевый цемент силицитов. Вторая, представлена кристаллическим фтор- (карбонат-фторапатитом) кварцевых или кварц-углеродистых прожилков в микробрекчированных фтанитах и фтанито-кварцитах, которые иногда содержат примесь редкоземельных элементов, и имеет, по-видимому, катагенетическое (по существу, гидротермальное) происхождение. Третья группа состоит из редкоземельных фосфатов. Они распространены практически во всех изученных разрезах и представлены монацитом и реже встречающимся ксенотимом. Редко (р. Корейская) встречается гоэцит ($[\text{Sr}, \text{Ba}, \text{Ce}, \text{Nd}] \text{Al}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot [\text{OH}]_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$).

Анализ рудных минералов в аншлифах на микроанализаторе JXA-8100 позволил статистически разделить рудные минералы на 1) запечатанные в кварцевом цементе фтанитов и 2) минералы, преобладающие в порах и трещинах [Волохин, Карабцов, 2009]. Среди минералов первой группы преобладает диагенетический (в т.ч. фрамбоидальный) пирит и встречаются пирротин и анкерит. Относящиеся к этой группе монацит, апатит (конодонтов), ксенотим и циркон представляют, по-видимому, аллохтонную примесь. Вторая группа минералов (в порах и трещинах) сформировалась позднее, после литификации слоев и образования в них трещин. Пory образовавшиеся после выщелачивания диагенетических карбонатов и пирита и реликтовые поры заполнены органическим веществом, кремнеземом и гидроокислами железа. К минералам 2-й группы относится подавляющее большинство сульфидов: сфалерит, галенит, халькопирит, реже – марганцовистый, мышьяковистый и медистый пириты, петландит, халькозин, кобальтин, арсенопирит, аргентит, шеелит, вольфрамит, стибиконит, скуттерудит, и более редкие – циркелит, ульманит, целестин и муассанит. Барит, магнетит, гематит, апатит, касситерит, иногда сфалерит, TiO_2 и окислы редкоземельных элементов в равных количествах обнаруживаются как в кварцевом цементе породы, так и в трещинах и порах, заполненных кварц-глинисто-углеродистым веществом, что позволяет приписывать им двойственное происхождение.

Геохимия углеродистых силицитов. Содержание $C_{\text{орг}}$ в серых, темносерых и оливково-зеленых кремнях триасовой формации – 0,01-0,34%. В углеродистых силицитах оно находится в пределах 0,2 - 8,54 %, при среднем значении во фтанитах – 1,06-1,09 %, а в глинистых фтанитах – 2,26-2,29% [Волохин, 1985; Волохин и др., 2003]. Углеродистые силициты практически не содержат карбонатного углерода ($C_{\text{карб}} < 0,05\%$). Содержание общей серы в них колеблется в пределах 0,004-0,7%, (среднее 0,14), при преобладании сульфидной формы (в среднем 83% от общей серы в разрезе р. Огородной). Содержание рудогенных элементов значительно варьирует и в некоторых разрезах аномальных значений (табл.3). В органических фракциях углеродистых силицитов основная часть металлов (Fe, Mn, Cu, Ni, Co, Zn, As) концентрируется в битумоидах, а частично обогащает гуминовую фракцию (V, Sn, Cr и Mo) [Волохин, Иванов., 2007]. Содержание в свободных спиртобензольных битумоидах достигает для Pb – 0,02%, Zn и

Ni – 0,3%, а Cu – 1-3%. Гуминовая фракция содержит аномально высокое количество Sn (до 500 г/т), а иногда V, Cr, Mo.

Таблица 3. Среднее содержание химических элементов в углеродистых силицитах “фтанитовой пачки”, г/т (Au, Pt и Pd в мг/т)

Элемент	р. Бол. Улитка	р. Горная	р. Огородная		г. Дальнегорск		руч. Широкая Падь		р. Корейская	г. Хабаровск	СК
	ФК	ГФ	Ф	ГФ	Ф	ГФ	Ф	ГФ	ГФ	ГФ	
Li	59	н.д.	25	27	29	52	33	н.д.	50	43	19
Rb	51	100	35	68	43	101	84	н.д.	46	50	47
Sr	19	84	25	38	29	47	27	н.д.	50	60,6	140
Ba	177	5100	176	241	392	393	600	н.д.	255	1040	740
Be	1.5	2.2	1.3	1.7	1.3	1.5	2.4	2.0	1.6	н.д.	2.2
B	21	71	68	154	41	49	155	237	47	113	87
Ga	21	21	11	12	5	18	33	30	8	14	14
Zr	н.д.	101	52	79	32	68	н.д.	130	Н.д.	Н.д.	120
Nb	9	18	14	16	9	12	18	19	17	8	17
Th	3.7	н.д.	1.9	3.8	2.0	3.2	4.5	н.д.	3.3	5.4	5
U	3.7	н.д.	2.7	4.3	0.6	5.5	0.7	н.д.	6.1	4.6	13
V	93	379	166	351	248	409	267	273	492	180	250
Cr	19	47	33	62	27	44	65	56	33	39	86
Co	50	8	3	1	18	5.2	13	н.д.	50	3.7	11
Ni	158	37	21	24	43	37	47	11	150	30	63
Cu	111	103	63	94	153	70	81	45	184	59	100
Zn	447	113	28	41	143	88	194	52	491	45	160
Pb	15	21	11	23	34	41	158	31	16	23	17
Mo	18	8	18	37	13	42	14	56	51	20	29
Sn	2.4	3.8	2.9	3.4	1.6	3.2	14	4.7	2.1	3.6	4.0
As	8	н.д.	18	17	52	47	31	н.д.	12	16	30
Sb	1.7	н.д.	2	1.7	4.5	4.1	16.5	н.д.	2.4	2	8.8
Ag	0.3	0.4	1.0	1.1	1.2	0.6	2.0	0.2	3.6	1.1	1.0
Au	н.д.	22	67	45	н.д.	28	23	27	45	н.д.	8.5
Pt	н.д.	2	26	1.3	н.д.	1	1.2	2.4	4	н.д.	н.д.
Pd	н.д.	5	1.5	<1	н.д.	12	4.4	7.5	23	н.д.	н.д.

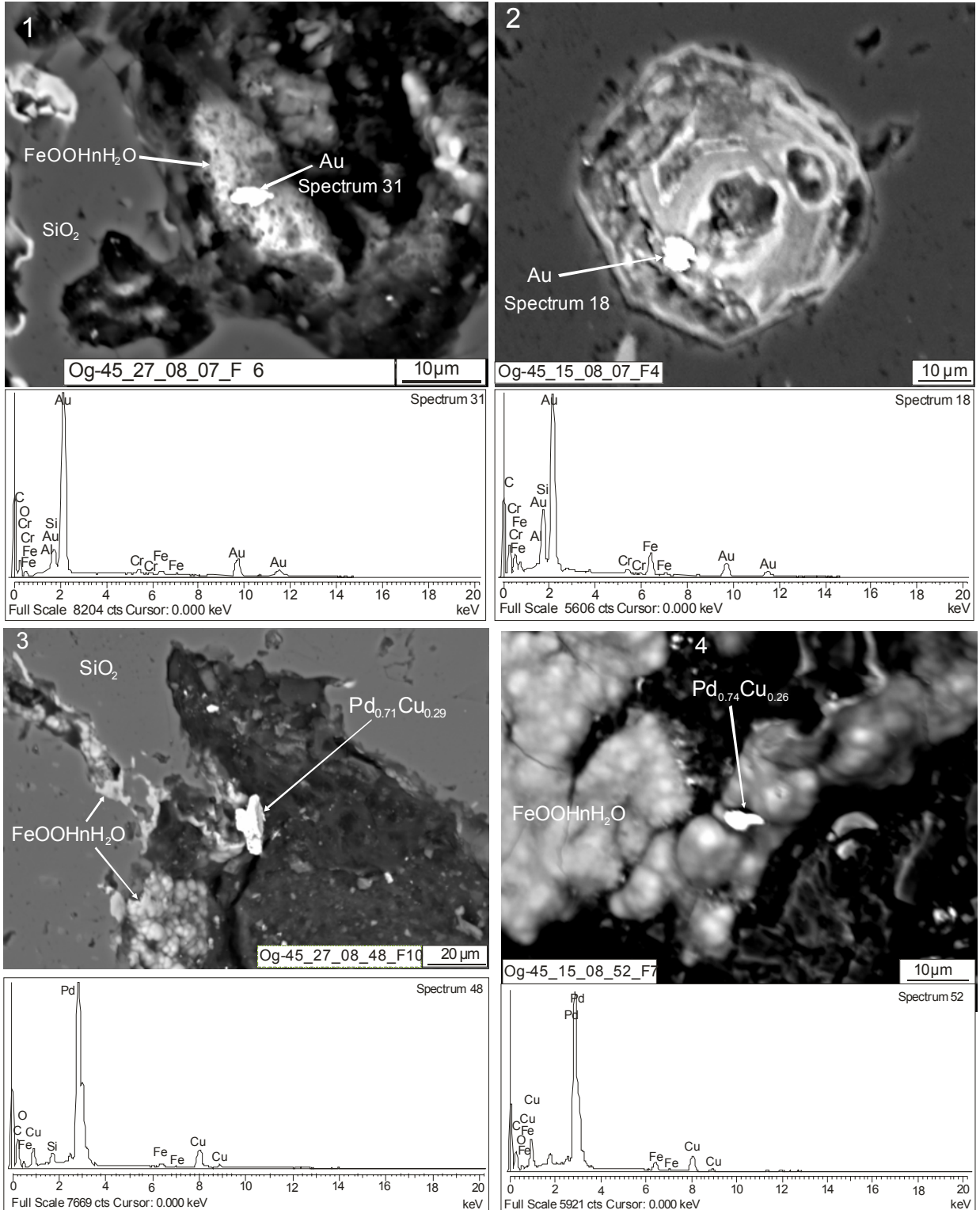
Примечание. Породы: Ф – фтанит, ГФ – глинистый фтанит, ФК – фтанитокварцит; СК – субкларк в углеродистых кремневых породах [Юдович, Кетрис, 1994]. Концентрации элементов, соответствующие сильным аномалиям, выделены жирным шрифтом.

Благородные металлы в углеродистых силицитах. Самородные минералы (золото, серебро, медь, аурикуприд, свинец, никелистое железо, никель, вольфрам, селен), а также интерметаллиды (Pd_3Cu , Pd_7Cu_3 , $CuAu$, Cu_3Zn_2 , Cu_5Zn_3 , $(Cu,Ni)_5Zn_4$, Ni_4Cd), как правило, находятся в заполненных углеродисто-кремнистым веществом и гидроокислами железа (гидрогетитом) порах и прожилках породы (рис. 9). Кроме того, золото установлено в замещенном гидроокислами железа и ярозитом диагенетическом пирите (рис.9-2) и в интерметаллическом соединении Cu_5Zn_3 . Размер кристаллов и кристаллических агрегатов золота варьирует от 0,3 до 26 мкм, местами достигает 0,1 мм (аурикуприд).

Модальное значение содержания золота в углеродистых силицитах фтанитовой пачки в большинстве рассматриваемых разрезов (0,02-0,03 г/т) практически не отличается от такового в нижне-среднеюрских черных алевролитах из тех же районов [Волохин, Иванов., 2007]. Модальное содержание Au в в разрезе р. Огородная (приток р. Уссури) в

1,5 раза выше и составляет 0,035 г/т. Здесь золото установлено методом ИСП-МС в 50% углеродистых и 60% неуглеродистых слоев пачки. Среднее содержание Au во фтанитах выше и составляет 0,067 г/т, а в глинистых фтанитах – 0,045 г/т (табл. 3). Это превышает, соответственно, в 8 и 5 раз кларк Au в «кремнистом литотипе черных сланцев», по Я.Э. Юдовичу и М.П. Кетрис [1994].

Рис.9. Золото и палладий в углеродистых силицитах разреза р. Огородной



Максимальное содержание Au в углеродистых силицитах р. Огородной, по данным пробирного анализа - 7,5 г/т, а по данным ICP-MS - 18 г/т. В глинистых фтанитах этого разреза содержание Pt достигает 0,13 г/т (пробирно-атомно-абсорбционный анализ), и 3,3 г/т (данные ICP-MS). Максимальное содержание Pd - 8,3 г/т (ICP-MS). В неуглеродистых кремнях и глинистых кремнях фтанитовой пачки в данном разрезе содержание Au достигает 0,68 г/т. Раздельный анализ минеральной части породы и РОВ показал, что в среднем до 70% Au, 60% Pt и 46% Pd от их общего количества в углеродистых силицитах связано с РОВ. Содержание Au в битумоидных фракциях углеродистых силицитов достигает 40 г/т, а в нерастворимом в низкокипящих органических жидкостях керогене – 10 г/т. [Волохин, Иванов, 2007].

Таким образом, значительная часть золота и платиноидов в триасовых углеродистых силицитах связана с органической частью пород. РОВ пород, в котором благородные металлы могут находиться в металлоорганической, атомарной или коллоидной форме, служило источником как микроскопического самородного золота и палладия, так и золота и платиноидов в аутигенных сульфидах и интерметаллидах. Аномально высокие содержания Au в некоторых низкоуглеродистых породах «фтанитовой пачки», вероятно, обязаны перераспределению металлов при катагенезе, его приносу из смежных углеродистых слоев с битумоидными фракциями. Вторым резервом золота является аутигенный пирит, в котором оно находится, по-видимому, в коллоидной или кластерной форме. Разложение пирита в гипергенезе и замещение его гидроокислами и сульфатами железа (ярозитом) способствовало выделению Au в более крупные самородные частицы. Концентрация золота в породах «фтанитовой пачки» в некоторых разрезах достигает аномальных значений, приближающихся к промышленным концентрациям в россыпях. После тектонической переработки и метаморфизма подобные толщи могут служить источником золота жильных месторождений и россыпей благородных металлов.

В триасовой кремневой формации фтанитовая пачка распространена не повсеместно, а приурочена в основном к кремневой и пограничным с ней участкам карбонатно-кремневой фации. Это скорее соответствует апвеллинговой модели формирования углеродистой пачки. Однако большая часть карбонатно-кремневой фации, отлагавшейся в батипелагической обстановке окраинного моря, по-видимому, скрыта под толщей юрско-раннемеловых отложений. По модели отложения в сравнительно узких трогах, отгороженных подводными барьерами от открытого моря, можно допустить распространение фтанитовой пачки под юрско-нижнемеловыми толщами Восточно-Сихотэ-Алинской зоны, с увеличением ее мощности и содержания органического вещества. На современном эрозионном срезе представлены, по-видимому, краевые выходы фтанитовой пачки, в которых породы имеют сравнительно невысокие концентрации углерода и металлов (Mn, U, Pb, Zn, Ni и Mo). Можно предположить, что более глубоководные отложения пачки, скрытые под верхнетриасовыми, и юрско-раннемеловыми отложениями в Восточно-Сихотэ-Алинской флишевой зоне, могли в большей мере служить генератором углеводородов и резервом металлов (Sn, Pb, Zn, Ag и Au) эндогенных руд, сформировавшихся в среднеюрский и поздний мел-палеогеновый, тектоно-магматические этапы развития региона.

Глава 5. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ КРЕМНЕВЫХ ФОРМАЦИЙ СИХОТЭ-АЛИНЯ

Палинспастические реконструкции и размеры бассейна. Распределение мощностей в разрезах фаций триасовых отложений дает основание полагать, что размеры сихотэ-алинского триасового бассейна были сравнительно невелики. В пределах границ складчатой области, от континентальных массивов на западе до цепи вулканических поднятий с рифовыми массивами Прибрежной зоны на востоке, его ширина могла

составлять несколько сотен километров. Вероятно, бассейн состоял из нескольких клиновидных трогов, расширявшихся и сходящихся друг с другом на северо-востоке.

В покровных комплексах отдельные пластины слагаются триасовыми, юрскими и берриас-ранневаланжинскими отложениями. Эти отложения смяты в складки в одном структурном стиле. Основное значение для реконструкции ширины бассейна имеют определяющие генеральную складчатую структуру крупные синформы и антиформы, с большими амплитудой и размахом крыльев. Деформации отложений осадочного чехла иллюстрируют разрезы поперек простирания структур складчатой области. Распрямив складки, можно оценить ширину позднеюрского и наследовавшего его раннемелового бассейна. В юго-восточной части области (от Арсеньевского разлома до Прибрежной зоны включительно) его ширина могла быть в 1,5 – 2 раза больше современной ширины складчатой области и составлять 225-300 км на широте г. Дальнегорска или 270-360 км, на широте пос. Рошино. Если принять, что основные деформации осадочного чехла обусловлены левосторонними сдвигами в фундаменте на рубеже раннего и позднего мела [Уткин, 1980], то ширина бассейна может оказаться меньше указанных пределов. По плейт-тектонической версии образования покровов вследствие соскребывания осадочного чехла с океанической плиты в процессе ее субдукции можно допустить значительно большую ширину бассейна. В юго-восточной части области (в Дальнегорском и Кавалеровском районах) установлены три последовательно залегающих друг на друге покровных комплекса (три «субтеррейна» по: [Голозубов, Ханчук, 1995]). Если трехслойный пакет пластин наблюдался по всей ширине этой части области, то ширина осадочного покрова должна быть втрое больше ширины расправленных складок. Тогда ширина бассейна может быть сравнима с шириной современного Японского моря. Однако, покровы, прослеживающиеся на большие расстояния по простиранию геологических структур, вкост их простирания выклиниваются внутри осадочного чехла и суммированная ширина покровных пластин несомненно меньше утроенной ширины расправленных складок. Все же, какой точки зрения ни придерживаться, любые палинспастические реконструкции, основанные на региональном геологическом материале, не позволяют считать Сихоте-Алинский бассейн, хоть в какой-то мере, сравнимым с размерами современных океанов.

Оба позднеюрских трога - (Амурский и Приморский рифто-грабены по В.П.Уткину, 1996) были, по-видимому, унаследованы с триасового времени. Об этом свидетельствует увеличение мощности и возрастание кремнистости юрских силицитов в северо-восточном направлении вдоль простирания структур, совпадающее с направлением возрастания мощности и триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня.

Абсолютные массы кремненакопления. Для определения скоростей кремненакопления использовались стратиграфические данные. Большинство триасовых и юрских осадочных пород Сихотэ-Алиня (исключая рудосодержащие), имеют почти одинаковую плотность (2,54-2,65 г/см³), независимо от их типа (песчаники, алевриты, аргиллиты, силициты, известняки). Сокращение толщины слоя осадков зависит от их первичного состава, пористости и степени диагенетических изменений, а пород – от степени их ката- и метагенетических изменений. Плотность высушенных чистых радиоляриевых и диатомовых илов составляет 0,22-0,25 г/см³, что в 10 - 12 раз меньше плотности (2,54 - 2,65 г/см³) юрских и триасовых силицитов Сихотэ-Алиня. Сокращение толщины слоев кремневых илов может достигать 10-12 раз, глинисто-кремневых - 5-8 раз, а песчаных и алевритовых – 1,5-2,5 раза.

Абсолютные массы накопления кремнезема вычислялись исходя из средней плотности пород (принятой 2,6 /см³) и среднего содержания свободного кремнезема (SiO₂ св.) в пачке или толще. Для вычисления скоростей накопления триасовой формации использовались хорошо датированные разрезы или их части, где расшифрована последовательность толщ и пачек и нет больших потерь или преувеличений мощности (табл. 4). Значения абсолютных масс свободного кремнезема накопленного в триасовой кремневой формации варьируют от 0,23 до 2,8 г/см² за 1000 лет. Наибольшие величины абсолютных масс SiO₂ св.

характерны для разрезов карбонатно-кремневой фации. В центральной части бассейна, которую представляют отложения разреза р.Гур, темпы кремненакопления были одинаково высоки для ладинского, карнийского и норийско-рэтского времени. На участке сихотэ-алинского бассейна представленного разрезом р. Хор, темпы кремненакопления были высоки в анизийский и ладинский века, когда накапливались нижние толщи глинистых кремней и плитчатых кремней, и снизились в карнийский (в 8-9 раз) и норийский (в 5 раз) века, когда накапливались преимущественно карбонатные отложения. На площадях отложения кремневой фации накопление аутигенного кремнезема происходило с меньшими абсолютными массами. В целом, диапазон значений абсолютных масс накопления кремнезема в триасовом сихотэ-алинском бассейне был близок к скоростям голоценового кремненакопления в дальневосточных окраинных морях и значительно выше, чем в пелагической экваториальной части Тихого океана (табл.1) или в котловине Паресе-Вела Филиппинского моря (см. главу 7).

Таблица 4. Абсолютные массы накопления SiO₂ св. сихотэ-алинском бассейне в триасовое и юрское время [Волохин и др., 2003, 2008]

Район, разрез	Возраст отложений	Интервал (млн. лет)	SiO ₂ св. (г/см ² /1000л)
р. Гур	Ладинский	9	1,3-1,7
	Карнийский	11,5	1,61
	Норий-рэт	16,9	1,4-1,5
р. Хор	Средний-поздний анизий	5,3	2,6-2,8
	Ладинский	9	1,8-2,1
	Карнийский	11,5	0,23
р.Ануй, кл. Неудачный	Норийский	12,9	0,38-0,39
	Средний-поздний анизий	5,3	1,03-0,96
	Ладинский	9	0,39-0,43
кл. Солонцовый Бас.р. Уссури	Ладинский	9	1,1-1,2
	Средний-поздний анизий	5,3	0,51
	Ладин-ранний карний	14,7	0,41-0,44
	Поздний карний- поздний норий	18,6	0,28-0,30
с. Бреевка	Ладинский	9	0,28
	Карнийский	11,5	0,52
	Норий-рэт	16,9	0,33-0,44
г. Дальнегорск	Поздний оленек	2,4	0,65-0,79
	Анизийский	8,0	0,36-0,42
руч. Холодный	Позднеанизийский	2,7	1,9-2,6
руч. Сашин ключ	Келловей-титон	19,2	>0,5
р. Приточная	Поздний титон	1,8	3,8-4,6
р. Корейская	Подний киммеридж-титон	6,9	0,95

Примечание: интервалы времени приняты из длительность веков по GTS2004 [Gradstein et al., 2004].

В поздней юре абсолютные массы накопления SiO₂ св. составили 0,95 (р. Корейская) и 3,8-4,6 г/см² за 1000 лет (р. Приточная). Эти величины близки к значениям полученным по триасовым разрезам и близки темпам биогенного кремненакопления в современных окраинных морях (табл.1).

Абсолютные массы накопления марганца в поздней юре, оцененные по разрезу р. Приточной составляют (в мг/см²/1000лет): 16,5-20,4 для нижней, глинисто-кремневой толщи и 24,1-29,8 для верхней, глинисто-яшмовой толщи. Эти величины сравнимы с темпами накопления избыточного Mn во впадине Дерюгина Охотского моря, где

проявилась гидротермальная деятельность [Астахова, 2000; Астахов и др., 2000]. Темпы марганценакопления рассчитанные по разрезу р. Корейской на порядок ниже ($1,7 - 1,9 \text{ мг/см}^2$ за 1000 лет) и соответствуют фоновой величине для голоцена Охотского моря.

Климатические условия и ландшафты сопредельной суши. Согласно видовому анализу фауны и флоры, южная часть российского Дальнего Востока располагалась в поясе умеренно теплого климата, между поясами умеренно бореального и тропического климата [Yin Hongfu, 1997]. Конец пермского периода (чансинский век) был наиболее теплым периодом пермского времени для Уссури-Малохинганского бассейна (Арсеньевский и Куканский прогибы) на восточно-азиатской континентальной окраине [Триас и юра..., 2008; Zakharov et al., 2009]. Комплексы аммоноидей, брахиопод, представленные исключительно тетическими и космополитными видами, а также теплолюбивая мангровая растительность в индских и оленекских слоях Южного Приморья свидетельствуют о теплом субтропическом климате в раннетриасовое время. Теплый климат сохранялся в анизийский и ладинский века. В конце ладинского века температура, возможно, снизилась, что фиксируется единичными находками брахиопод бореального типа [Триас и юра..., 2008, с. 236]. В карнийское и норийское время шельфовый Уссури-Малохинганский бассейн располагался в пределах умеренно-теплой гумидной климатической зоне бореальной области, со значительными колебаниями климата свойственными внетропическим районам. Однако рифовые известняки Дальнегорского района Прибрежной зоны содержат фауну тетического типа, что считается свидетельством их формирования в условиях тропического климата [Триас и юра..., 2008]. Значительное похолодание предполагается в конце нория. По фрагментарным данным, климат в ранней юре был влажным субтропическим, в средней юре – умеренно-теплым, с относительным похолоданием в ааленский век и начале титона, и среднетитонским климатическим оптимумом.

Ландшафты в триасовый период существенно отличались от ландшафтов современной (геократической) эпохи. Отсутствовали альпийские горные сооружения Евразии, эрозия которых дает около 3/4 всего стока терригенного материала в моря и океаны. Бассейн соседствовал с пенеппенизированной сушей, на которой в условиях гумидного климата формировались каолиновые коры выветривания. Основная масса поступавшего с суши олигомиктового песчаного и глинистого материала отсаживалась в прогибах на окраинах сиалических массивов (Арсеньевском, Куканском и др.), отгороженных от котловины барьерами верхнепалеозойских вулканических и рифовых известняковых построек.

В среднем и позднем триасе на Ханкайском и Буреинском массивах, на Алдане, в Монголии и Китае формировались зрелые каолиновые коры выветривания. Они являются свидетельством длительно существующего пенеппена и влажного теплого климата (Петров, 1967). В настоящее время, эти коры сохранились лишь в угленосных депрессиях, а большая их часть размыва и переотложена в кайнозойские формации чехла Ханкайского массива. Материал размывших кор выветривания слагает белоцветные аллювиально-озерные толщи в палеогеновых угленосных депрессиях (30-50 м в Павловской депрессии). В триасовый период размыв кор выветривания был слабым. Он усилился в конце норийского и в рэтском веках, о чем свидетельствует состав глинистой фракции силицитов этого возраста в отложениях кремневой фации. Каолиновые коры размывались в некоторые века юрского периода, и продолжали размываться в раннемеловой период, о чем свидетельствует присутствие каолинита в нижнемеловых флишевых отложениях [Чудаев, 1976].

Связь накопления кремневых формаций с глобальными колебаниями уровня моря. Глобальные эвстатические изменения уровня моря были важнейшим фактором, повлиявшим на состав и циклитовое строение триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня. Триасовая формация сформировалась в макроцикл повышения уровня моря

(суперцикл «УАА», по Naq et al., 1987). В более удаленных от палеосуши участках бассейна в поздний карний – средний норий, во время максимального глобального уровня моря накапливались карбонатные толщи. В краевых частях бассейна в это время отлагались кремневые толщи с максимальным содержанием кремнезема и формировались толщи светлых грубоплитчатых кремней. В терригенных шельфовых фациях Уссури-Малохинганского бассейна изменения уровня моря отразились в строении разреза отложений, появлении в них стратиграфических перерывов. Регрессии моря зафиксированы на рубеже оленекского и анизийского времени, в конце анизийского века, в конце ладинского и начале карнийского веков (Buriĭ, 1997). Норийский век начинается с трансгрессии бореального моря с севера на Ханкайский массив. В среднем (?) нории море отступило, а в позднем нории на окраине Ханкайского массива произошла обширная трансгрессия. Ее сменило значительное обмеление моря в конце триасовой эпохи (Buriĭ, 1997). В циклы повышения уровня моря в позднем триасе и поздней юре уменьшались площади континентальной суши. При его трансгрессии повышался базис речной эрозии извнялась структура речного стока и уменьшался принос терригенного материала в котловину моря.

Мегациклы изменения уровня моря и крупные трансгрессии на востоке Азии, по-видимому имели тектоно-магматическую природу и сопряжены с деструкцией континентальной коры. На фоне крупных макро- и мезоциклических колебаний уровня моря происходили и кратковременные (тысячелетние) климатические изменения служивших причиной формирования элементарной цикличности кремневых толщ.

Накопление позднеюрской кремневой формации в окраинно-континентальном бассейне также, в целом, совпадало с мегациклом повышения уровня моря, достигшего максимума в киммериджский и титонский века (Naq et al., 1987). Можно предположить, что в открытых пелагических областях океана в периоды глобального повышения уровня моря, из-за уменьшения широтного и глубинного температурного градиентов могло произойти ослабление циркуляции океанических вод и поставки биогенов в поверхностную водную толщу. Основная масса накапливавшихся планктоногенных илов тогда могла накапливаться вблизи берегов. Повышение уровня моря в эоцен-олигоценное время (45-30 млн. л.) и в миоцене (15-10 млн. л. назад) сопровождалось уменьшением общей и биогенной (карбонатной) седиментации в пелагической части океана в 3-7 раз [Worsley, Davies, 1979].

Глава 6. ГОЛОЦЕНОВЫЕ КРЕМНИСТЫЕ ИЛЫ ОХОТСКОГО МОРЯ

Строение голоценового горизонта. Четвертичные отложения в пелагической части Охотского моря имеют цикличное строение, обусловленное гляциоэвстатическими колебаниями уровня моря. Кремнистые, существенно пелитовые диатомовые осадки отлагались в периоды климатических оптимумов и трансгрессий, а терригенные пелит-алевритовые илы, с повышенным количеством материала ледового разноса, - во время оледенений и регрессий. Стратиграфические исследования, выполненные с использованием литостратиграфических, радиоуглеродных, климатостратиграфических (биостратиграфического и изотопно-кислородного), магнитостратиграфических методов и тефрохронологии, показали, что верхний слой кремнистых диатомовых илов (1-й горизонт по П.Л.Безрукову [1960] и А.П. Жузе [1962] накопился за последние 6-8 тыс. лет голоценовой эпохи [Горбаренко и др., 1988; Астахов и др., 1988; Gorbarenko et al., 2002].

Кремнистый горизонт представляет прерывистый слой, толщиной от 0,3 м до 2-5 м, редко до 8-10 м (впадина ТИПРО), протягивающийся на сотни километров, относительно выдержанный по петрографическому, химическому составу и физическим свойствам. Ниже его, до границы голоцена и верхнего плейстоцена, содержание аморфного кремнезема в осадках уменьшается, а переходные слои представлены глинисто-алевритовыми осадками с примесью диатомовых створок и с тонкими прослоями кремнисто-глинистых илов. На шельфе и, местами, на подводных поднятиях кремнистые

илы замещаются кремнисто-глинистыми, глинисто-алевритовыми и песчаными осадками. На подводных поднятиях и крутых склонах осадки кремнистого горизонта иногда отсутствуют, и на поверхность выходят более древние, местами даже палеогеновые [Цой, Шастина, 2000] вулcano-терригенные отложения.

В диатомовых илах горизонта А.П.Жузе [1962] выделяла 4 зоны (фаии), отличающиеся составом комплексов диатомей. Обширную центральную часть дна покрывают осадки, содержащие океанический комплекс микрофлоры. Полоса осадков вдоль побережий содержит неритический комплекс. Между ними, тяготея к материковому склону, располагается зона смешанной океаническо-неритовой флоры. В сублиторальной зоне, на некоторых участках восточного побережья Сахалина, магаданского побережья, западного побережья Камчатки, в устье Пенжинской губы установлено значительное количество бентических и даже пресноводных видов. Близкое распределение наблюдается и в осадках межледниковых эпох плейстоцена. Микрофлора осадков ледниковых эпох отличается снижением количества или отсутствием теплолюбивых океанических видов, преобладанием неритических арктических и бореальных видов, проникновением даже сублиторальных и пресноводных видов в глубоководные котловины Охотского моря [Жузе, 1962; Черепанова, 1999].

Состав и физические свойства голоценовых илов. Состав голоценовых илов на профиле от магаданского шельфа через пелагиаль моря к Курильским островам меняется от слабо кремнистых алеврито-глинистых илов станции 89211 на магаданском шельфе моря к глинисто-диатомовым илам в пелагической части моря [Волохин и др., 2004]. Количество диатомей (центрических и пиннатных) в колонках шельфа достигает 10-15%, а спикул монаксонных губок – 2-3%. Присутствуют редкие скелеты радиолярий и силикофлагеллят. В илах пелагиали моря (ст. 931) поверхностные осадки представлены оливково-зелеными алеврито-глинистыми диатомовыми илами. Преобладают целые створки центрических диатомей размером от 0,03 до 0,2 мм, которые составляют 50-60% площади препаратов. Встречаются спикулы монаксонных и редких триаксонных губок и редко радиолярий (1-3%). В обломочной фракции, кроме плагиоклаза, кварца, пироксенов, роговой обманки, хлорита, частиц андезитового или базальтового вулканического стекла присутствуют крупные (0,18 мм) зерна ортоклаза и пертита.

В колонке 935, в верхней части склона подводного поднятия Академии Наук голоценовые осадки представлены песчанистыми алевритами с незначительной примесью диатомовых створок. Кремнистый горизонт верхов голоцена здесь, по-видимому, смыт или не отлагался, а на поверхности обнажаются терригенные осадки более древних слоев. Вблизи Курильской островной дуги (станция HS-2) голоценовые осадки более грубые по сравнению с осадками пелагической части моря, несмотря на большие глубины их отложения. Илы поверхностного слоя (2 см от поверхности дна) содержат до 30-40% обломочных зерен алевритовой размерности и 5 - 10% створок диатомей и их детрита, а также редкие спикулы губок. Содержание створок диатомей и их детрита по колонке варьирует от 5 до 30%, спикулы монаксонных губок и гексактинелид от 0-5% 15% площади препаратов и гексактинелид, встречаются редкие мелкие радиолярии.

Влажность в осадках станций профиля варьирует от 27 до 91,6%. Плотность влажных осадков варьирует от 1,17 до 1,81 г/см³, а твердой минеральной фазы – от 0,23 г/см³ (в наиболее чистых диатомовых до 1,53 г/см³ – в глинисто-алевритовых и алеврито-песчаных илах [Астахов, 1991; Волохин и др., 2004]). Плотность как влажного, так и сухого ила находится в обратной зависимости от содержания аморфного и «свободного» кремнезема. Наибольшая плотность характерна для песчаных и глинисто-алевритовых осадков, а минимальная – для кремнистых илов.

Минеральный состав глинистой фракции в голоценовых осадках. В илах большинства станций профиля преобладают иллит и смешанослойный иллит-сметтит, в сумме составляющие от 60 до 80% [Волохин и др., 2004]. Кроме того, присутствуют

сметит, хлорит-сметит, иллит-вермикулит, хлорит. Каолинитом наиболее богаты осадки, отлагавшиеся в периферической части бассейна. Он практически отсутствует в кремнистых илах центральной части бассейна. В поверхностном слое осадков (0 -20 см) содержание иллита в глинистой фракции уменьшается от шельфа к центральной части моря и незначительно возрастает по приближению к Курильским островам.

Минеральный состав глин отражает разнообразие источников питания и дифференциацию терригенного вещества по размеру частиц, приведшую к обогащению относительно прибрежных осадков каолинитом, а пелагических илов иллит-сметитом. Большинство иллита, иллит-сметита, каолинита и хлорита – аллотигенные минералы, принесенные реками и разнесенные течениями Охотского моря [Курносков, Мурдмаа, 1978]. Часть глинистых частиц в илах Охотского моря поступала при подводном размыве более древних осадков или пород. Такое происхождение, по-видимому, имеют сметиты и хлорит-сметиты илов станции LV27-2, где их источником служил меловой офиолитовый комплекс Шмидтовского подводного поднятия, отделяющего впадину Дерюгина от Северного Сахалина. Продуктом подводного размыва гидротермально измененных основных щелочных пород мог быть иллит-вермикулит в диатомовых илах станций 934 и 931. На поднятии Академии Наук и близлежащих подводных горах Курильской котловины установлен плиоценовый субщелочной базальтовый, андезитобазальтовый и андезитовый вулканизм [Съедин и др., 2002; Тарарин и др., 2000].

Все перечисленные глинистые минералы в диатомовых илах голоцена Охотского моря, кроме смешанослойного иллит-сметита есть и в мезозойских кремневых толщах Сихотэ-Алиня. В триасовых толщах Сихотэ-Алиня содержание каолинита и метагаллуазита в глинистой фракции местами достигает 20-27% [Волохин и др., 2003], что больше содержания каолинита в шельфовых осадках Охотского моря.

Химический состав голоценовых илов. Из-за высокой влажности и содержания солей иловых вод, анализ не отмытых от морской соли проб кремнистых илов дает более искаженное представление о химическом составе их твердой фазы, чем других типов осадков. Поэтому пробы илов были дважды отмыты в дистиллированной воде от морской соли и отцентрифугированы. В поверхностном слое осадков моря поле наибольших содержаний аморфного кремнезема (SiO_2 ам.) смещено к востоку. В шельфовых осадках станции 89211 содержание SiO_2 аморф. достигает 20%, а SiO_2 св. 44% (табл.7). Илы с содержанием SiO_2 ам. более 30% и SiO_2 св. более 50% встречаются в верхней части разреза голоцена колонок LV27-2 (подножье северо-западного склона котловины Дерюгина), LV27-5 (бровка Охотского свода), Н7-986 и 936 (станции восточного и южного края котловины Дерюгина), 934 и 931 (нижняя часть северного склона и дно Южно-Курильской котловины). Максимальное содержание SiO_2 ам. (55,4%) и SiO_2 св. (65,3%) установлены в илах станции 934. Отношения щелочей $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ слабо возрастает в илах колонок, удаленных от суши. Во впадине Дерюгина известны максимальные для Охотского моря содержания марганца в окисленных (3,07%) и в восстановленных (1,68%) диатомовых илах [Астахов и др., 2000].

На графике зависимости SiO_2 от модуля $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ составы шельфовых осадков станций 89211 и 89224 (поле «А») и пелагических осадков станций 934 и 936 (поле «С») практически разделяются (рис.8). Поле «Б» осадков подножья континентального склона (ст. LV27-2) частично перекрывает поля шельфовых и пелагических осадков Охотского моря. Илы центральных участков моря (станций 931, 934 и 936) близки по значениям модуля к диатомовым илам котловины Парасе-Вела Филиппинского моря. Илы пелагиали Тихого океана богаче марганцем и железом, чем илы центральных областей Охотского моря, и имеют наиболее низкие значения модуля $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ (рис.8).

Сравнение химического состава илов и пород. При сравнении илов и древних пород необходим учет диагенетических и катагенетических изменений, приводящих к потере летучих, особенно значительным в кремневых илах.

Таблица 5. Средний химический состав нижних горизонтов триасовой кремневой формации, позднеюрских силицитов и илов поверхностного слоя Охотского (голоцен) и Филиппинского (плейстоцен) морей

Оксиды, %	Сихотэ-Алинь					Станции Охотского моря, глубина воды						Филиппинское море	
	Разрезы					Шельф		Подножье склона	Пелагиаль моря			Котловина Паресе-Вела	
	р.Уссури ($T_2 an_2$)	г.Даль- негорск (T_{1ol})	р.Ануй ($T_2 an_2$)	р.Приточна я Толща яшм (J_3t)	р.Корейская ($J_3kt_3-J_3t$)	89211 140 м	LV27-5 482 м	LV27-2 1305 м	936 1310 м	934 2190 м	931 3255 м	Диатом. илы	Диатом. глины
SiO ₂	69,28	78,92	81,34	74,41	81,56	68,79 (72,85)	74,59 (76,44)	74,56 (80,29)	74,40 (80,45)	76,66 (83,87)	75,28 (78,16)	77,50 (79,99)	64,08 (64,64)
TiO ₂	0,59	0,42	0,30	0,41	0,25	0,46 (0,49)	0,33 (0,34)	0,30 (0,32)	0,39 (0,42)	0,17 (0,19)	0,24 (0,25)	0,34 (0,35)	0,65 (0,66)
Al ₂ O ₃	12,18	9,59	6,77	7,71	6,70	10,39 (11,00)	8,98 (9,20)	6,44 (6,94)	5,75 (6,22)	4,72 (5,16)	7,74 (8,04)	6,96 (7,18)	12,84 (12,95)
Fe ₂ O ₃	4,62	1,39	0,59	5,85	1,39	1,90 (2,01)	2,32 (2,38)	1,94 (2,09)	1,93 (2,09)	1,64 (1,79)	1,84 (1,91)	3,09 (3,19)	6,52 (6,58)
FeO	1,55	2,87	2,62	1,56	2,65	1,88 (1,99)	1,25 (1,28)	1,06 (1,14)	1,08 (1,17)	0,96 (1,05)	1,48 (1,54)	0,82 (0,85)	0,84 (0,85)
MnO	0,03	0,05	0,11	0,57	0,15	0,06 (0,06)	0,03 (0,03)	0,06 (0,06)	0,40 (0,43)	0,10 (0,11)	0,11 (0,11)	0,14 (0,14)	0,77 (0,78)
MgO	1,89	1,61	2,53	1,64	1,03	1,39 (1,47)	1,13 (1,16)	1,33 (1,43)	2,33 (2,52)	1,23 (1,35)	1,55 (1,61)	1,78 (1,84)	2,94 (2,97)
CaO	0,71	0,24	0,82	0,64	1,00	1,55 (1,64)	1,72 (1,76)	1,71 (1,84)	1,13 (1,22)	1,66 (1,82)	2,16 (2,24)	1,22 (1,26)	2,19 (2,21)
Na ₂ O	3,22	1,62	1,58	1,22	1,02	1,79 (1,90)	1,74 (1,78)	1,19 (1,28)	1,28 (1,38)	1,04 (1,14)	1,23 (1,28)	1,00 (1,03)	1,31 (1,32)
K ₂ O	1,07	0,13	0,24	1,90	1,60	1,57 (1,66)	1,30 (1,33)	1,16 (1,25)	1,18 (1,28)	0,83 (0,91)	1,01 (1,05)	1,06 (1,09)	1,68 (1,69)
P ₂ O ₅	0,13	0,03	0,14	0,26	0,12	0,28 (0,30)	0,16 (0,16)	0,14 (0,15)	0,11 (0,12)	0,19 (0,21)	0,18 (0,19)	0,12 (0,12)	0,19 (0,19)
П.п.п.	4,59	2,67	2,53	3,70	2,47	9,50 (4,18)	5,81 (3,49)	9,55 (2,64)	9,68 (2,37)	10,35 (1,96)	6,61 (3,05)	5,76 (2,72)	5,76 (4,92)
SiO ₂ св.	39,1	55,9	65,1	55,9	65,6	43,8 (46,4)	47,9 (49,1)	59,1 (63,6)	60,7 (65,6)	65,3 (71,4)	56,7 (58,9)	60,1 (62,03)	33,3 (33,6)
K ₂ O/Na ₂ O	3,0	12,5	6,6	1,56	1,57	0,87	0,75	0,97	0,93	0,80	0,82	1,1	1,3

Примечание. Цифры в скобках – моделируемый от илов состав пород при достижении степени катагенетических преобразований юрских глинистых кремней Сихотэ-Алиня.

Большое количество воды (7-11% вес.), содержащейся в структуре биогенного опала (диатомей, радиолярий, спикул губок), при катагенетической трансформации опаловых пород в кварцевые также будет утеряна. Потери летучих при диа-катагенетических преобразованиях осадков приводят к тому, что химический состав образующихся пород может значительно отличаться от состава исходных илов. Химический состав пород, с определенными допущениями, может быть смоделирован по данным полных силикатных анализов современных осадков. Среднее отношение потерь при прокаливании к глинозему в глинистых кремнях триаса Сихотэ-Алиня составляет 0,37, а юрских - 0,38 [Волохин и др., 2003]. Коэффициент 0,38 использовался для пересчета содержания окислов в илах Охотского моря и расчета модельного химического состава потенциальных пород. В таблице 6 приведены реальные составы илов поверхностного слоя Охотского моря и моделируемый от них состав потенциальных пород (цифры в скобках) при условии достижения степени катагенеза юрских силицитов Сихотэ-Алиня. Содержание кремнезема в моделируемых породах существенно выше, чем в исходных илах. В абсолютных процентах это увеличение минимально для кремнисто-терригенных отложений шельфа (на 2,8 в илах ст. 89224 и 89211) и максимально (6,2-7,2%) для кремнистых илов глубоководных станций 936 и 934. Из илов поверхностного слоя осадков шельфа могут образоваться кремневые аргиллиты, содержащие 46,4- 47,9%SiO₂ св. Илы южной части котловины Дерюгина (ст. 936) со временем преобразуются в глинистые кремни, содержащие 80,5% валового и 65,6% свободного кремнезема. Эти значения отвечают содержанию кремнезема в кимеридж-титонских силицитах р. Корейской и верхнеоленекско-среднеазиатских слоях триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня (табл.5).

Расчеты показывают, что для того, чтобы при сохранении современных темпов кремнеаккумуляции накапливались илы с содержанием аутигенного кремнезема как в триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня (77,4% SiO₂ св., [Волохин, 1985]), принос алеврито-глинистых частиц должен уменьшиться в 2,1 раза. Сокращение поступления в бассейн терригенного материала от 3,7 до 5 раз, позволило бы накопление пород с таким содержанием SiO₂ св. даже на шельфе. Из годового поступления терригенного материала в Охотское море речной сток дает 84% (или 55 млн. т), большая часть которого оседает у берегов [Астахов,2001]. Около 57% стока взвешенных частиц приходится на сток одной р. Амур. Изменение направления стока р. Амур вместо Охотского в Японское море, которое вполне возможно при возникновении тектонических барьеров или или запруживания собственными осадками выхода в Сахалинский залив, способно уменьшить поток алеврито-глинистых частиц в 2,3 раза. Этого вполне достаточно для накопления в пелагической части Охотского моря кремневой толщи с по химическому составу близкой к триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня. Накопившийся в последние 6-8 тыс. лет диатомовые илы могут сформировать пласт глинистых кремней и кремневых аргиллитов, толщиной от первых сантиметров до 0,5м (не более 1 м).

Абсолютные массы кремнеаккумуляции и марганценакопления. На профиле через Охотское море максимальные скорости накопления SiO₂ аморф. и SiO₂ св. (табл. 6) отмечаются на шельфе (ст. 89211), у подножья континентального склона (ст. LV27-2), в нижней части склона поднятия Академии Наук (ст. 934). На прилегающей к этому поднятию части Южно-Курильской котловины (ст. 931) установлены максимальные абсолютные массы накопления SiO₂ аморф. и SiO₂св. (соответственно 5,7 и 11,6 г/см² за 1000 лет). Высокими темпами кремнеаккумуляции также отличается котловина ТИПРО (ст. Н7-974), расположенная вблизи подножья континентального склона Камчатки. Минимальные значения абсолютных масс SiO₂ аморф. (0,05) и SiO₂ св. (0,53 г/см² за 1000 лет) установлены на станции 935, вблизи верхней бровки поднятия Академии Наук. Определения по самой глубокой колонке (46 м) в центральной части Охотского моря (координаты - 53°57'N, 149°57'E, глубина моря - 822 м) дают значения абсолютных масс накопления биогенного SiO₂ в голоцене 3 г/см² за 1000 лет, а для трех межледниковых

периодов среднего и позднего плейстоцена от 1,5 до 2,5 г/см² за 1000 лет [Левитан и др., 2007,]. Абсолютные массы накопления избыточного марганца во впадине Дерюгина в голоцене достигали 62,6 мг/см² в 1000 лет [Астахов и др., 2000] и были близки к таковым на Восточно-Тихоокеанском поднятии (ВТП), где его поступление связывается с эксгалятивно-гидротермальной деятельностью.

Таблица 6. Скорости седиментации абсолютные массы накопления кремнезема в голоценовых илы Охотского моря [Волохин и др., 2004]

№ станции	Глубина воды, (м)	Широта, долгота	Интервал колонки, (см)	Скорости (см/тыс. лет)**	Абсолютные массы (г/см ² /1000 лет)		
					осадка	SiO ₂ аморф	SiO ₂ св.
89211	140	58° 35,00'	0-185	17,5	12,3	1,61	4,89
89224	235	57° 10,00'	0-40	3,2	2,8	0,67	1,34
LV27-2	1305	54° 30,15'	0-410	32,8	12,5	3,84	6,82
LV27-5	482	54° 44,09'	0-55	4,4	2,1	0,65	1,11
936	1310	51° 00,90'	0-160	12,8	4,2	1,56	2,44
935	1110	49° 17,80'	0-30	2,4	1,8	0,05	0,53
934	2190	48° 32,50'	0-400	32,0	11,2	4,61	6,47
931	3255	48° 15,10'	0-530	42,5	23,0	5,7	11,6
HS-2	3300	46° 58,40'	0-60	>4,8	>7,5	>1,12	>3,08
H7-974	710	55° 34,00'	0-300	>24	>15,1	>2,78	>6,8
H7-986	950	54° 15,80'	0-70	5,6	3,0	0,66	1,32

Подводные оползни в Охотском море. В современном Охотском море и в заливах Восточной Камчатки наблюдаются процессы образования олистостром и подводно-оползневых покровов, которые происходили когда-то в сихотэ-алинском юрско-раннемеловом море. Подводные оползни в Охотском море расположены на крутых участках склонов о. Сахалин и Курильской котловины и у их подножий [Безруков, 1960; Сваричевский, Белоус, 2001]. Огромный оползень, оставивший циркуобразную депрессию с крутыми стенками отрыва установлен на подводном склоне северо-восточного Сахалина. Многочисленные тела оползней обнаружены у подножья склона юго-восточного Сахалина, на склонах хребта Терпения и во впадине Терпения у подножья континентального склона, на склонах Южно-Охотской котловины. Один из таких оползней установлен сейсмоакустическим профилированием на уступе континентального склона о-ва Сахалин вблизи Тонино-Анивского п-ва. Оползень располагается на поверхности дна на глубине 1,3 км и имеет ширину оползневого тела около 10 км и толщину около 330 м. Расстояние, на которое тело оползня переместилось вниз по склону от бровки шельфа составляет около 10-12 км.

Подводные оползни также развиты на континентальных склонах островодужных структур. Они зафиксированы в крупных заливах п-ва Камчатки (Авачинском, Камчатском и Кроноцком) на глубинах от 910-1350 м до 4 км. В Камчатском заливе по данным НСП установлено оползание 500-метровой толщи миоцен-плиоценовых диатомитов, опок и кремнистых глин [Селиверстов, 1987]. По более поздним определениям возраста она включает слои от позднего эоцена/раннего олигоцена до верхов миоцена [Селиверстов, 1998]. Оползающее тело наползает на терригенные турбидиты, накопление которой происходит с начала плейстоцена и может в свою очередь оказаться погребенным под турбидитными осадками. Толщины оползневых пластин триасово-берриасовых отложений Сихотэ-Алиня, например горбушинской серии (200-600 м), вполне с таковыми отмеченными на континентальных склонах Сахалина и Камчатки.

ГЛАВА 7. КРЕМНИСТЫЕ ИЛЫ ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ

Филиппинское море – наиболее крупное по площади (5726 тыс. км²) среди всех остальных восточно-азиатских окраинных морей. Средняя глубина моря (4018 м) также больше, чем у других окраинных морей [Сваричевский, 2001б], а условия и обстановки седиментации в его центральных частях сравнимы с океаническими. Вдоль оси котловины Паресе-Вела расположена цепь кулисно расположенных ромбовидных глубоких депрессий, протягивающаяся на север-северо-восток от желоба Яп до 21° с.ш. Длина впадин от нескольких до первых десятков километров. Они считаются структурами растяжения, образовавшимися в зоне правосторонних сдвигов [Ханчук и др., 1989; Svarichevsky, 1995]. Кремнистые илы подняты трубками в 3-м рейсе НИС «Академик А.Виноградов» и 21-м рейсе НИС «Профессор Богоров» в этих впадинах, в центральной части котловины Паресе-Вела [Волохин и др., 1989; Volokhin, Popova, 1995].

Распространение и условия залегания кремнистых илов. В Филиппинском море кремнистые илы отлагались под зоной северного пассатного и экваториального обратного течения, между 5° и 21° с.ш. Они образуют тонкие (3-15 см) прослои в пелагических глинах в пологих понижениях рельефа. На дне рифтогенных депрессий они слагают довольно мощные (толщиной до нескольких метров) линзовидные тела, протяженностью от нескольких до 20-25 км. На бортах одной из них (впадины Айпод) в 3-м рейсе НИС «Академик А. Виноградов» драгирован полный набор пород офиолитового комплекса, включая верхнеолигоценово-нижнемиоценовые вулканические (толеитовые базальты), интрузивные (габбро-троктолиты-гипербазиты) и субвулканические (магнодолериты) породы [Щека и др., 1989; Shcheka et al., 1995]. Так как многие из этих впадин являются также местом накопления высококремневых четвертичных илов, то они представляют интерес, как представляющие образование офиолит-кремнистой ассоциации на еще незавершенной стадии.

Глубина рифтогенных впадин в котловине Паресе-Вела достигает 6,5-7 км (7200 м во впадине Айпод), крутизна склонов – нескольких десятков градусов (до 45°, на западном склоне вп. Айпод), а превышение бровки склона над днищем впадины – 2,5-2,7 км (вп. Айпод). Над диатомовыми илами на дне впадин, гипсометрически возвышаются (на 2 км) более древние глины и эдафогенные брекчии (миоцен), и толеитовые базальты, габбро и гипербазиты (верхний олигоцен-нижний миоцен), обнажающиеся на их бортах [Щека и др., 1989; Shcheka et al., 1995]. Как следует из геофизических представлений, магматические породы принадлежат второму и, по-видимому, третьему слоям океанической коры [Ханчук и др., 1989]. Такое положение четвертичных осадков создает предпосылки их перекрытия более древними отложениями осадочного чехла (миоцен) и магматическими породами фундамента, что может произойти либо при возникновении подвижек по надвигам либо вследствие спровоцированных землетрясениями оползней.

Литолого-петрографическое описание колонок. Диатомовые илы на дне впадин большинстве оливково-серые, зеленовато-серые, серые и темно-серые во влажном состоянии и белые в высушенном. В окисленной верхней части колонок (0-32 см, иногда до 50 см), кремнистые илы имеют красновато-коричневый цвет. Диатомовые илы имеют желеподобную консистенцию. Плотность кремнистых илов в депрессиях бассейна Паресе-Вела в естественном состоянии составляет 1,14- 1,17 г/см³. В них встречаются тонкие прослои, обогащенные железомарганцевыми микроконкрециями, вероятно указывающие на перерывы в седиментации.

Кремнистые илы колонки 3В5 (депрессия Айпод, глубина воды 7000 м) наиболее изучены (рис.10). В этой колонке верхняя часть (0-42 см) представлена диатомовыми глинами, а нижние 42-260 см колонки – диатомовыми илами (рис.10). В верхней части колонки (интервал 0-32 см) глины красные, окисленные.

Нижний глинистый интервал (32-42 см) представлен темно-серыми илами, обогащенные хлопьями железомарганцевыми гидроокислов. Осадки интервала колонки 42-260 см представлены зеленовато-серыми (оливково-зелеными) этмодискусовыми илами.

Рис. 10. Состав осадков колонок Филиппинского моря [Volokhin, Popova, 1995]

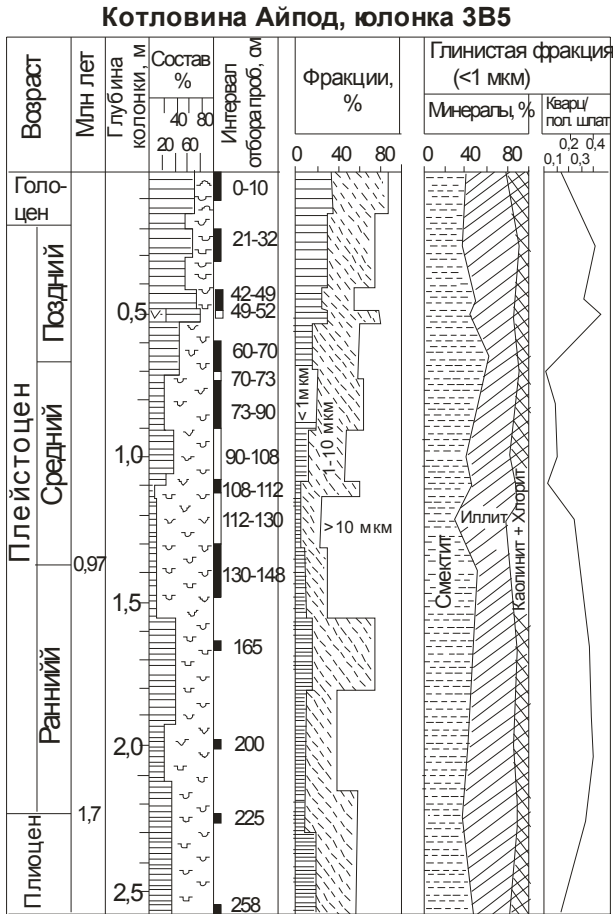
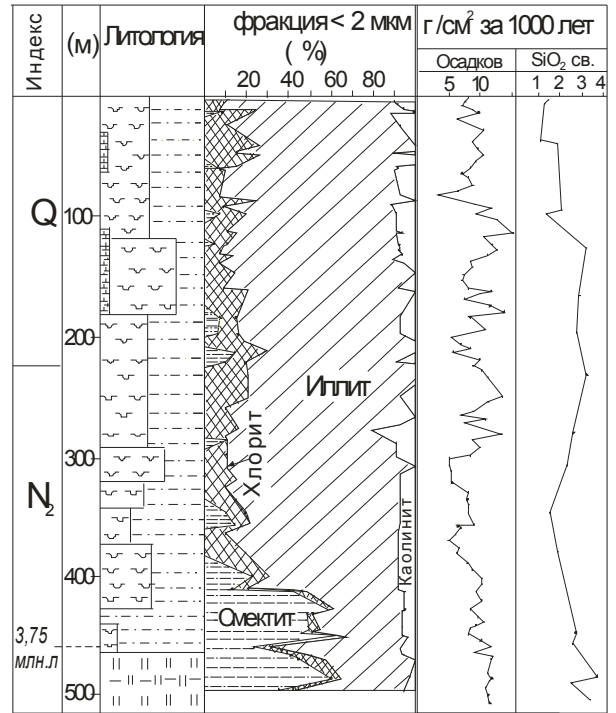


Рис. 11. Состав фракции (<2 мкм) и абсолютные массы осадконакопления в плиоцен-плейстоценовых отложениях Японского моря, хребет Оки, скв. 798 [по Dersch, Stein, 1992].



Компоненты материала колонок

- скелеты радиолярий
- панцири и детрит диатомей
- глина
- алеврит и алевритистая глина
- обломочный алевритовый материал
- кислые вулканические стекла и пемза
- андезитовая вулканокластика



Основной компонент кремнистых илов – это панцири диатомей. Диатомовые представлены 17 видами, распространенными в возрастном диапазоне от миоцена до голоцена. Превалирует крупные створки (до 2 мм) вида *Ethmodiscus rex*, присутствуют *Nitzschia marina*, *Planctoniella sol.*, *Coscinodiscus nodilifer*, *Thalassionema nitzschioides* и другие виды. Радиолярии (более 60 видов) и силикофлагелляты составляют 7-10% от общего содержания биогенных кремнистых останков. Радиолярии превалируют среди

кремнистых микрофоссилий в красных кремнистых глинах только в верхних 20 см колонки 3В5 (голоцен). Комплексы радиоляриевой фауны в колонке 3В5 свидетельствуют о поздне- средне- и раннеплейстоценовом возрасте осадков в интервале колонки 260-20 см [Volokhin, Popova, 1995]. Верхние 16-20 см колонки представлены окисленными кремнисто-глинистыми илами, содержат скелетные остатки радиолярий и панцирей диатомей верхов плейстоцена - голоцена. Трубками, на абиссальной равнине (4560 м) вблизи впадины Айпод, вскрыты красные пелагические глины плейстоцена с возрастом в диапазоне 0,94-0,37 млн. лет, что соответствует возрасту верхней части диатомовых илов колонки 3В5.

В колонке 3В7, поднятой на террасе на западном склоне депрессии Айпод (глубина воды 6000 м, длина керна 82 см), верхние 52 см состоят из диатомовых илов с прослоем диатомовых глин, а нижние 30 см представлены пелагическими красными глинами (рис.10). В интервале 21-25 см и 47-52 см осадки обогащены обломочным материалом алевритовой размерности. Радиоляриевый комплекс этой свидетельствует, о плейстоценовом возрасте диатомовых илов. Позднекайнозойские диатомеи (*Ethmodiscus rex*, *Nitzschia marina*, *Planctoniella col.*, и *Coscinodiscus nodulifer*) характерные для тропической части Тихого океана установлены по всей колонке.

Диатомовые илы подняты в кернах трубок и других впадин, расположенных севернее впадины Айпод на оси рифта Паресе-Вела. В одной из впадин (20°40' с.ш., станция 21Б17, глубина до дна 6500м), интервал колонки 10-332 см представлен диатомовым илом, а 0-10 см – диатомовыми глинами. В другой впадине (19°25', глубина 6200 м), в колонке 21Б29 (390 см) интервал 0-325 см представлен диатомовыми илами, а интервал 325-390 см – диатомовыми глинами. Радиолярии и диатомовые комплексы этих осадков сходны с таковыми впадины Айпод и указывают на плейстоценовый возраст диатомовых илов.

Минеральный состав и состав глинистой фракции. В диатомовых илах установлены незначительное количество алевритовой примеси серпентина, актинолита, пренита, эпидота и других метаморфических минералов [Нечаев и др., 1989] Серпентин иногда встречается в виде крупных (до 5 мм) обломков, что свидетельствует о его происхождении из пород фундамента, обнажающихся на бортах впадин. Аутигенные диагенетические образования представлены железомарганцевыми микроконкрециями, глауконитом и филлипситом.

Изменение соотношения биогенных кремнистых остатков и глинистой фракции показано для колонок 3В5 и 3В7 (рис.10). Среди глинистых минералов преобладают диоктаэдрический феррисмектит и иллит ($b=9,04-9,05 \text{ \AA}$). Содержание каолинита незначительно (0-4%, редко больше, до 8%). Хлорит присутствует в количествах от 8 до 15 % [Волохин и др., 1989; Volokhin, Popova, 1995]. Корренсит (или хлорит-вермикулит?) и иллит-монтмориллонит содержатся в незначительном количестве на отдельных интервалах колонок 3В5 и 3В7. По сравнению с диатомовыми глинами, диатомовые илы содержат в среднем больше смектита и меньше иллита. Кроме того, смектиты и иллиты диатомовых илов более железистые ($b=9,05 \text{ \AA}$), чем диатомовых глин ($b=9,02 \text{ \AA}$). В диатомовых илах впадины Айпод установлен глауконит, представленный темно-зелеными почковидными глобулями (до 0,6 мм в диаметре), представляющий иллит политипа 1М ($b=9,11 \text{ \AA}$). В диатомовых илах с высоким содержанием диоктаэдрического смектита есть и отражения [060] с параметром $b=9,25 \text{ \AA}$, свидетельствующие о заметной примеси триоктаэдрического смектита сапонитовой группы. Диоктаэдрический ферримонтмориллонит со значительной примесью сапонита содержится также в слабо литифицированных вулканических брекчиях (миоцен?), драгированных со склонов депрессии Айпод. Размыв миоценовых глин и брекчий мог быть причиной большей фемичности силикатной и алюмосиликатной примеси в диатомовых илах, по сравнению с красными глубоководными глинами абиссальных равнин. По-видимому, глинистые минералы диатомовых илов частично происходят из местных источников – измененных пород офиолитового фундамента [Волохин и др., 1989; Volokhin, Popova, 1995].

Геохимия плейстоценовых илов. Максимальное содержание валового (85,04%) и свободного кремнезема (78,8%) установлено в колонке ЗВ5 на интервале 108-112 см. Илы этого интервала по содержанию кремнезема соответствуют составу кремней. Остальные интервалы колонки содержат большой процент глинозема и после их литификации могут образоваться только глинистые кремни. Осадки самой верхней части (0- 25, до 40 см) всех изученных колонок окислены: в них повышено содержание Mn и низкие отношения $Fe^{2+}/\Sigma Fe$. Содержание закисного железа прямо зависит от содержания кремнезема и возрастает в илах с большим содержанием биогенного опала. Поступление реакционно-способного органического вещества вместе с диатомеями было достаточным для создания восстановительных условий диагенеза даже на весьма значительных глубинах (6,5-7 км). На графике зависимости SiO_2 от $Al/(Al+Fe+Mn)$ диатомовые илы котловины Паресе-Вела находятся в поле осадков пелагических кремнистых илов Охотского моря и геохимически близки к юрским глинистым кремням и аргиллитам киселевской свиты Нижнего Приамурья (рис.8). Отношение K_2O/Na_2O слабо уменьшается с возрастанием содержания SiO_2 параллельно с относительным уменьшением содержания иллита и увеличением K-дефицитного смектита в осадках. Химический состав диатомовых илов является результатом прямого смешения варьирующих количеств биогенного опала и постоянного по составу алюмосиликатного материала.

Механизм и скорости отложения, условия накопления. Плейстоценовые диатомовые илы Филиппинского моря отлагались под зоной экваториальной (5° - 21° с.ш.) дивергенции. Однако, они не образуют непрерывного горизонта в осадочном чехле на абиссальной равнине. Их приуроченность к депрессиям на дне Западно-Филиппинской котловины и в котловине Паресе-Вела объясняется либо механизмом стекания маловязких илов со склонов, либо заносом легких панцирей диатомовых водорослей вихревыми течениями (Жузе и др., 1959). Оба эти механизма могли обеспечить сбор биогенного опала с большей площади, чем площади их отложения и захоронения.

Скорость накопления диатомовых илов во впадине Айпод - 1,3 мм/1000 лет, а абсолютные массы - 0,15 г/см²/1000 л. Из них 0,10 г/см²/1000 л. приходится на SiO_2 ам. и 0,05 г/см²/1000 л. на силикатную примесь [Volokhin, Popova, 1995]. Накопление пелагических глин на абиссальной равнине котловины Паресе-Велла происходит со скоростью 3,4 мм/1000 лет (Kroenke et al., 1981), что при большей плотности глин (1,45-1,47 г/см³) составит в абсолютных массах около 0,5 г/см² за 1000 лет. Таким образом, глинистый материал поступает во впадину Айпод со скоростями приблизительно в 10 раз меньшими, чем на соседствующую абиссальную равнину. Отчасти, это может быть связано с тем, что рифтовые депрессии окружены приподнятыми участками дна, которые препятствуют заносу глинистого материала глубинными течениями. Несмотря на значительный возраст (около 2 млн. лет) самых нижних слоев диатомовых илов локальных впадин котловины Паресе-Вела никаких признаков уплотнения и диагенетического окремнения осадка не наблюдалось. Диагенетические изменения проявились в появлении аутигенных филлипсита и глауконита и железомарганцевых микроконкреций.

Большинство диатомовых илов котловины Паресе-Вела после диагенетических и катагенетических преобразований могут сформировать глинистые кремни (табл.6), и единичные прослои кремней. Диатомовые илы Филиппинского моря по геологическим условиям накопления, минералогическим и геохимическим характеристикам пород более сходны с ордовикскими глинистыми кремнями Корякского нагорья, юрскими глинистыми силицитами киселевского комплекса Нижнего Приамурья, что возможно свидетельствует и о некотором сходстве обстановок осадконакопления [Volokhin, Popova, 1995].

Глава 8. КАЙНОЗОЙСКИЕ КРЕМНЕВЫЕ И КРЕМНИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ДРУГИХ ТИХООКЕАНСКИХ БАССЕЙНОВ

Неогеновые силициты Японского моря. Неогеновое кремненакопление в Японском море достаточно хорошо изучено благодаря многочисленным российским и японским экспедициям и в результате 3-х рейсов глубоководного бурения (31-й рейс “Glomar Challenger”, 127-й и 128-й рейсы “JOIDES Resolution”). Современные тектонические сценарии рассматривают образование Японского моря в конце олигоцена-начале миоцена, как результат мультиосевого спрединга и рифтообразования на континентальной вулканической дуге, вследствие сложного взаимодействия Тихоокеанской, Евразийской, Североамериканской и Филиппинской плит [Tamaki, 1992]. Котловины Японского моря рассматриваются, как раздвиговые бассейны, сформированные на восточно-азиатской окраине в результате подвижек блоков литосферы по крупным правосторонним сдвигам [Jolivet, Tamaki, 1992]. Тектонический режим растяжения, проседания дна бассейнов доминировал в период от 32 до 10 млн. лет, после чего сменился режимом сжатия (и подъемом региона), продолжающегося до настоящего времени. Высоко поднятые блоки, рассеянные по Японскому морю, представляют раздробленные рифтогенезом и погруженные континентальные фрагменты (поднятие Ямато и др.), фундамент которых сложен гранитными и вулканическими породами. С этих возвышенностей подняты мезозойские гранитные породы (60-142 млн. лет), а на Восточно-Корейском поднятии и докембрийские гнейсы (1980- 2730 млн. лет) [Tamaki, 1990]. Разломы, ограничивающие континентальные блоки, – это нормальные сбросы с вертикальным смещением до 1500 м. Раскрытие моря началось с известково-щелочного магматизма 24-20 млн. лет, а начало мультиспрединга отмечено излияниями континентальных толеитов 22-17 млн. лет назад [Pouclet, Bellon, 1992]. Последующие 17-10 млн. лет на дне бассейнов шли извержения вулканов подводных гор, давшие продукты умеренно-щелочного состава [Pouclet, Bellon, 1992]. На расколотых рифтами континентальных блоках, в северной Японии и на банке Ямато в это время имел место кислый вулканизм [Pouclet, Scott, 1992]. С позднего миоцена, вулканические подводные горы и некоторые острова образовывались, в основном, на континентальном фундаменте. Начиная с плиоцена островной вулканизм эволюционировал от трахитового и фонолитового до кислого состава. Развитие спрединга и образование котловин 17-16 млн. лет тому назад сопровождалось морскими трансгрессиями в Корее и Японии.

История погружения дна Японского моря [по: Ingle, 1992]. Начальный рифтинг, растяжение и погружение литосферы в Японском море в позднем олигоцене (32-25 млн. лет) происходило со скоростью <150 м/млн. лет. В это время накапливались не морские (дельтовые) отложения и вулканические толщи. Растяжения коры в раннем миоцене и массовый базальтовый вулканизм (24-23 млн. лет назад) сопровождалась ускоренным прогибанием (100-500 м/млн. лет), вследствие развития рифтов, в результате чего к 20-18 млн. лет тому назад, дно котловин Центральной, Хонсю и других опустилось до почти современных глубин (2-3 км). После периода устойчивого и медленного проседания дна бассейнов (18 до 16-15 млн. лет) случился второй эпизод быстрого проседания. В этот период произошел второй импульс магматической деятельности, который создал многочисленные мелкие бассейны по периферии моря. Максимальные скорости тектонического погружения во время образования мелких бассейнов в среднем миоцене превысили 900 м/млн. лет, что указывает на их раздвиговую природу, признаки чего усматриваются и в бедности питания терригенным материалом, в заполнении мелких периферических впадин пелагическими диатомовыми илами и гемипелагическими диатомовыми глинами [Ingle, 1992]. Средне-позднемиоценовая стадия (от 12,5 до 10 млн. лет) характеризуется тектонически спокойными обстановками и низкими скоростями погружения литосферы (<200 м/млн. лет). Региональный подъем территории Японского моря начался с его южной части 11-10 млн. лет и шел со скоростью 10 -100 м/млн. лет.

Скорости подъема возросли до 500-1500 м/млн. л. в позднем плиоцене-плейстоцене (2,0-0,7 млн. лет), как результат широко распространенных складчатых деформаций осадочных серий [Ingle, 1992].

Строение неоген-четвертичного осадочного чехла. Миоценовые породы и осадки залегают на раздробленном и гетерогенном по составу фундаменте [Tamaki et al., 1990; Thy, 1992]. Акустический фундамент Японского моря покрывает чехол миоценовых и плиоценовых гемипелагических осадочных пород и осадков, которые согласно, а, местами, несогласно перекрываются гемипелагическими и терригенными осадками самых верхов плиоцена и четвертичного времени [Tamaki et al., 1990]. На площадях бассейнов осадочный разрез достигает 2000-3000 м. Разрез состоит из двух главных частей. Нижняя часть представляет сейсмически прозрачный комплекс состоящий из миоцен-нижнеплиоценовых гемипелагических диатомовых алевритов, глин и кремнистых аргиллитов. Верхняя, умеренно и хорошо стратифицированная часть состоит из переслаивающихся глин, алевритов и песков позднеплиоценового и четвертичного возраста. Обе эти толщи утолщаются к центру бассейнов, но на краях бассейнов и возвышенностях верхняя толща обычно трансгрессивно перекрывает нижнюю толщу. На самых высоких вершинах банок осадочный чехол маломощный или совсем отсутствует. Там же, где он есть, обычны эрозионные каналы и оползни.

Кремнистые породы и осадки распространены в разрезе чехла от нижнего миоцена до квартара. Суммарная мощность миоцен-плейстоценовых кремнистых толщ вскрытых глубоководным бурением варьирует от 150 м на хребте Окусири в Японском бассейне, до 930 м в троге Кита-Ямато, где большая мощность отложений связана с процессами оползания осадков [Tamaki et al., 1990]. Осадки Японского моря обычно бескарбонатны ($\text{CaCO}_3 \leq 1\%$); редко встречаются интервалы с высокими содержаниями (до 74% CaCO_3).

Характерной чертой строения миоцен-четвертичных отложений является разноранговая цикличность. Верхнеплиоценовые и голоценовые осадки, вскрытые в скважине 798 (хр. Оки), проявляют ритмичные вариации содержания биогенного опала, с интервалом ~ 5 м, и периодами, эквивалентными 41-тысячелетним циклам изменения угла наклона земной оси [Dunbar et al., 1992]. Осадки, состав которых варьирует с периодичностью 17000 и 100000 лет прослеживаются вниз по разрезу до слоев с возрастом 1,3 млн. лет. Более подробно цикличное строение отложений этого возраста рассмотрено на примере строения углеродсодержащих пачек для последних 1,26 млн. лет. в которых содержание углерода коррелируется с периодами 103800, 41500, 27100, 18900, 16400, 12700 и, особенно, 10 500 лет [Föllmi et al., 1992]. Циклитам первого ранга совпадают с периодами изменения эксцентриситета и наклона земной оси. Циклиты второго ранга с преобладающей частотой 10500 лет считаются обусловленными прецессией, с которой могут быть связаны изменения летней активности муссонов.

Происхождение ламинарной цикличности связывается с увеличением контраста сезонной инсоляции и сильной летней муссонной активностью [Föllmi et al., 1992]. Сравнение толщины микроциклитов (10-250 мкм) в углеродистых слоях (СКВ. 798) со средней скоростью седиментации (~ 12 см/1000 лет) и состав слойков-ламин изученных под микроскопом, позволили считать ламины, представляющими годовую или сезонную летопись гемипелагической седиментации и эпизодов поступления терригенного материала [Grimm, 1992].

Характеристика кремнистых осадков. Высокая пористость свойственная диатомовым илам (до 85-90%) сохраняется выше зоны перехода опала-А в опал-КТ (до глубин 300 м или более, от поверхности дна) и резко снижается до 50% и 30% ниже этой границы [Nobes et al., 1992]. Диагенетическая граница перехода биогенного опала-А в опал-КТ проходит в верхнемиоценовых осадках с возрастом от 5 до 8 млн. лет. Переход опала-КТ в кварц происходит на глубинах захоронения около 325-471 м, в осадках с возрастом 8-14 млн. лет и в интервале температур 49-62°C. Фактором такой быстрой трансформации форм кремнезема, является повышенный тепловой поток, и высокий

температурный градиент, достигающий на хр. Окусири $178^{\circ}\text{C}/\text{км}$, где температура перехода 38°C , а граница перехода опала-А в опал-КТ находится на глубине только 215 м ниже поверхности дна.

По содержанию кремнезема миоцен-плиоценовые отложения соответствуют глинистым кремням, кремневым и кремнистым аргиллитам, близким по составу титонским силицитам толщ разреза по р. Приточной в Сихотэ-Алине. Минеральный состав глинистой фракции (<2 мкм) изученный по керну скважины 798 похож на состав глинистой фракции триасовых пород разрезов с. Бреевка и р. Огородной в Сихотэ-Алине повышенным содержанием каолинита и галлуазита, но отличается большими содержаниями хлорита и смектита (рис.11). Среди диагенетических минералов заметную роль играют цеолиты: филлипсит, клиноптилолит и анальцим, а также ломонтит, эрионит и морденит [Nobes et al., 1992a; Tada, Iijima, 1992]. В миоценовых осадках распространен барит [Breyman et al., 1992]. Диапазон содержания бария в осадках скважин 794, 796, 798 и 799 варьирует от 270 г/т до 1,3%, но большая часть значений находится в диапазоне от 300-400 до 4-5 тыс. г/т, т.е. в тех же пределах, что и в юрских и триасовых силицитах Сихотэ-Алиня [Волохин и др., 2008].

Углеродистые слои в осадочном чехле Японского моря. Углеродистые прослои, толщиной от долей мм до первых десятков см (обычно от 2-5 до 20 см) присутствуют в плейстоценовых илах и миоценовых породах. Содержание $C_{\text{орг}}$ в них варьирует от 0,5 до 5-6% в большинстве пробуренных скважин, и редко достигает 8,5% [Stein, Stax, 1992]. Большая часть пород миоценового разреза характеризуется относительно низкими содержаниями органического углерода. Плиоцен-плейстоценовые отложения обычно содержат от 0,5% до 1,8% $C_{\text{орг}}$. В осадках пробуренных скважинами 798 и 799 преобладает (50-80%) органическое вещество морского происхождения, еще не прошедшее стадию созревания и нефтеобразования [Stein, Stax, 1992]. Факторами, контролирующими обогащение осадков органическим углеродом, считаются: возрастание продуктивности поверхностных вод и сохранности органического углерода в условиях аноксических глубинных вод. Углеродистые пачки коррелируются по кернам скважин и рассматриваются как результат синхронных событий, проявившихся на обширной площади бассейна [Tada et al., 1992].

Абсолютные массы кремненакопления. Накопление SiO_2 ам. в позднем плиоцене раннем плейстоцене шло, в среднем, со скоростью $1,8 \text{ г}/\text{см}^2$ за 1000 лет, но около 1,3 млн. лет назад, снизилось до $0,6-0,8 \text{ г}/\text{см}^2$ за 1000 лет. В голоцене, скорости накопления опала опять возросли, а терригенный поток уменьшился по сравнению с последним ледниковым периодом [Dunbar et al., 1992]. Абсолютные массы SiO_2 св. на этой площади варьировали от 1 до $3,7 \text{ г}/\text{см}^2$ за 1000 лет (рис.11). Эти значения абсолютных масс кремненакопления идентичны темпам кремненакопления в сихотэ-алинском бассейне в триасовое и позднеюрское время.

История океанографических событий. Японское море охладилось до температур субполярной биогеографической провинции в середине миоцена, о чем свидетельствует видовой состав планктонных фораминифер и известковых нанофоссилий [Tamaki et al., 1990]. Северная часть бассейна Ямато, северная и восточная части Японского бассейна опустились от верхнебатиальных (500 м) до среднебатиальных палеоглубин (>1500 м) между серединой и концом миоцена. Южная часть бассейна Ямато прогнулась почти до 1500 метров к концу миоцена и достигла еще больших глубин к самому концу миоцена. В конце миоцена/плиоцене (от 8 до 2 млн. лет) в Японском море, как и в других окраинных бассейнах Тихоокеанского кольца, существовала высокая биопродуктивность, что обусловило накопление диатомовых илов, диатомовых глин и диатомовых алевритистых глин. Морские льды эпизодически появлялись в северной части Японского моря в периоды около 4,5-4,4 млн. л. и 4 млн.л. еще до начала оледенения в северном полушарии 2,5 млн. лет назад. Повторное появление морских льдов отмечено между 2,7-и 2,4 млн.л. (на площади 795), 2,3 млн. лет назад (на площади 796) и, между 0,9 и 0,7

млн.л. (на площади 796) [Tamaki et al.,1990]. Совместно, изотопный состав карбонатных раковин фораминифер и вариации содержания опала в осадках согласуются с продолжительной периодической изоляцией Японского моря в течение четвертичного периода на рубежах около 1,3 млн. лет, 0,7-1,0 и 0,2-0,3 млн. лет [Dunbar et al.,1992].

Несколько крупных пластовых оползней, выстилающих почти все дно котловины Уллындо, произошли в среднем-позднем плейстоцене в Японском море [Ломтев,2008].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Реконструкция фациального и циклического строения мезозойских кремневых формаций Сихотэ-Алиня, уточнение возрастов слагающих их пород имеет большое значение для региональных геологических работ, геологического картирования, структурных исследований, поисковых работ. Автором проведено сравнение вещественных характеристик пород и осадков, и параметров кремненакопления в триасово-юрском сихотэ-алинском море и современных окраинных морях: Охотском, Японском и Филиппинском. Выявлены геохимические аномалии и установлена благороднометальная минерализация в пачке углеродистых силицитов в некоторых районах.

При сравнении миоцен-плиоценовой глинисто-кремневой формацией Японского моря и триасовой кремневой формацией Сихотэ-Алиня обнаруживаются черты сходства, обусловленные отложением их в окраинно-континентальных бассейнах. Во-первых, сопоставимы мощности сравниваемых формаций, измеряемые сотнями метров, и длительность их накопления (десятки миллионов лет), толщина углеродистых слоев и пачек, содержание в них органического углерода, абсолютные массы кремненакопления. Глинистая фракция миоценовых силицитов Японского моря и триасовых кремневых толщ Сихотэ-Алиня содержит в значительном количестве каолинит и галлуазит – минералы континентальных кор выветривания, совсем не типичные для океанических пелагических осадков. Изучение минерального состава и геохимии пород показало, что триасовые и юрские кремневые толщи контаминированы силикатным континентальным материалом. Скорости кремненакопления были также близки скоростям кремненакопления в современных дальневосточных окраинных морях и на порядок выше, чем в пелагических областях Филиппинского моря или в экваториальной части Тихого океана.

Установлено, что в пелагической части Охотского моря в настоящее время отлагаются илы, которые после диагенетических и катагенетических преобразований могут образовать породы с содержаниями кремнезема такими, какие установлены в нижних горизонтах триасовой кремневой формации и в позднеюрских кремневых толщах южного Сихотэ-Алиня. Однако, ладинско-позднетриасовая часть разрезов кремневой фации триаса Сихотэ-Алиня имеет значительно большие содержания кремнезема, чем голоценовые осадки Охотского моря и миоцен-плиоценовые толщи Японского моря. Причина заключается в кардинальных отличиях ландшафтов современной и древней суши, соседствующей с бассейнами, и количестве поступающего в бассейны алевритового и глинистого материала. В позднетриасовый сихотэ-алинский бассейн поступление взвешенных частиц было в 2,1 раз меньше, чем в центральную часть Охотского моря и в 3,6-3,7 раз меньше, чем в миоценовое Японское море. Это объясняется равнинными ландшафтами суши, ее денудацией в триасовый период и отделённостью глубоководной котловины от шельфовых прогибов (Куканского, Арсеньевского) подводными барьерами которые создавали сохранившиеся позднепалеозойские вулканические постройки и рифы каменноугольного и пермского возраста. Сравнение выноса взвешенных частиц реками в современное Японское море [Лихт и др.,1983] со стоком равнинных рек умеренно-теплых, субтропических и

тропических областей [Страхов,1960] показывает, что в равнинных областях масса выносимого реками взвешенного материала значительно (в 5-12 раз) меньше.

Это значит, что выравнивание горных сооружений в областях питания бассейнов терригенным материалом, быстрее протекающее в периоды растяжения земной коры в регионе, способно снизить поступление терригенной взвеси в окраинные бассейны и тем способствовать накоплению высококремневых илов вблизи континентальных окраин. Фактором уменьшения потока терригенных частиц в бассейн является также уменьшение водосборных площадей, происходящее при затоплении шельфов в периоды трансгрессий, а также замедленный речной сток. Представляется, что обе эти возможности реализовывались в эпохи растяжения земной коры, сопряженного с относительным повышением уровня моря и глобального повышения уровня моря. Как показано в работе, накопление триасовой и позднеюрской кремневых формаций, как и миоцен-плиоценовых диатомитов и диатомовых глин Японского моря происходило в периоды относительного повышения уровня моря и трансгрессий.

В сихотэ-алинском триасовом и юрском бассейнах, миоцен-плиоценовом Японском море и современном Охотском море в кремненакопление принимали участие планктонные организмы, при незначительной роли бентоса (спикул губок). Хотя мезозойские силициты – это первичный продукт накопления скелетных остатков преимущественно зоопланктона (радиолярий), а илы Охотского моря – преимущественно фитопланктона (диатомей), абсолютные массы накопления кремнезема имеют один порядок величин. Из этого следует, что скорости кремненакопления определялись, в первую очередь, количеством поступавших в верхнюю водную толщу питательных веществ и, в меньшей степени, зависели от типа организмов, извлекающих кремнезем. Распределение кремнистых осадков в окраинных бассейнах варьируют в зависимости от локальной биопродуктивности поверхностных вод и топографии дна бассейнов – факторов, контролирующих накопление и сохранение осадков.

Пример современных Охотского, Японского морей и восточных заливов Камчатки показывает широкое развитие молодых оползней на относительно крутых склонах и у их подножий, параметры которых (толщина тел, стратиграфический диапазон отложений) вполне сопоставимы с наблюдаемыми в мезозое Сихотэ-Алиня покровными пластинами и толщами микститов олистостром.

Литификация кремнистых илов может занимать длительный период времени. Магматические расплавы, внедряясь в кремневый ил, неизбежно будут локализоваться на твердом субстрате, в более древних слоях, литификация которых уже произошла. Расхождение в возрасте силлов, нередко обладающих внешними признаками лав, и вмещающих силицитов может достигать миллионов и даже десятков миллионов лет [Mizutani, Shibata, 1983], а сами они отвечать исторически другому этапу и времени накопления другой геологической формации [Волохин и др.,2003]. Это ставит вопрос о независимом датировании базальтов, заключенных в кремневых толщах, а в ряде районов о ревизии корреляции эпох магматизма и кремненакопления.

Основные публикации по теме диссертации.

1. Волохин Ю.Г., Михайлов М.А. Источники кремнезема кремнистых пород восточной части Монголо-Охотской складчатой области // Геохимия и минералогия осадочных комплексов Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 21-42.
2. Волохин Ю.Г. Глинистые минералы геосинклинальных кремнистых пород палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока // Геохимия и петрохимия осадочных комплексов Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980, с.76-99.
3. Михайлов М.А., Волохин Ю.Г. Геохимические особенности углеродистых кремнистых пород Дальнего Востока // Там же, с. 3-16.

4. Кулешов В.Н., Волохин Ю.Г. Изотопный состав углерода и кислорода кальцитов карбонатсодержащих пород Удско-Шантарского района // Литол. и полезн. ископаемые, 1980. № 4. С. 131-135.
5. Волохин Ю.Г., Маркевич П.В., Михайлов М.А. и др. Химический состав осадочного слоя земной коры юга Дальнего Востока // Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983. С. 79-88.
6. Говоров И.Н., Михайлов М.А., Волохин Ю.Г. и др. Геохимические особенности осадков рифтовых зон // Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983. С. 145-157.
7. Михайлов М.А., Волохин Ю.Г., Китаев И.В. Восточная часть Монголо-Охотской складчатой области // Геохимическая модель Тихоокеанской окраины Азии. М.: Наука, 1984. С. 65-82.
8. Волохин Ю.Г. Кремневые породы Сихотэ-Алиня и проблема происхождения геосинклинальных кремневых толщ. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 208 с.
9. Михайлов В.А., Волохин Ю.Г., Парняков В.П. и др. Горбушинская серия Дальнегорского рудного района // Новые данные по стратиграфии Приморского сектора Япономорского региона (препринт). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 28-36.
10. Волохин Ю.Г., Бурый Г.И., Филиппов А.Н., Михайлик Е.В. Карбонатно-кремневая фация в геосинклинальном триасе Сихотэ-Алиня // Геосинклинальные осадочно-вулканогенные формации советского Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 70-91.
11. Волохин Ю.Г. Геохимические критерии при корреляции кремневых толщ и палеогеографических реконструкциях // Литол. полезн. ископаемые, 1988. № 3. С. 64-81.
12. Михайлов В.А., Волохин Ю.Г., Парняков В.П., Олейник Л.М. О возрасте и объеме горбушинской серии Прибрежной зоны Сихотэ-Алинской складчатой области // Тихоокеанская геология, 1989. № 4. С. 70-77.
13. Волохин Ю.Г., Бурый Г.И., Михайлик Е.В., Руденко В.С. Мезозойские кремневые комплексы Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская окраина Азии. Т. 1. Геология. М.: Наука, 1989. С. 95-196.
14. Волохин Ю.Г., Худоложкин В.О., Астахов А.С., Карабцов А.А. Влияние подводного рельефа на минеральный состав четвертичных глин // Геология разломов и локальных впадин дна Филиппинского моря. Владивосток: ДВО РАН. 1989. С. 70-91.
15. Волохин Ю.Г., Бурый Г.И., Руденко В.С., Филиппов А.Н. Триасовая кремневая формация южного Сихотэ-Алиня. / Известия АН СССР, сер. геол., 1990. № 4. С. 45-57.
16. Volokhin Yu.G. Stratigraphy, sedimentology, and depositional environments of the Triassic chert formation of the Sikhote-Alin (Far East of the USSR) // Sediments 1990 (13th Internat. Sedimentol. Congress, August, 26-31. Nottingham, England 1990.
17. Volokhin Yu.G. Triassic and Jurassic chert formations of the Sikhote-Alin // Late Paleozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific Biogeological Events (Intern. field conference on Permian-Triassic Biostratigraphy and tectonics). Vladivostok, Septemb. 6-12. 1992 IGCP Project 272 meeting. Vladivostok, 1992. P.31.
18. Васильев Б.И., Волохин Ю.Г., Говоров И.Н. и др. Район Огасавара // Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука, 1995. С. 44-59.
19. Volokhin Yu.G., Popova I.M. Siliceous sediments of the Philippine Sea // Geology and Geophysics of the Phillipine Sea (Eds. H. Tokuyama, S. Shcheka, N. Isezaki et al.). Tokyo: TERRAPUB, 1995. P. 181-201.
20. Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурый Г.И., Руденко В.С. Доаккреционная структура триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня // Закономерности строения и эволюция геосфер. Часть 1. Хабаровск-Владивосток: ДВО РАН, 1996. С. 60-63.
21. Volokhin Y.G., Mikhailik E.V., Buryi G.I. An eustacy influence on the Triassic siliceous sedimentation in the Sikhote-Alin basin (Russian Far East) // 15th International Sedimentological Congress. April, 1998. Spain, Alicante.

22. Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурый Г.И. Триасовая кремневая формация в бассейне реки Хор (Центральный Сихотэ-Алинь) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. № 5. С. 100-110.
23. Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В. Маркирующие пачки и толщи в триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня // Геология и горное дело в Приморье в прошлом, настоящем и будущем. Владивосток: Дальнаука, 2000, с.10-13.
24. Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурый Г.И. Триасовая кремневая формация в бассейне р. Анюй (Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология, 2000. С.18-29.
25. Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурый Г.И. Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2003. 251 с.
26. Волохин Ю.Г., Астахов А.С., Ващенко Н.Г. Голоценовое кремненакопление в Охотском море // Литол. и полезн. ископаемые, 2004. № 3. С. 304-326.
27. Volokhin Yu.G., Khanchuk A.I., Ivanov V.V., Kazachenko V.T., Sattarova V.V. Geochemistry and gold content of the Triassic carbonaceous cherts of the Sikhote-Alin // Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge (Proc. 8th Biennial SGA Meeting Beijing, China, 18-21 August 2005). Vol.1. Springer, 2005. P.187-190.
28. Волохин Ю.Г., Иванов В.В. Геохимия и металлоносность углеродистых силицитов триаса Сихотэ-Алиня // Литол. и полезн. ископаемые, 2007. № 4. С. 406-425.
29. Волохин Ю.Г., Карабцов А.А. Благородные металлы в углеродистых силицитах триаса Сихотэ-Алиня // Наногеохимия золота (Тр. симпозиума в г. Владивостоке 17-18 апреля 2008 г.). Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 122-129.
30. Волохин Ю.Г., Кемкин И.В., Смирнова О.Л., Михайлик Е.В. Средне (?) - позднелюрская кремневая формация Сихотэ-Алиня // Триас и юра Сихотэ-Алиня. Кн. 2 Вулканогенно-осадочный комплекс (Под ред. П.В. Маркевича, Ю.Д. Захарова). Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 62-124.
31. Волохин Ю.Г., Карабцов А.А. Благородные металлы в углеродистых кремнях Сихотэ-Алиня // ДАН, 2009. Т. 429. № 3. С. 383-387.