

Том 19, номер 2
ISSN 0207 - 4028

Март-Апрель 2000

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
МОИСЕЕНКО В.Г.



СОДЕРЖАНИЕ

Геофизика

- Г.И. Аносов, Б.-Ч. Сок, В.В. Аргентов, С.К. Биккенина, В.В. Жигулев, К.Ф. Сергеев.* Строение восточного шельфа полуострова Корея по сейсмическим данным 3
- В.Л. Ломтев, В.Э. Кононов, В.Н. Агеев.* Новые данные о строении южной части хребта Лорд-Хау (Тасманово море) 17

Геоморфология

- В.Б. Спектор, Н.Т. Бакулина, Л.П. Аносова.* Плиоценовый цикл горообразования хребта Черского (Северо-Восток России) 32

Седиментология и геохимия

- Ю.Д. Захаров, Н.Г. Борискина, А.В. Игнатъев, Т.Б. Афанасьева, Г.И. Бурый, В.Я. Вукс, Г.В. Котляр, Е.С. Панасенко, А.М. Попов, Т.А. Пунина, А.К. Чербаджи.* Триасовые карбонаты Северного Кавказа и Приморья: стабильные изотопы углерода и кислорода, Са-Mg отношения, корреляция 47
- С. А. Горбаренко, А. Н. Деркачев, А. С. Астахов, Дж. Р. Саутон, Д.Нюрнберг, В.В. Шаповалов-Чупрынин.* Литостратиграфия и тефрохронология верхнечетвертичных осадков Охотского моря 58
- Н.Г. Разжигаева, Т.А. Гребенникова, В.Б. Базарова, Л.Д. Сулержицкий, Л.М. Мохова, Л.А. Ганзей, В.С. Пушкарь, А.В. Чернов.* Континентальный поздний плейстоцен о. Кунашир (Курильские острова) 73
- Н.В. Астахова.* Геохимические особенности осадков впадины Дерюгина (Охотское море) 87

Петрология и минералогия

- И.В. Бучко.* Распределение элементов платиновой группы в расслоенных ультрабазит-базитовых интрузиях Становой складчатой системы (на примере Веселкинского массива) 94
- Э.Л. Школьник, Л.Б. Хершберг, М.М. Задорнов, О.В. Чудаев.* О фосфоритах гайота Дальморгео Магеллановых гор Тихого океана 101

Рецензии

- В.С. Вишневецкая.* Проблемы систематики Nassellaria: биохимические особенности эволюции 109

CONTENTS

Geophysics

- G.I. Anosov, B.Ch. Suk, V.V. Argentov, S.K. Bikkenina, V.V. Zhigulev, K.F. Sergeev*. Structure of eastern shelf of the Korean Peninsula by seismic data 3
- V.L. Lomtev, V.E. Kononov, V.N. Ageev*. New data on the structure of the southern Lord Howe Ridge (the Tasman Sea) 17

Geomorphology

- V.B. Spektor, N.T. Bakulina, L.P. Anosova*. Pliocene orogenesis cycle in the Cherski Mountain System (Northeast of Russia) 32

Sedimentology and Geochemistry

- Y.D. Zakharov, N.G. Boriskina, A.V. Ignatyev, T.B. Afanasyeva, G.I. Buryi, V.Y. Vuks, G.V. Kotlyar, E.S. Panasenko, A.M. Popov, T.A. Punina, A.K. Cherbadzhy*. Triassic carbonates in North Caucasus and Primorye: stable oxygen and carbon isotopes, Ca/Mg ratio and correlation 47
- S.A. Gorbarenko, A.N. Derkachev, A.S. Astakhov, J.R. Sauton, D. Nurnberg, V.V. Shapovalov-Chuprynin*. Lithostratigraphy and tephrochronology of the Upper Quaternary deposits in the Sea of Okhotsk 58
- N.G. Razjigaeva, T.A. Grebennikova, V.D. Bazarova, L.D. Sulerzhitskiy, L.M. Mokhova, L.A. Ganzeiy, V.S. Pushkar, A.V. Chernov*. Terrestrial Late Pleistocene deposits of the Kunashiri Islands, Kurile Islands ... 73
- N.V. Astakhova*. Geochemical peculiarities of the sediments in the Deryugin trough, the Sea of Okhotsk 87

Petrology and Minerageny

- I.V. Buchko*. PGE distribution types in stratified ultrabasite-basite intrusions within the Stanovoy fold block system, an example from the Vesselkinsky massif 94
- E.L. Schkolnik, L.B. Kherschberg, M.M. Zadornov, O.V. Chudaev*. The phosphorites of Dalmorgeo guoyt in the Magellan seamounts of the Pacific ocean 101

Reviews

- V.S. Vishnevskaya*. Problems of Nassellaria classification: biochemical peculiarities of the evolution 109

ГЕОФИЗИКА

УДК 550.834(265.54)

СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОГО ШЕЛЬФА ПОЛУОСТРОВА КОРЕЯ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Г.И. Аносов*, **Б.-Ч. Сок****, **В.В. Аргентов*****, **С.К. Биккенина*****,
В.В. Жигулев***, **К.Ф. Сергеев*****

**Институт вулканологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

***Корейский институт океанологических исследований и развития, г. Сеул*

****Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск*

В статье приводятся результаты сейсмических исследований методом преломленных волн (МПВ) на восточном шельфе п-ва Корея, выполненных весной 1993 г. в рамках совместных Российско-Южно-корейских проектов изучения глубинного строения Цусимской впадины Японского моря. Наблюдения проведены на НИС "Морской Геофизик" с использованием автономных донных сейсмических станций (АДСС) и 30-ти литрового пневмоизлучателя.

Полученные данные, в комплексе с имеющимися здесь сейсмическими материалами по отраженным волнам, позволили установить строение верхней части земной коры и изучить взаимоотношение структур шельфа и Цусимской впадины.

По комплексу имеющихся сейсмических и геологических данных поставлен вопрос о пересмотре возможных перспектив нефтегазоносности восточного шельфа п-ва Корея и рекомендованы дополнительные геофизические исследования с целью их уточнения.

Ключевые слова: шельф, метод преломленных волн, рефрагированная волна, волновое поле, моделирование, сейсмический разрез, разломы, нефтегазоносность.

Информация о строении шельфа восточной Кореи приводится во многих обобщающих работах [30, 36 и др.], однако в их основе использовались, как правило, лишь данные одноканального сейсмического профилирования с привлечением результатов сухопутных исследований преломленными волнами.

По сейсмическим данным в строении осадочного чехла в первом приближении устанавливается наличие трех сейсмостратиграфических комплексов [45]. Первый из них - так называемый акустический фундамент (слой I) - представлен толщей с резко расчлененной поверхностью. Гипсометрически выше с заметным несогласием залегают осадки миоценового возраста (слой II). Самые верхние осадки (слой III), как правило, согласно перекрывают нижележащую толщу (слой II). Однако в ряде мест они залегают непосредственно на акустическом фундаменте. В целом же, как акустические характеристики и степень деформированности комплексов, так и взаимоотношения между ними, а самых нижних - с фундаментом достаточно резко меняются по площади.

Картина еще более усложняется широким развитием здесь разломных зон северо-восточного про-

стирания, большинство которых трассируется цепочками небольших штоков позднемиоценовых границ [15]. Несомненно, это может существенно изменить акустические свойства и структуру границ прежде всего в нижних горизонтах комплексов. Не исключено поэтому, что восточное продолжение гранитного мелового массива Рем является логическим разделом между осадочными бассейнами северной части восточного шельфа Кореи (район бассейна Мукхо) и таковыми его южного фланга (бассейны Хупхо и Пхохан).

В 1993 г. по инициативе Корейского института океанологических исследований и развития (KORDI) совместно с Институтом морской геологии и геофизики ДВО РАН на трех профилях (III - V), расположенных на шельфе восточного побережья полуострова Корея и во впадине Цусима, были проведены исследования МПВ (рис.1) для изучения строения геологического фундамента. Эти данные, с учетом ранее полученных, в прилегающей Цусимской впадине [1] дают возможность оценить тектоническую позицию структур шельфа и характер их сочленения с прилегающей впадиной.

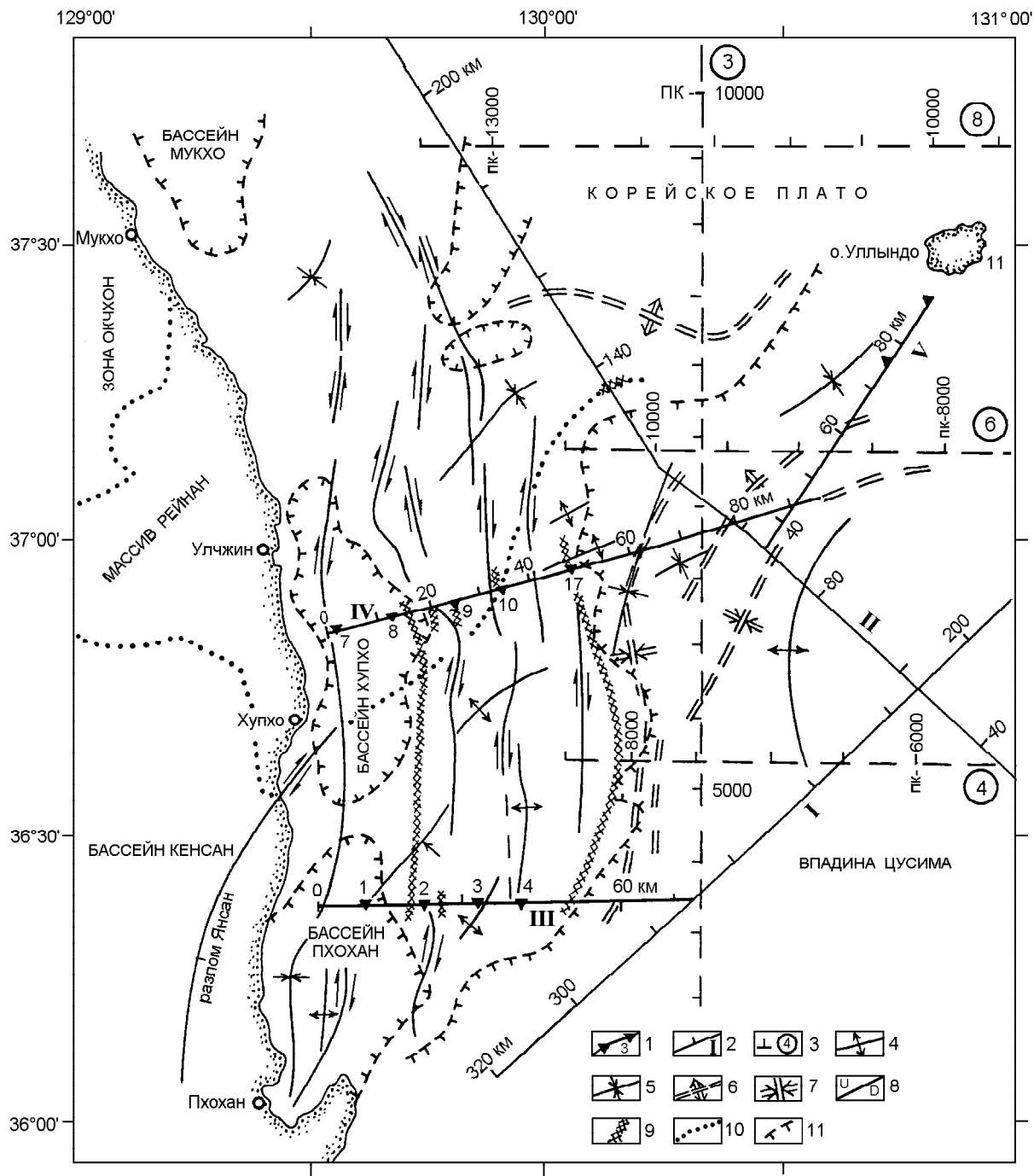


Рис. 1. Структурная схема района исследований, по [28] с дополнениями.

Профили: МПВ 1993 (1) и 1991 (2) гг., 3 - МОВ ОГТ [38], цифры в кругах и римские - номера профилей, цифры у бергштрихов - пикетаж; оси антиклинальных (4) и синклинальных (5) структур по данным НСП; оси антиклинальных (6) и синклинальных (7) структур кристаллического фундамента по данным МПВ и ОГТ; разломы, установленные по данным: 8 - НСП, 9 - МПВ и ОГТ; 10 - границы тектонических провинций; 11 - бассейны.

СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПРОФИЛЕЙ

Профиль III расположен к востоку от сухопутного бассейна Кенсан [28]. Осадочный чехол последнего выполнен меловыми континентальными отложениями, прорванными гранитами от позднемело-

вого до раннетретичного возраста [14,15]. Осадочный чехол подстилается докембрийским гнейсовым комплексом. По гравиметрическим данным мощность меловых отложений в районе сухопутного бассейна Пхохан достигает величины около 2 км и прогрессивно увеличивается в сторону моря [28]. На

продолжении профиля III на суше в верхней части разреза меловых отложений развит вулканогенный комплекс пород [30, 38], который состоит, главным образом, из андезитовых и риолитовых лав и туфов, располагающихся между угольными сланцами, песчаниками и конгломератами. Суммарная мощность меловых отложений здесь может достигать 10 км. Согласно данным бурения, верхнемеловые туфогенные песчаники и андезитовые конгломераты, вскрытые на глубинах 600-700 м, характеризуются скоростями продольных волн в пределах 4,7-4,9 км/с [37, 39]. Для миоценовых осадков скорости не превышают 2,05 км/с (в среднем). По данным исследований МПВ в шельфовой части бассейна Пхохан [44] эти осадки на глубинах 1900-2000 м подстилаются гранитоидными или высокометаморфизованными породами архея и протерозоя ($V=6,3$ км/с). Миоценовые отложения здесь имеют мощность порядка 500 м, а четвертичные - около 100 м. По данным отраженных волн [45] в районе профиля III вблизи побережья (около 20-го км профиля) тонкий слой неконсолидированных осадков (т.н. слой III) несогласно залегает на акустически стратифицированном и складчатом комплексе (слой I), который, вероятно, коррелируется с нижним полуконсолидированным слоем третичных отложений (ранний-средний миоцен) близлежащей суши. Восточнее 20-го км профиля этот слой подстилается акустически непрозрачным комплексом акустического фундамента, который далее перекрывается двумя осадочными слоями с суммарной мощностью от нескольких десятков метров - на западе до более 1 км - у подножия континентального склона. На прилегающей к профилю суше третичные отложения представлены вулканогенными породами ранне-средне-эоценового возраста и морскими конгломератами среднего миоцена [44].

Профиль IV расположен к востоку от наземной зоны массива Рэйнан (рис.1). Массив сложен докембрийскими высокометаморфизованными гнейсами и кристаллическими сланцами от амфиболитовой до гранулитовой фаций метаморфизма [28]. Профиль пересекает следующие структуры: бассейн Хупхо, банку Хупхо, структуры континентального склона и выходит во впадину Цусима. По данным предыдущих исследований [45], бассейн Хупхо заполнен клинообразной осадочной толщей неконсолидированных осадков (слои II, III) мощностью от 0 на западе до 800 м в районе сочленения этого бассейна с одноименной банкой Хупхо (15-ый км пр.IV).

Банка Хупхо представляется выраженной либо образующими антиклиналь осадками слоя I, либо является поднятием вулканогенного фундамента. Осадочные отложения деформированы и

распространены фрагментарно. Самая верхняя часть деформированных осадков эродирована и несогласно перекрыта плоскозалегающим тонким поверхностным слоем отложений (слой III) новейших осадков.

В пределах верхнего склона осадки имеют мощность около 800 м. Верхняя их часть, мощностью до 250 м, слабо дислоцирована и слабо нарушена. Акустический фундамент несогласно перекрывается слоями II и III, которые характеризуются ненарушенностью и акустически хорошо стратифицируются.

Профили III и IV пересекают ряд разломов (рис. 1). Главные разломы фундамента и разломы, пронизывающие фундамент и осадки, являются частью правосторонней сдвиговой системы или входят в систему наземной разломной зоны Янсан, которая контролирует развитие описанных структур с запада [44]. Эта система тектонических нарушений представляет собой, в целом, хорошо развитую систему разломов разного структурного порядка от главных тектонических сдвигов до второстепенных, иногда локальных лево- и правосторонних сдвигов и складок второго порядка. Главным признается сдвиг, простирающийся с севера на юг и ограничивающий банку Хупхо с запада. Все эти сдвиги имеют черты т.н. разломов со сдвигами по простирацию и поперечного раскрытия [41], а впадины морфологически имеют все признаки передовых межгорных (наложенных ?) бассейнов [12, 21].

Остров Уллындю, к южному склону которого примыкает северо-восточный конец *профиля V*, представляет собой надводную часть крупной вулканической постройки, основой которой служит цоколь группы возвышенностей Уллындю [29]. Эта постройка имеет коническую форму с диаметром основания около 35 км [19]. Согласно [4], вулканические проявления в районе острова прослеживаются с раннего-среднего миоцена по настоящее время. Состав вулканических продуктов варьирует в диапазоне от щелочнобазальтового до трахитового рядов. Драгированием подводного цоколя этой вулканической постройки во многих местах установлено наличие метаморфизованных сланцев, гнейсов и гранитов, имеющих домезозойский возраст, что свидетельствует о том, что эта постройка может иметь генетическую связь со структурой Корейского полуострова [19].

На геологической карте [5] о. Уллындю располагается на стыке Корейского плато и впадины Цусима. Более того, как показали новейшие исследования, этот район имеет признаки как сводового поднятия, так и линейного вулканического хребта, расположенного вдоль субширотного разлома [40].

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ РАБОТЫ

Экспериментальные работы выполнялись на НИС “Морской Геофизик” с использованием автономных донных сейсмических станций (АДСС), сконструированных и изготовленных в СКБ САМИ ДВО РАН (г. Южно-Сахалинск).

АДСС имеют общепринятую конфигурацию, позволяют вести регистрацию вертикальной и горизонтальных компонент сейсмических волн, состоят из блока сейсмических датчиков и регистрирующего блока с необходимым комплектом усилителей, автоматики и источников питания. Сейсмические сигналы в аналоговом виде регистрируются на компактной магнитной кассете на двух уровнях, как для вертикальной (Z) составляющей, так и для суммарных горизонтальных компонент (X+Y) этого сигнала. Полоса частот регистрируемых колебаний находится в пределах 5-30 Гц, а мгновенный динамический (суммарный, на двух уровнях) диапазон достигает не менее 60 дБ.

Все блоки станции помещены в титановый цилиндрический контейнер. Общий вес АДСС - не более 36 кг, максимальная глубина постановки - до 6500 м.

Автономность использованных АДСС с регистрацией сигналов на кассету типа МК 120 не превышает 30 часов. Однако наличие программированной задержки включения лентопротяжного механизма (АМЗ) с максимальным временем задержки до 36 часов позволило выполнять работы согласно технического задания и программы исследований. При всех постановках использовалась методика, которая принята в ИФЗ РАН [11].

Излучение сейсмических сигналов обеспечивалось пневмоизлучателем ПИ-1-15 (аналог ПИ-5) с объемом рабочей камеры 30 литров, с интервалом две минуты, фактически соответствующим 150-200 метрам между соседними трассами сейсмограмм. Давление сжатого воздуха, используемое в пневмоизлучателе, достигало: по высокому режиму - 12 МПа, по низкому - (0,3-0,7) МПа. Этот режим работы излучателя обеспечивает амплитуду первой волны давления (на расстоянии 1 м) 0,8 МПа [22].

Исследования МПВ выполнялись по схеме профильных наблюдений с получением полной системы встречных и нагоняющих годографов. Используя опыт работ МПВ на шельфе о. Сахалин [3], донные станции расставлялись вдоль профилей с шагом 8-12 км с таким расчетом, чтобы поверхность фундамента при ожидаемой длине годографа не менее 35 - 40 км была изучена, по крайней мере, двухкратными наблюдениями. Для решения поставленных задач на трех профилях было выполнено 14 постановок донных станций (табл. 1), из которых 11

дали материал удовлетворительного качества, несмотря на повышенный фон микросейсм и сильные придонные течения.

В процессе наблюдений каждая линия “протрелки” МПВ сопровождалась эхолотированием. Плановая привязка точек наблюдений и мест постановок АДСС выполнялась с применением навигационной системы GPS-NAVSTAR и спутниковой системой НСС - “Цикада” с приемо-индикатором “Шхуна-2”, а также навигационной системой LORAN-C (приемо-индикатор JVA-760). В дальнейшем, при обработке полученных данных, местоположение пунктов излучений и приема согласовывались, как это рекомендуется [10], с временами прихода “водных” волн. Фактическая точность определения места составила не менее 150 м.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Краткая характеристика волн. В районе исследований, как и в шельфовых областях других регионов (например [3]), структура и динамика записей сейсмических волн зависит от местоположения АДСС на исследуемых профилях, отражая многообразие и изменчивость сейсмогеологических условий (рис. 2 - 5).

В Цусимской впадине получены наиболее длинные годографы (до 50 км), а волновое поле представлено наибольшим количеством волн, параметры которых подобны описанным нами ранее [1]. Основные его особенности заключаются в следующем.

Непосредственно от пункта возбуждения (ПВ) и до 15 - 20 км от него в первых вступлениях прослеживаются преломленные волны, отражающие внутреннюю структуру осадочно-вулканогенного слоя непосредственно под морским дном. В этом интерва-

Таблица 1. Координаты постановок АДСС.

| № п/п | № АДСС | Широта, сев. | Долгота, вост. | Глубина, м |
|-------------|--------|--------------|----------------|------------|
| Профиль III | | | | |
| 1 | 1 | 36°22.5' | 129°35.5' | 200 |
| 2 | 2 | 36°22.5' | 129°44.0' | 130 |
| 3 | 3 | 36°23.0' | 129°51.4' | 400 |
| 4 | 4 | 36°23.0' | 129°56.9' | 670 |
| Профиль IV | | | | |
| 5 | 7 | 36°51.1' | 129°32.5' | 160 |
| 6 | 8 | 36°52.3' | 129°40.0' | 200 |
| 7 | 9 | 36°54.0' | 129°48.0' | 430 |
| 8 | 10 | 36°54.9' | 129°54.2' | 830 |
| 9 | 17 | 36°56.8' | 130°02.7' | 2100 |
| Профиль V | | | | |
| 10 | 22 | 37°17.9' | 130°43.4' | 2200 |
| 11 | 23 | 37°23.5' | 130°48.1' | 2000 |

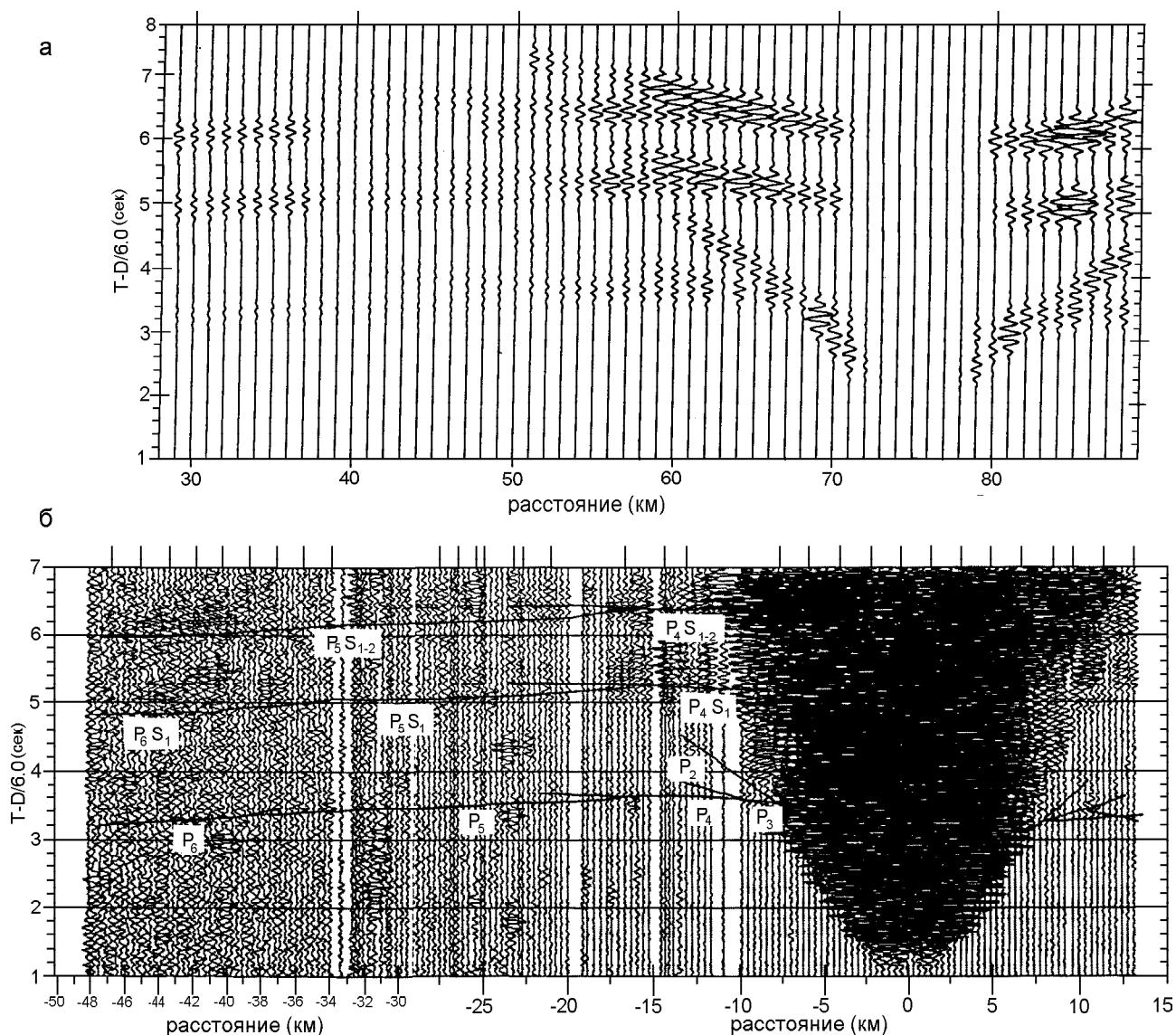


Рис. 2. Сейсмограммы (а - синтетическая, б - наблюдаемая), иллюстрирующие запись сейсмических волн во впадине (пр. V, ст. 22).

Линии на сейсмограммах - вычисленные годографы; индексация волн - см. табл. 2.

ле кажущиеся скорости волн быстро увеличиваются от 1,7 - 1,9 км/с до 5,0 - 5,4 км/с (рис. 5), а годографы волн первых вступлений имеют, как правило, форму ломаных линий. Зачастую можно осуществлять надежную корреляцию волн первых вступлений во вторые после их смены последующими вступлениями. Кроме того, в ряде случаев так же надежно осуществляется корреляция волн вторых вступлений, которые связаны с т.н. выпадающими (тонкими) слоями или которые могут представлять т.н. дуплексные волны, отраженные от крутонаклонных (сбрасывателей разломов) границ [13].

Начало прослеживания каждой из выделенных волн сопровождается, как правило, увеличением амплитуд, которое обусловлено, скорее всего, од-

новременной регистрацией преломленных и отраженных волн в областях начальной точки [16]. В целом же амплитуды преломленных волн постепенно уменьшаются с удалением от ПВ, однако с более резким спадом, нежели это следует из теории для простых градиентных сред [9].

Всего же с осадочно-вулканогенным слоем связано четыре волны (P_{1-4}), распространяющихся в соответствующих слоях разреза со скоростями, указанными в табл. 2.

На удалении более 15 - 20 км от ПВ в первых вступлениях прослеживаются волны P_5 и P_6 , образовавшиеся в верхних слоях кристаллической части земной коры. Их кажущиеся скорости воз-

растают примерно от 6,0 км/с - в начале, до 6,4 - 6,7 км/с - в конце интервала прослеживания. Хотя эти волны и следятся на значительных интервалах, их амплитуды малы и зачастую сопоставимы с сейсмическим фоном, и поэтому не всегда возможна их уверенная корреляция (рис. 2). Смены этих волн не четкие, хотя начало регистрации каждой из них сопровождается, как правило, увеличенными амплитудами колебаний.

Волны, которые в районе исследований можно было бы связать с поверхностью Мохоровичича, при реализованных длинах годографов выделить не удастся, хотя эти длины превышают 50 км и, по аналогии с профилями I и II [1], как будто бы достаточны для их регистрации. Отсутствие волн М, по-видимому, обусловлено либо тем, что глубинные части профилей III, IV и V располагаются в пределах

переходных (нарушенных) зон между впадиной и Восточно-Корейским шельфом, Корейским плато, либо тем, что под исследованными участками земная кора имеет большую (относительно центра впадины) мощность и область регистрации этих волн оказалась за пределами достигнутой дальности. Последующие расчеты показали, что увеличение амплитуд регистрируемых колебаний на удалениях 40 - 46 км от ПВ (рис. 2) обусловлено наличием границы на глубине порядка 13,5 км, которая по данным профиля II является кровлей высокоскоростного слоя в основании коры, сформированного, возможно, мантийными породами [1].

Сейсмограммы, полученные в пределах восточного шельфа п-ова Корея (пр. III, IV) (рис. 3 - 5), существенно отличаются от тех, которые получены во впадине. Эти отличия заключаются в следующем.

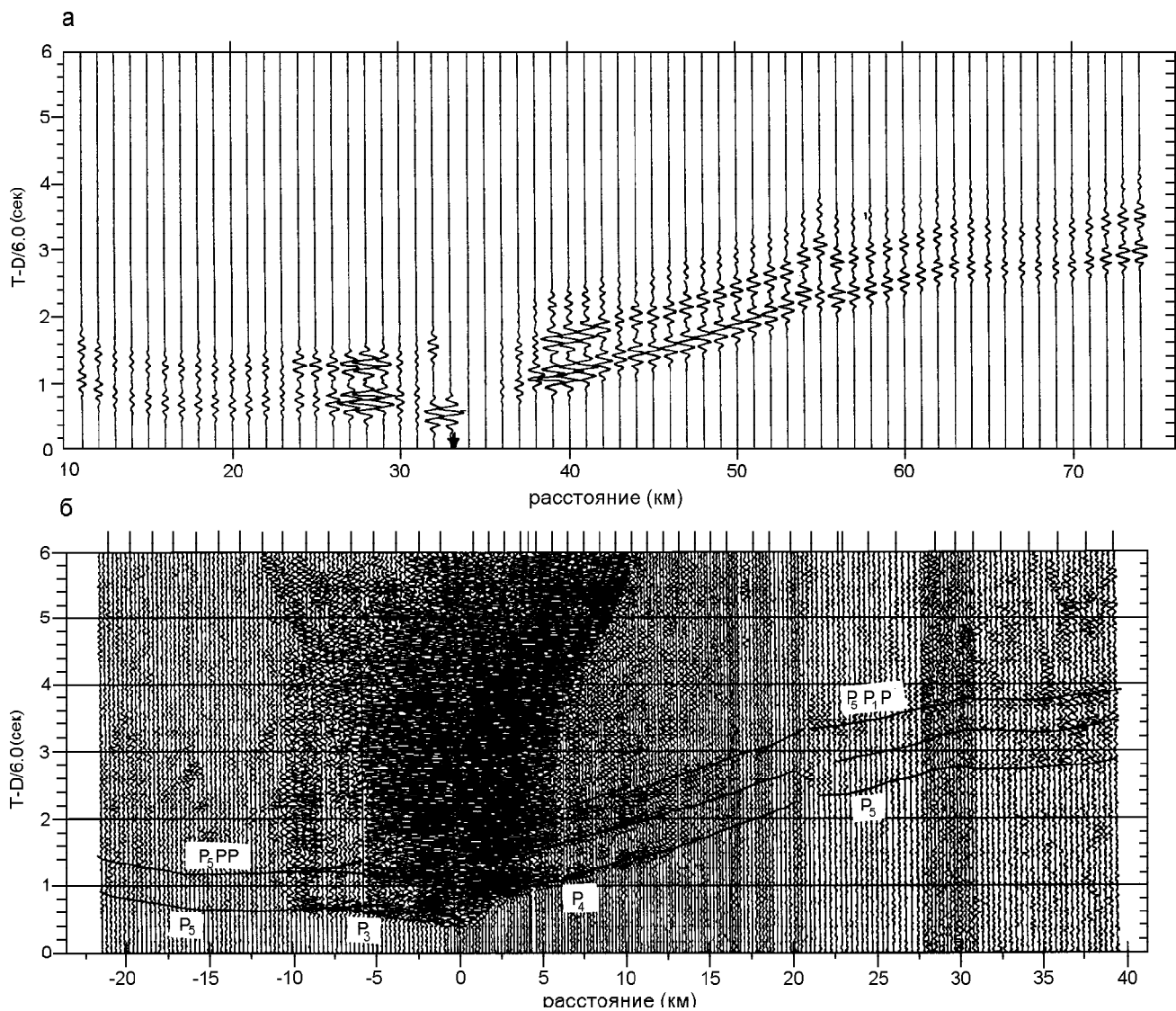


Рис. 3. Сейсмограммы, полученные расположенными на шельфе АДСС (а,б - пр. III, ст. 3; в,г - пр IV, ст. 8; а,в - синтетические, б,г - наблюдаемые).

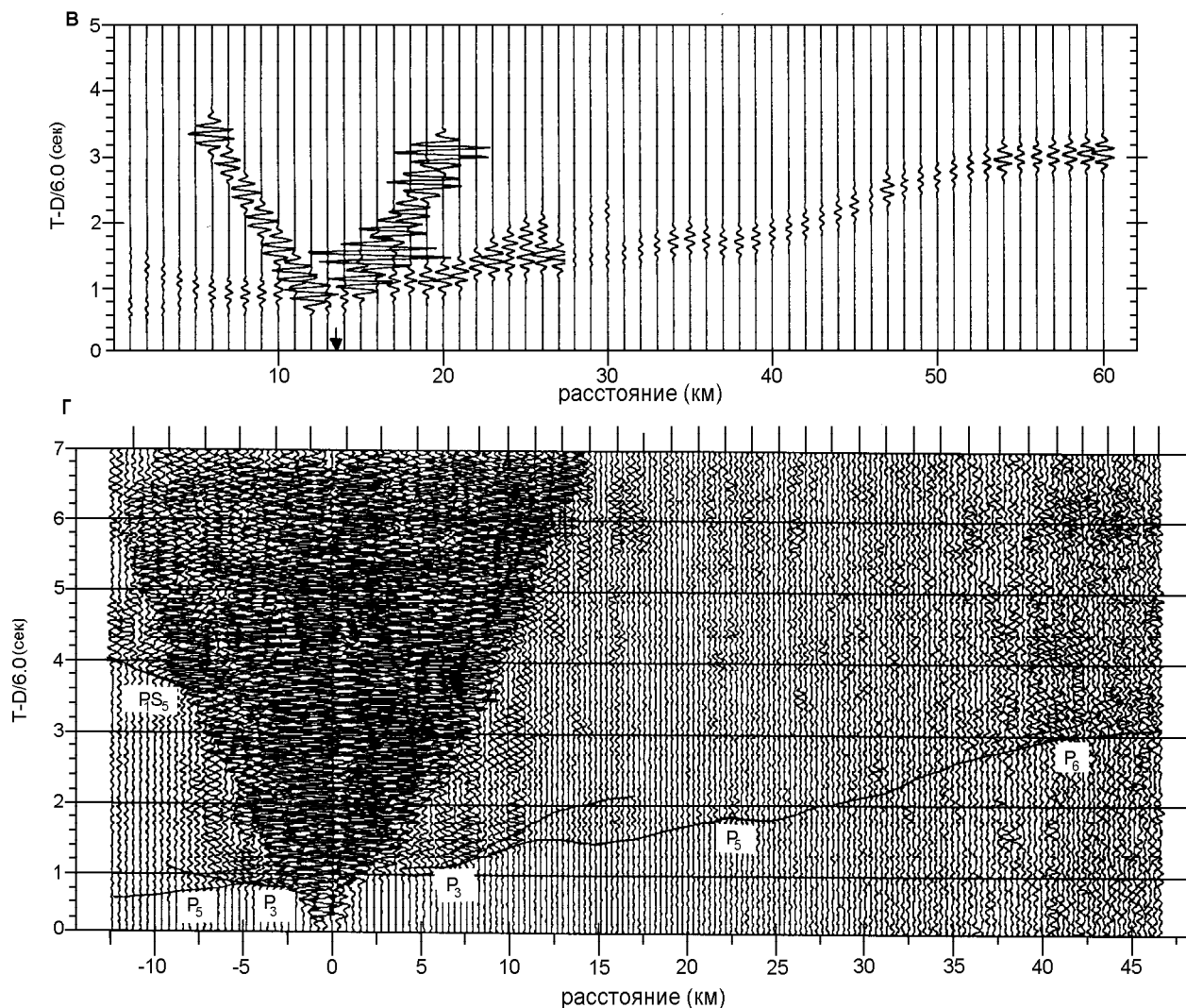
Таблица 2. Скоростные характеристики слоев.

| № слоев | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|--------------------------|-------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| Индексация волн | | P ₁ | P ₂ | P ₃ | P ₄ | P ₅ | P ₆ |
| V _p , км/с | шельф | 1.7-1.95 | 3.4-3.5 | 3.6-4.5 | 4.6-5.1 | 5.3-6.4 | 6.0-6.1 |
| | впадина | 1.7-2.15 | 2.9-3.35 | 3.7-4.35 | 4.9-5.15 | 5.65-6.45 | 6.4-6.8 |
| | о-в Уллындо | 1.8-1.9 | 2.7-2.85 | 4.0-4.3 | 5.4-5.7 | 6.5-6.7 | |

1. Регулярные волны имеют резко изменчивую интенсивность вдоль профилей, часто наблюдаются зоны нарушенной корреляции волн, годографы имеют “ступенчатую” форму, что свидетельствует о латеральной неоднородности разреза и о сложной структуре сейсмических границ. Последние обстоятельства, по-видимому, являются главными причинами того, что дальность регистрации здесь редко превышает 30 км. При этом наиболее неоднородной является исследованная часть земной коры в

пределах профиля III - здесь максимальная дальность регистрации регулярных сейсмических волн составляет порядка 20 км (рис. 5).

2. Смены волн первых вступлений нечеткие, особенно для высокоскоростных волн. Однако на большинстве сейсмограмм преломленные волны после смены их в первых вступлениях последующими могут быть прокоррелированы и в область вторых вступлений, т.е. вертикальная расслоенность геологического разреза, по-видимому, существует.



Продолжение рис. 3.

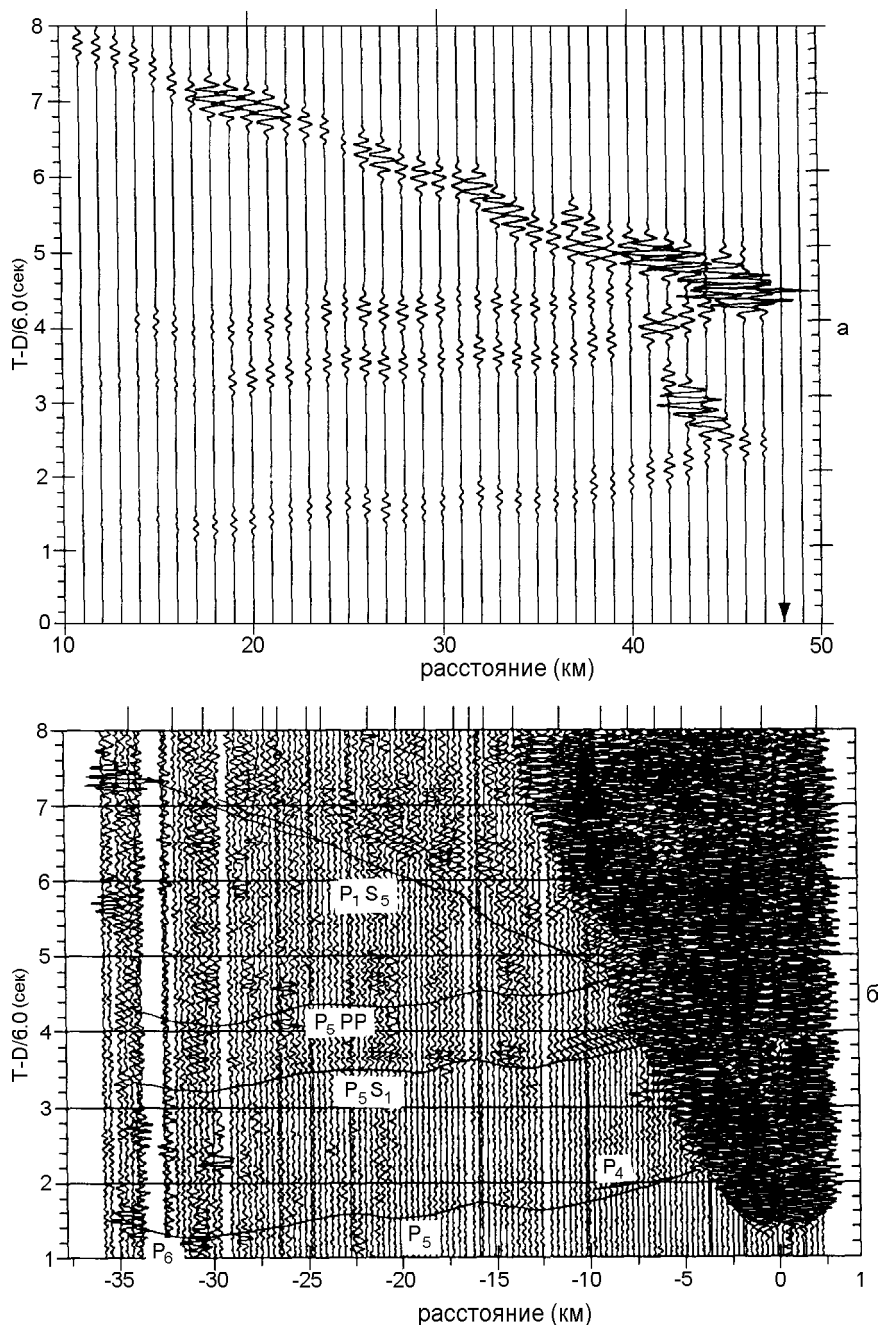


Рис. 4. Сейсмограмма, иллюстрирующая запись волн последующих вступлений (пр IV, ст. 17).

Условные обозначения - см. рис. 2.

3. Идентификация волн на разных станциях крайне затруднена, ее удастся осуществить только на этапе сейсмического моделирования. Как известно [13, 16], такие особенности волновых полей обуславливаются, с одной стороны, наличием в разрезе незначительных по мощности и простираию высокоскоростных линзовидных включений и, с другой - насыщенностью разреза субвертикальными телами (разломами, дайками и т.п.), которые могут выполаживаться на определенных глубинах [13, 16-18].

4. Область регистрации первых волн на шельфе (рис. 5) находится на существенно меньших временах, чем таковая в пределах впадины (времена

приведены к дну моря). Это связано, главным образом, с "выпадением" здесь из волнового поля низкоскоростных составляющих и, особенно, с меньшей мощностью самого верхнего неконсолированного слоя осадков ($V < 2$ км/с).

Как во впадине, так и на шельфе в последующих вступлениях регистрируются интенсивные волны, которые можно разделить на две группы. Первая группа имеет те же кинематические и динамические характеристики, что и волны первых вступлений. Годографы этих волн параллельны между собой, характер изменения интенсивности с расстоянием аналогичен. Расчеты показывают, что времена

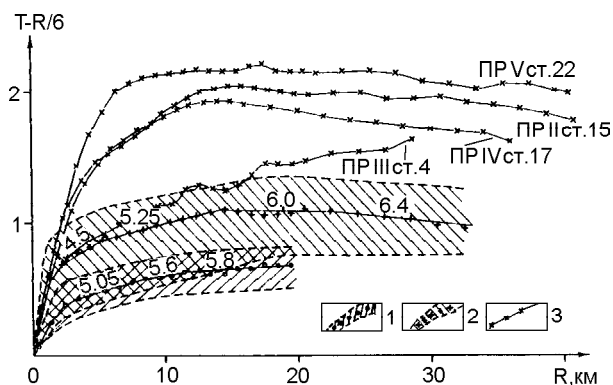


Рис. 5. Области регистрации и осредненные годографы преломленных волн.

Годографы, полученные на шельфовой части профилей III (1), IV (2) и во впадине (3). Цифры - значения кажущихся скоростей (осредненные).

их регистрации соответствуют продольным преломленным волнам: однократно отраженным от поверхности водного слоя вблизи постановки АДСС (P_nPP , рис. 3 и 4); то же, но с дополнительной кратностью в слое неконсолидированных осадков (P_nP_1P , рис. 3); распространяющихся в верхних слоях вблизи постановки АДСС как поперечные (P_nS_1 , P_nS_{1-2} , рис. 2 и 4). Указанные волны, как правило, имеют интенсивность, превосходящую интенсивность первых волн. Благодаря параллельности годографов последующих и первых вступлений стало возможным восстановление последних там, где они прослеживаются неуверенно.

К другой группе волн последующих вступлений относятся волны, которые большую часть пути распространяются как поперечные (P_1S_n). Их кажущиеся скорости примерно в 1,6 - 2 раза меньше, чем у продольных волн, а интенсивность в некоторых случаях существенно превышает таковую последних (рис. 4). Расчеты показали, что рассматриваемые волны распространяются как продольные в водном слое и в неконсолидированных осадках, а на остальной части пути они распространяются как поперечные (обменные, типа SV-волны). Несоответствие расчетных и наблюдаемых амплитуд регистрируемых обменных волн возможно обусловлено в том числе и наличием азимутальной анизотропии разреза, которая не учитывается в расчетах [31].

Построение сейсмических разрезов производилось в той же стандартной [16] последовательности, что и при интерпретации сейсмических материалов 1991 года в Цусимской впадине [1].

Конструирование начального разреза выполнялось с учетом имеющихся данных [27, 37, 45]. В

дальнейшем этот разрез уточнялся при моделировании по пакету программ Seis 81 [26], объединяющему лучевое трассирование и построение синтетических сейсмограмм. Необходимые для расчетов программы были приспособлены для условий работы с донными станциями подобно программам Seis OBS [29]. При этом особое внимание уделялось качественному совпадению всего волнового поля, а не только первых волн. Этот трудоемкий процесс (практически для каждой отдельной трассы, зарегистрированной на шельфе) заканчивался, когда расхождение между экспериментальными и расчетными временами не превышало 0,02 с, а амплитудные характеристики волн становились качественно похожими.

Особые трудности были встречены при построении разреза вблизи острова Уллындо, так как здесь, во-первых, имелись только одиночные годографы, и, во-вторых, из-за высокого фона помех, обусловленного сильными придонными течениями, первые вступления коррелировались с большим трудом. Тем не менее, совместное рассмотрение данных по профилям I и II [1] и профилям V, IV и III (рис. 1) позволило составить начальную модель, а затем построить и окончательные варианты разрезов (рис. 6).

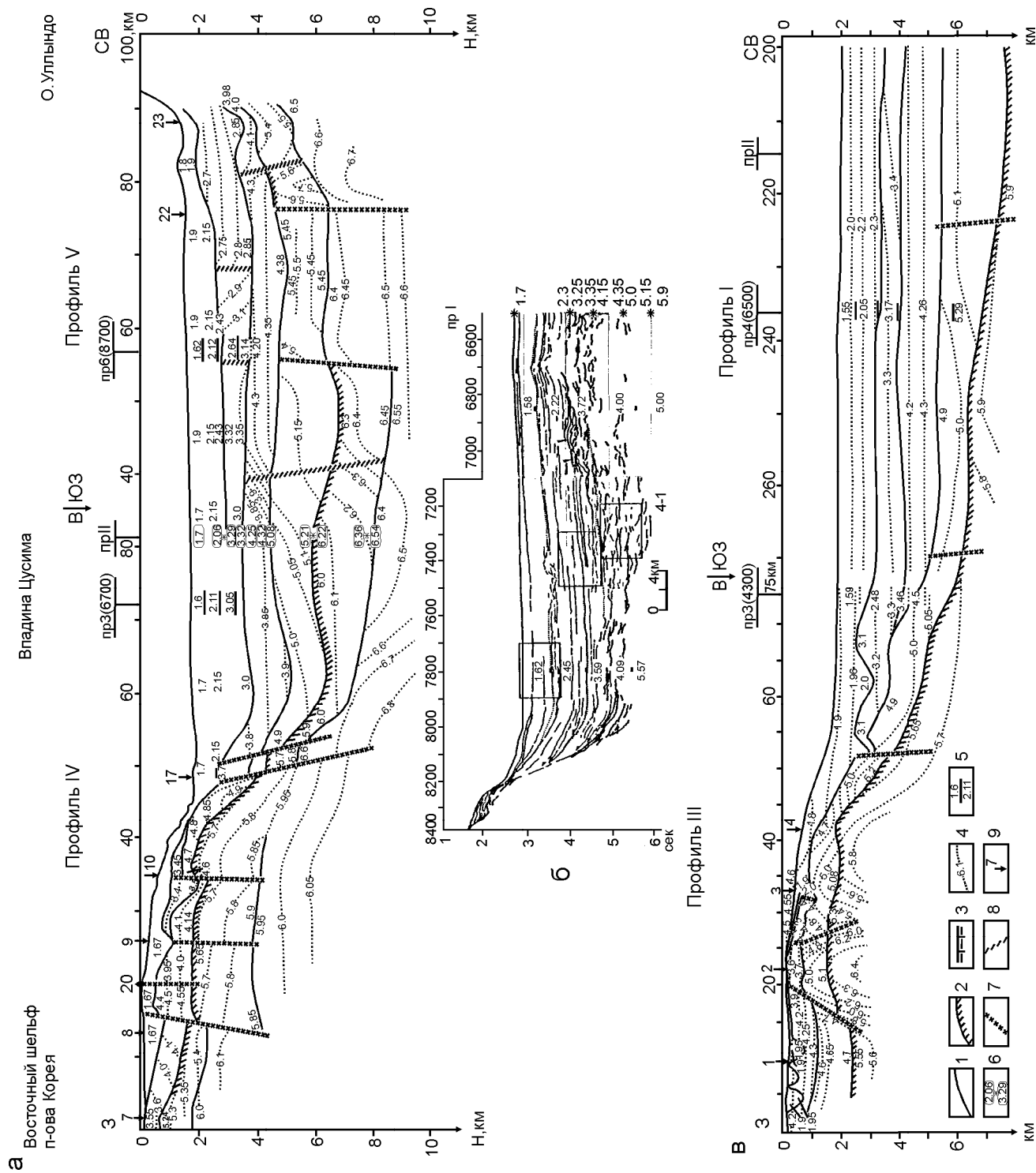
Скоростные характеристики слоев и соответствующая этим слоям индексация первых продольных волн приводятся в табл. 2.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Профиль III. Неконсолидированные осадки ($V < 2$ км/с) в пределах этого профиля имеют сложное строение (рис. 6). Так, в осадочном бассейне Пхохан эта толща имеет незначительную мощность и подстилается резко расчлененной кровлей акустического фундамента (3,6-4,5 км/с). Восточнее антиклинального поднятия, при переходе к Цусимской впадине, ее мощность плавно увеличивается.

Следующий слой максимальную мощность (около 1 км) имеет в бассейне Пхохан. При приближении к континентальному склону он практически выклинивается (по данным моделирования в окрестностях АДСС 4 его мощность < 100 м). Скорости в слое изменяются в широких пределах (3,6-4,5 км/с), что связано, по-видимому, с соотношением в его разрезе осадочных и вулканогенных пород и степенью катагенеза отложений. Наибольшая скорость (4,5-4,6 км/с, 25-35 км профиля) наблюдается в высокоскоростном пласте, который представлен, по-видимому, либо чисто вулканогенными образованиями, либо может коррелироваться как пластовая интрузия.

Отложения третьего (сверху) слоя имеют скорости 4,6 - 5,1 км/с и прослеживаются от побережья через весь шельф во впадину. С учетом близости его скоростей таковым в верхнемеловых отложениях



близлежащей суши [37], можно предположить, что и здесь он, возможно, имеет аналогичный возраст, т.е. верхнемеловые отложения прослеживаются от побережья через шельф во впадину.

Кристаллический фундамент (кровля "гранитно-метаморфического" (?) слоя) в пределах рассматриваемого профиля залегает на глубинах (от дна моря) 1.6-4.0 км. Максимальные глубины зафиксированы в Цусимской впадине, а от западного ограничения поднятия (15-й км профиля) до континентального склона наблюдается выступ этого фундамента. Скорости волн в его отложениях изменяются в пределах 5.5-6.4 км/с с повышением значений (до 6.4 км/с) на 15-25 км профиля, что обусловлено, вероятно, увеличением здесь основности пород, слагающих фундамент (возможно их внедрением).

В шельфовой части профиля III наблюдается двухблоковая структура поднятия. Западный структурный блок (район АДСС 2) имеет относительно повышенные скорости в нижней толще осадочно-вулканогенного слоя ($V=4.8-5.1$ км/с) и складчатом фундаменте, ограничиваясь с обеих сторон глубинными разломами. Во втором блоке (35-50-й км) глубинный разлом наблюдается только на его восточном борту, отделяя континентальный склон от впадины.

Сейсмический разрез вдоль *профиля IV*, за исключением только поперечных размеров антиклинального поднятия, имеет существенные отличия от профиля III. Эти отличия позволяют относить их к различным горст-антиклинальным системам, несмотря на то, что последние могут быть обрисованы единой изобатой. Бассейн Хупхо, ограниченный с востока разломной зоной, в отличие от бассейна Пхохан, имеет наибольшую глубину не в центре, а вблизи этой разломной зоны (16-18 км от береговой линии). Более глубокий горизонт осадочно-вулканогенного слоя (3,55 - 4,0 км/с) возможно также выклинивается вблизи побережья и залегает, скорее всего, на подстилающей толще с резким угловым несогласием, так как кровля последней, как и кровля самого слоя, срезает изолинии скоростей.

Геоморфологическое поднятие Хупхо, которое пересечено профилем IV, имеет свои особенности строения. Прежде всего, ниже верхней слабо консолидированной низкоскоростной (1,67 км/с) толщи осадков залегают, скорее всего, вулканические породы (изолинии скоростей субгоризонтальны), которые внедрены в осадки сводовой части поднятия. В первичном виде скорости, по-видимому, были близки таковым в том же слое осадочного бассейна Хупхо. Это интродуцирование возможно и обусловило повышенную его мощность относительно соседних блоков, хотя не исключено, что подобное соотношение мощностей является результатом имеющих

здесь место горизонтальных движений [45]. К западному ограничению восточного блока поднятия (разлом на 35-м км профиля) мощность слоя становится минимальной, т.е. наблюдается та же картина, что и на профиле III. Отличаются эти структуры тем, что в нижней части осадочного разреза залегают отложения с более высокими значениями скоростей (3.4 - 3.5 км/с). Восточнее разлома над поверхностью фундамента начинает прослеживаться слой, значения скоростей в котором (4.6 - 4.9 км/с) позволяют отнести его, по аналогии с профилем III, к верхнемеловым отложениям. Если это так, то продолжение в море разлома Янсан [45] является северо-восточным ограничением мелового бассейна Кенсан.

Ниже этой толщи в бассейне Хупхо залегает ассоциация пород ($V=5.3-5.4$ км/с), которая возможно отождествляется с зоной разуплотнения верхней части кристаллического фундамента, тем более, что аналогичные значения скоростей в кристаллическом фундаменте наблюдаются на Корейском плато [1], в приповерхностной части близких по возрасту и степени метаморфизма породах Ханкайского массива [2]. Возможно также, что данный структурный этаж сформирован более молодыми, нежели на прилегающей суше, породами. Рассмотренная ассоциация пород наблюдается только в пределах бассейна Хупхо. Далее на восток, вплоть до ложа Цусимской впадины, скорости ниже поверхности фундамента практически неизменны (около 5.7 км/с), т.е. по составу он, по-видимому, однороден. В районе континентального склона фундамент наиболее приближен к дну моря (восточный блок антиклинального поднятия).

Несмотря на существенные отличия сейсмических разрезов, расстояние между разломными ограничениями поднятия вдоль профиля IV (пк 18 - 45), с точностью $\pm 1,0$ км, сохраняется и на сечении профиля III (пк 20 - 50, рис. 6), и простираение этих разломных зон субпараллельно верхней кромке континентального склона. Такая геометрия, по-видимому, должна подчеркивать наложенный характер этих новейших структур.

Строение земной коры во *впадине Цусима* подобно тому, что было получено здесь ранее [1]. Наибольшая мощность осадочно-вулканогенного слоя (более 5,0 км) в пределах профиля V наблюдается в центральной части впадины (пк 40 - 50), с относительным ее увеличением в синклинальных прогибах вблизи о-ва Уллындо и континентального склона. По данным НСП и ОГТ в тех же районах увеличивается мощность как придонного сильностратифицированного слоя, так и всей осадочно-вулканогенной толщи. Этот синклинальный прогиб практически непрерывно окаймляет северо-западную окраину

впадины (рис.1, б) и, по-видимому, является следствием ее образования.

Ближе к центру впадины оси структур имеют северо-восточное простирание и, возможно, они трассируются и далее на юго-запад через шельф на полуостров [25]. Если это так, то современные границы континентального склона полуострова Корея являются наложенными и отвечают северному (субмеридиональному) продолжению разломной зоны Цусима-Гото [45].

Соотношения величин пластовых скоростей в слоях указывают на достаточную резкость сейсмических границ (тем самым - на их литостратиграфическую природу). Последнее подтверждается, в какой-то мере, данными МОВ-ОГТ [38]: преломляющие границы по глубине залегания хорошо соответствуют разделяющим различные стратиграфические комплексы отражающим границам (рис 6). Близки и значения скоростей распространения сейсмических волн в этих комплексах. Вблизи вулканических центров, как обращалось внимание [27], влияние магматических процессов вносит существенный вклад в изменение скоростных параметров слоев, что хорошо иллюстрируется северо-восточным окончанием профиля V (рис. 6).

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ВОСТОЧНОГО ШЕЛЬФА ПОЛУОСТРОВА КОРЕЯ

Непосредственно для восточного шельфа Кореи ранее было показано [37], что промышленные скопления углеводородов в пределах кайнозойских толщ бассейна Пхохан маловероятны. Тем не менее, интересные структуры были отмечены в подстилающем, более древнем слое, но по данным бурения на прилегающей суше наиболее древние третичные отложения имеют, вероятно, мощность не более 750 м даже в наиболее глубокой части осадочного бассейна Пхохан. На прилегающих к шельфу участках побережья имеются отрывочные данные по структуре отложений, подстилающих третичные осадки [32-34]. Эти данные позволяют охарактеризовать (схематично) верхнемеловые осадочно-вулканогенные отложения как метаморфизованные конгломераты и туфы, которые могут представлять определенный интерес с точки зрения их нефтегазоперспективности. Последнее обусловлено следующими соображениями.

По своему географическому и структурно-тектоническому положению Восточный шельф полуострова Корея входит в систему окраинных структур зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану, которые во многом сохранили основные особенности глубинного строения прилегающих участков суши [8, 24], входя в т.н. Западно-Тихоокеанский нефтегазовый пояс [21], относятся к тыловым промышленно-нефтегазоносным районам

Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца [20]. В то же время, этот шельф, как и сам полуостров, относится к краевым структурам Китайской мегаплатформы, в пределах которой развиты структуры необычной тектоно-магматической активизации, не имеющие аналогов в других районах мира [6]. Эти структуры еще с 50-х годов получили название “дива-структур” [23] или структур “ревивации”, а широко развитый в них гранитоидный магматизм относится к “внегеосинклиальному” типу [15].

Поэтому при анализе тектонических предпосылок нефтегазоносности восточного шельфа п-ва Корея, по-видимому, является оправданной корреляция его структур с приматериковым шельфом Восточно-Китайского моря, для которого нефтегазоносность связывается, в большей степени, с низами осадочно-вулканогенного слоя, включая верхние горизонты мелового разреза (трещиноватые коллекторы), нежели со стратиграфическими коллекторами в кайнозойских осадочных толщах [Гнибиденко Г.С., 1991, персональное сообщение]. Достижения японских нефтяников за последнее пятилетие также показывают высокую продуктивность не только глубоководных среднемиоценовых вулканических коллекторов (т.н. “зеленых туфов”), но и новейшего (для Японии) типа нефтяных и газовых залежей в трещиноватых палеогеновых конгломератах и меловых гранитах [42, 43].

Таким образом, новейшие данные по коллекторским свойствам верхнемеловых осадочно-вулканогенных пород на шельфе Японии [42, 43] в совокупности с данными по приматериковому шельфу Китая, позволяют с новых позиций рассматривать и нефтегазовую перспективу восточного шельфа полуострова Корея. Нефтегазоперспективность последнего можно считать не такой уж маловероятной, и, более того, предположение о наличии коллекторов в верхнемеловых - третичных слоях ($V = 3.9 - 4.1$ км/с) кажется достаточно обоснованным.

ВЫВОДЫ

В результате исследований МПВ, с учетом ранее проведенных сейсмических работ, установлено, что структура шельфа представляет собой систему грабен-синклиналей и горст-антиклиналей, ограниченных разломными зонами субмеридионального простирания. Эти структуры субпараллельны верхней кромке континентального склона и сформировались, по-видимому, в результате новейших тектонических движений.

Глубинные сейсмические разрезы имеют существенные различия и (в меридиональном направлении), что свидетельствует о существовании иной, отличной от современной, структурной обстановки.

Вполне возможно, что погребенные структуры суши могут быть прослежены через шельф во впадину в северо-восточном направлении.

Меловой бассейн Кенсан продолжается, вполне вероятно, и в Цусимскую впадину и представлял с ней в поздне меловое время единое целое.

Цоколь о-ва Уллындо имеет коническую форму с радиусом основания (на поверхности кристаллического фундамента) более 20-ти км.

В противовес ранее высказанной точке зрения [37], учитывая новые сейсмические данные и достижения нефтяников Китая и Японии, авторы считают, что нельзя категорично отвергать возможность перспективности на нефтегазоносность бассейнов Пхохан и Хупхо. Более того, по аналогии с приматериковым шельфом Китая и шельфом южного Хоккайдо, можно даже высказать мнение, что в этих бассейнах в третичных (?) и верхнемеловых (?) толщах возможно открытие стратиграфических и литологических ловушек с трещинными коллекторами, которые могут содержать углеводороды в промышленных объемах.

В связи с этим представляется необходимым проведение дополнительных исследований МПВ вдоль береговой линии через центральные части бассейнов и на поперечных наземно-морских профилях. Еще один меридиональный профиль МПВ необходимо проложить вдоль восточной границы Цусимской впадины (60-е километры профилей III и IV), полученные результаты по которому позволят более доказательно утверждать (или опровергать) взаимосвязь глубинных структур полуострова, шельфа и впадины.

ЛИТЕРАТУРА

- Аносов Г.И., Сок Б.Ч., Аргентов В.В. и др. Глубинное строение земной коры впадины Цусима (Японское море) по данным преломленных волн // Тихоокеан. геология. 1996. № 5. С. 32-45.
- Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попов А.А., Потапьев С.В. Глубинное строение Приморья. М: Наука, 1976. 89 с.
- Аргентов В.В., Биккенина С.К., Жильцов Э.Г. и др. Результаты экспериментальных исследований методом преломленных волн на северо-восточном шельфе о.Сахалин: Препр. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1992. 48 с.
- Геология Кореи. М: Мир, 1964. 264 с.
- Геологическая карта дна Японского моря / Берсенев И.И., Красный Л.И. (ред.). Л: ВСЕГЕИ, 1984. 95 с.
- Грачев А.Ф., Калашников И.В., Магницкий В.А. Новый взгляд на геодинамику Восточной Азии // Докл. АН. 1994. Т. 337, № 6. С. 804-806.
- Гречишников Г.А., Номоконов В.П., Шаров В.И. Особенности сейсмических волн, преломленных на криволинейных границах раздела // Геоакустика. М: Недра, 1966. С. 3-17.
- Дьяков Б.Ф. Геологические закономерности размещения и вопросы генезиса нефти и газа (в связи с оценкой нефтегазовых ресурсов окраин континентов) // Геология, эволюция и нефтегазоносность современных и древних зон сочленения континентов и океанов: Сб. науч. тр. Л: ВНИГРИ, 1988. С. 139-158.
- Епинатьева А.М. Физические основы сейсмических методов разведки. М: МГУ, 1970. 105 с.
- Зверев С.М. Сейсмические исследования на море. М: МГУ, 1964. 132 с.
- Зверев С.М., Капустян Н.К. Сейсмические исследования литосферы Тихого океана. М: Наука, 1980. 207 с.
- Конторович А.Э., Моделевский М.С., Трофимук А.А. Принципы классификации седиментационных бассейнов в связи с их нефтегазоносностью // Геология и геофизика 1979. № 2. С. 3-11.
- Луценко Б.Н. Интерпретация сейсмических волн в сложных средах. М: Недра, 1987. 120 с.
- Масайтис В.Л. Проявление магматизма на территории Кореи // Докл. АН СССР. 1961. Т. 140, № 5. С. 1166-1169.
- Масайтис В.Л. Очерк тектоники и истории геологического развития Корейского полуострова // Материалы по региональной геологии и металлогении Корейского полуострова и Монголии. Л: Наука, 1963. С. 5-32.
- Метод преломленных волн. М: Недра, 1990. 297 с.
- Николаевский В.Н. Волноводы земной коры // Природа. 1987. №7. С. 54-60.
- Номоконов В.П., Гречишников Г.А., Шаров В.И. и др. Изучение разломов в метаморфическо - интрузивном фундаменте методом отраженных волн // Изв. вузов. Сер. Геология и разведка. 1971. № 12. С. 121-128.
- Основные черты геологического строения дна Японского моря. М: Наука, 1978. 264 с.
- Пушаровский Ю.М. Проблемы тектоники и нефтегазоносности Тихоокеанского пояса // Геотектоника. 1965. № 1. С. 74-92.
- Севастьянов К.М. Нефть и газ в Западно - тихоокеанском нефтегазовом поясе // Сов. геология. 1969. № 11. С. 119-125.
- Сейсморазведка. Справочник геофизика. М: Недра, 1981. 464 с.
- Чэн Го - да. Активные районы Китайской платформы и проблемы Катазии // Дичжи сюебао. 1956. Т. 36, № 3. С. 239-272.
- Шило Н.А., Туезов И.К. Тектоника и геологическая природа Азиатско - Тихоокеанской зоны перехода // Тихоокеан. геология. 1985. № 3. С.3-15.
- Anosov G.I., Bong-Chool Suk, Soynov V.V. Geodynamic aspects related to evolution of the Ulleung basin in East Sea of Korea resulting from integrated geophysical data // Proceedings of the Third International Conference on Asia Marine Geology, Cheju, October 17 - 21, 1995. Korean Society of Oceanography, Korea. 1996. P. 247-273.
- Cerveni V., Psencik J. Program SEIS83: Numerical modelling of seismic wave fields in 2-D laterally varying layered structures by the ray method // Charl Univ. Pragma, 1983. 105 p.

27. Chough, S.K., Lee K.E. Multi-stage volcanism in Ulleung back-arc basin, East Sea (Sea of Japan) // *The Island Arc*. 1992. V. 1, N 1. P. 32-39.
28. *Geology of Korea* / Lee D.S. (ed). 1978. 515 p.
29. Hirata N., Shinjo. SEISOBS-modified version of SEIS83 for ocean bottom seismographic array // *J. Phys. Earth*. 1990. V. 38. P. 99-147.
30. Inoue E. Geological problems on Cretaceous and Tertiary rocks in and around Tsushima - Korea straits // *Un. Nations ESCAP, CCOP Technical Bull.* 1982. V. 15. P. 85-121.
31. Levin V., Park J. P-SH conversions in a flat-layered medium with arbitrary anisotropy // *Geophys. J. Intern.* 1997. V.129, N 3. P. 803-812.
32. Lew K.Y., Kim I.B., Lee O.J. Seismic survey report on Kyeonsang sedimentary basin (Jain area) // *Report of geophysical and geochemical exploration*. 1970. V. 4. P. 38-49.
33. Lew K.Y., Kim I.B., Lee O.J. Seismic survey report on Kyeonsang sedimentary basin (Koryeong area). // *Report of geophysical and geochemical exploration*. 1972. V. 6. P. 51 - 70.
34. Lew K.Y., Kim I.B., Lee O.J. Seismic survey report on Kyeonsang sedimentary basin (Donggodong area) // *Report of geophysical and mineral exploration*. 1973. V. 1. P. 3-12.
35. Park K.S. Geologic and seismic stratigraphy of the southern part of Ulleung basin. // *Sedimentary basin in the Korean Peninsula and adjacent seas*. Special Publication of the KSRG / (ed. Chough S.K.). 1992. P. 40 - 59.
36. Park K.P., Shin W.C., Kim C.S. et al. Marine Geology and Mineral Resources of East Sea, Korea (Gangheung - Pohang) // *J. Geol. Soc. Korea*. 1981. N 10. P. 149-161.
37. Schluter H.U., Chun W.C. Seismic surveys off the coast of Korea // *Un. National ESCAP, CCOP Technical Bull.* 1974. V. 8. P. 1-14.
38. *Sedimentary Basins in the Korea Peninsula and adjacent seas* // Special Publication of the Korea Sedimentology Research Group (KSRG) / Ed. by Chough S.K. 1992. 215 p.
39. Shimazu M., Yoon S., Tateishi M. Tectonics and volcanism in the Sado - Pohang Belt from 20 to 14 Ma and opening of the Yamato Basin of Japan Sea // *Tectonophysics*. 1990. V. 183, N 1/4. P. 321-330.
40. Suk B.C., Anosov G.I., Bikkenina S.K. et al. A oceanographic study in the East Sea, Korea and Russia cooperative research, KORDI BSP N 00213 625-5. 1993. 280 p.
41. Sylvester A.G. Strike-slip faults // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1988. V. 100. P. 1666-1703.
42. Yaguchi I., Tono S., Arato H. The oil geology and current development related to oil and gas exploration in Japan // *Proc. of Cooperative Russia-Japan Symposium*. October, 1994 (Yuzhno-Sakhalinsk). P. 9-17.
43. Yamasaki T., Tanaka S. Development oil technology in Japan // *Proceeding of Cooperative Russia-Japan Symposium*. October, 1994 (Yuzhno-Sakhalinsk). P. 1-8.
44. Yoon S.H. Geologic Events of the Tertiary Yangnam and Pohang Basins, Korea with a remark on the origin of the Yamato basin of the Japan Sea // *Saito Ho-on Kai. Spec. Bull.* 1991. N 3. P. 303-309.
45. Yoon S.H., Chough S.K. Tectonic History of Eastern Continental Margin, Korea // *Sedimentary Basins in the Korean Peninsula and adjacent seas*. Special issue of KSRG / (ed. Chough). 1992. P. 22-39.

Поступила в редакцию 13 августа 1998 г.

Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем

G. I. Anosov, B. Ch. Suk, V. V. Argentov, S.K. Bikkenina, V. V. Zhigulev, K. F. Sergeev

Structure of eastern shelf of the Korean Peninsula by seismic data

The paper presents results of seismic refraction survey carried out on the eastern shelf of the Korean Peninsula in spring, 1993, within the frames of the joint Russian-South Korean projects on study of deep structure of the Tsushima depression in the Japan Sea. Observations have been carried out by research vessel "Morskoi Geofizik" using self-contained bottom seismometers and pneumatic radiator (the working camera capacity of 30 dm³).

The data obtained and the available seismic reflection data allow to determine the upper crust structure and to study interrelation between the shelf structures and the Tsushima depression.

On the basis of a set of available seismic and geological data the question is stated on reestimation of possible oil-and-gas perspectives in the eastern shelf of the Korean Peninsula and the additional geophysical investigations are recommended aimed at verifying such perspectives.

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ХРЕБТА ЛОРД-ХАУ
(ТАСМАНОВО МОРЕ)****В.Л. Ломтев, В.Э. Кононов, В.Н. Агеев***Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск*

По данным НСП и бурения анализируется строение района трога Беллона. Исследованы сеймостратиграфия, сейсмofации, обстановки осадконакопления. Залежи нефти и газа предполагаются в прибрежных осадках позднего эоцена-раннего олигоцена и в элювиальных горизонтах останцов палеосуши Лорд-Хау. По данным НСП обнаружены признаки крупного газового месторождения близ южного фаса поднятия Шатского и палеосуши Дарвина на северо-востоке Восточно-Марианской котловины.

Ключевые слова: Сеймостратиграфия, сейсмofации, нефтегазоносность, палеосуша Лорд-Хау, Тасманово море.

ВВЕДЕНИЕ

В геологии хребта Лорд-Хау (рис. 1, 2а) существует ряд нерешенных проблем, связанных, в частности, с его южной частью, пересекаемой трогом Беллона [2]. Результаты комплексной интерпретации данных НСП и бурения, о которых будет сказано ниже, приводят к некоторым противоречиям с существующими в настоящее время взглядами на строение и эволюцию хребта Лорд-Хау. Так, если он возник в позднем мелу [23, 26, 29] или палеозое [16], то на его крутом восточном склоне (рис. 3) не могли отлагаться карбонатные осадки в кайнозое, сползающие в Новокаледонскую котловину [3]. То же касается оползней скв. 207 [26] и турбидитов скв. 593 [28], которые как фации подводных окраин и котловин [1,9,16-18] нетипичны для вершины хребта. Ошибочными оказываются также представления о чисто эрозионной природе трога Беллона [3], поскольку хребет Лорд-Хау находится под водой с конца палеогена (карбонатный чехол). Отодвигание его от Австралии связано, по [23], с задуговым спредингом в Тасмановой котловине, что не согласуется с односторонней асимметрией хребтов региона (рис. 1а,3), у которых восточные склоны круче и короче западных [2,8,25].

Новые представления о строении южной части хребта Лорд-Хау опираются на данные НСП, проведенного в 1986 г. в 10 рейсе НИС "Академик Несмеянов" (ДВО РАН), с протяженностью профилей около 1050 км (рис. 4-6) и попутным промером, грави- и магнитометрией [7]. В ходе НСП использовался электроискровой источник с основной частотой импульса 110-130 Гц и мощностью излучения 12 кДж. При интерпретации применя-

лись также данные НСП [4] северной части трога и прилегающей части акватории с привязкой профилей к скв. 207 (рис. 7). Интерпретация временных разрезов проводилась с использованием стратиграфических колонок по двадцати пробуренным на хребте Лорд-Хау скважинам [26, 29].

Основная цель нашего исследования заключалась в уточнении строения южной части хребта Лорд-Хау на основании переинтерпретации данных НСП с применением методов сеймостратиграфии и сейсмofациального анализа [12, 19]. Однако при обработке временных разрезов было выявлено несколько сейсмических аномалий, которые можно рассматривать в качестве прямых признаков залежей УВ. Здесь мы столкнулись с тем редким случаем, когда побочный результат оказался не менее (если не более) важным, чем достижение первоначально намеченной цели. Поэтому в статье приведены и данные, указывающие на возможность использования метода НСП не только для изучения геологического строения, но и нефтегазоносности дна Тихого океана.

РЕЛЬЕФ И СТРУКТУРА

Трог Беллона представляет собой асимметричный клиновидный рамповый грабен, раскрытый к югу в Тасманову котловину. Ширина трога по изобате 3000 м увеличивается к югу от 70 до 150 км. Восточный борт круче западного и ориентирован меридионально. Его высота над днищем превышает 3,5 км со снижением к северу до 1 км (рис. 1, 3). К юго-востоку он переходит в континентальный склон с подошвой на глубинах до 4500 м [2]. Западный борт ориентирован в северо-восточном направлении параллельно краю палеосуши, линии гайотов

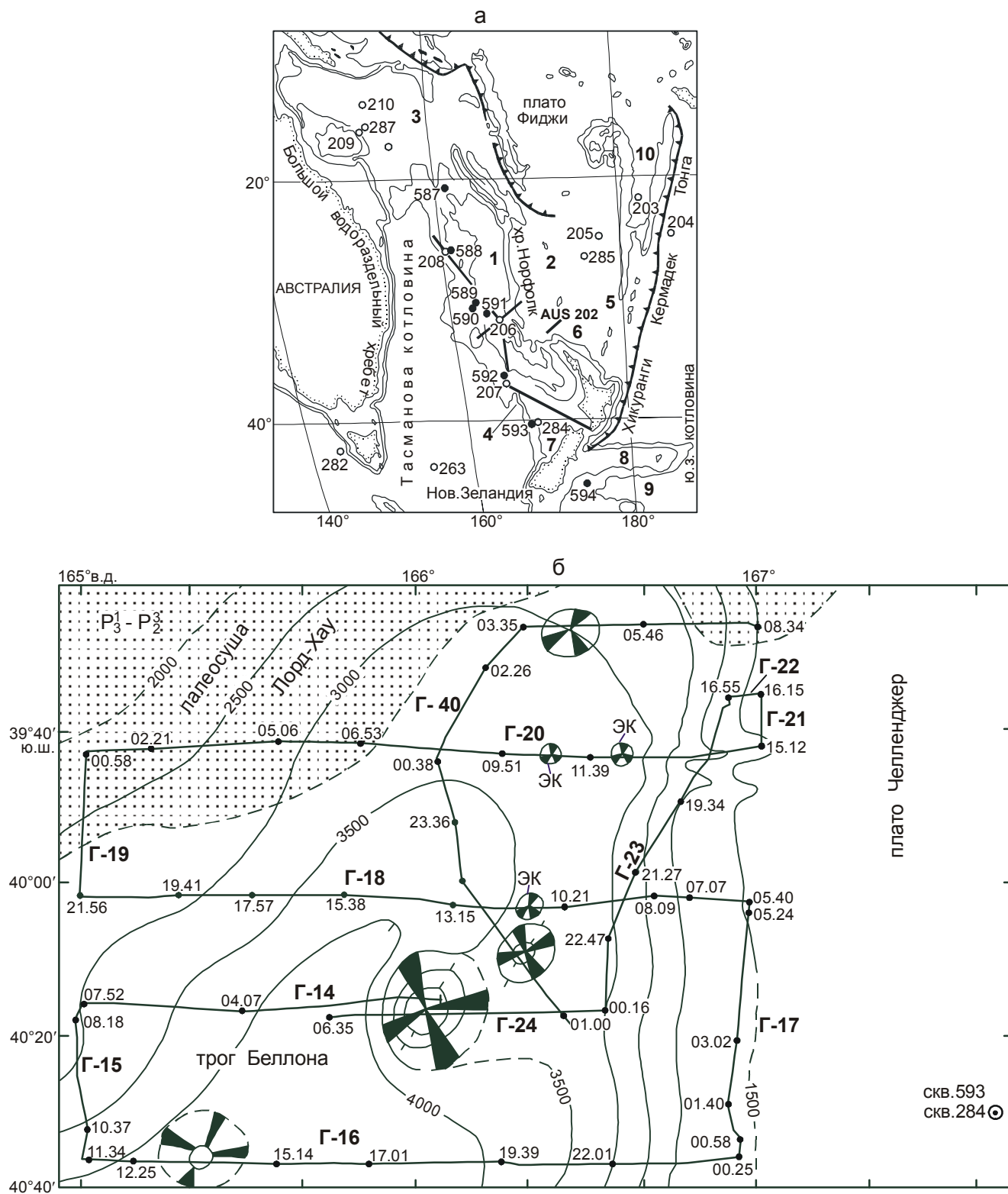


Рис. 1. а - батисхема Австрало-Новозеландского региона [28] со скважинами и положением фрагментов профиля-связки НСП НИС "Кана Кеоки" (рис. 3) и профиля МОГТ AUS-202 (рис. 26). 1-3 - Новокаледонская, Южно-Фиджийская и Коралловая котловины соответственно, 4 - трог Беллона, 5,6 - хребты Колвилл-Лау и Три Кингс, 7 - плато Челленджер, 8 - поднятие Чатем, 9 - трог Баунти, 10 - котловина Лау; б - батикарта трогов Беллона с положением профилей НСП [7], гайотов, экструзивных куполов (ЭК - здесь и на рис. 3-6), палеосуши Лорд-Хау (крат) и скв. 284,593.

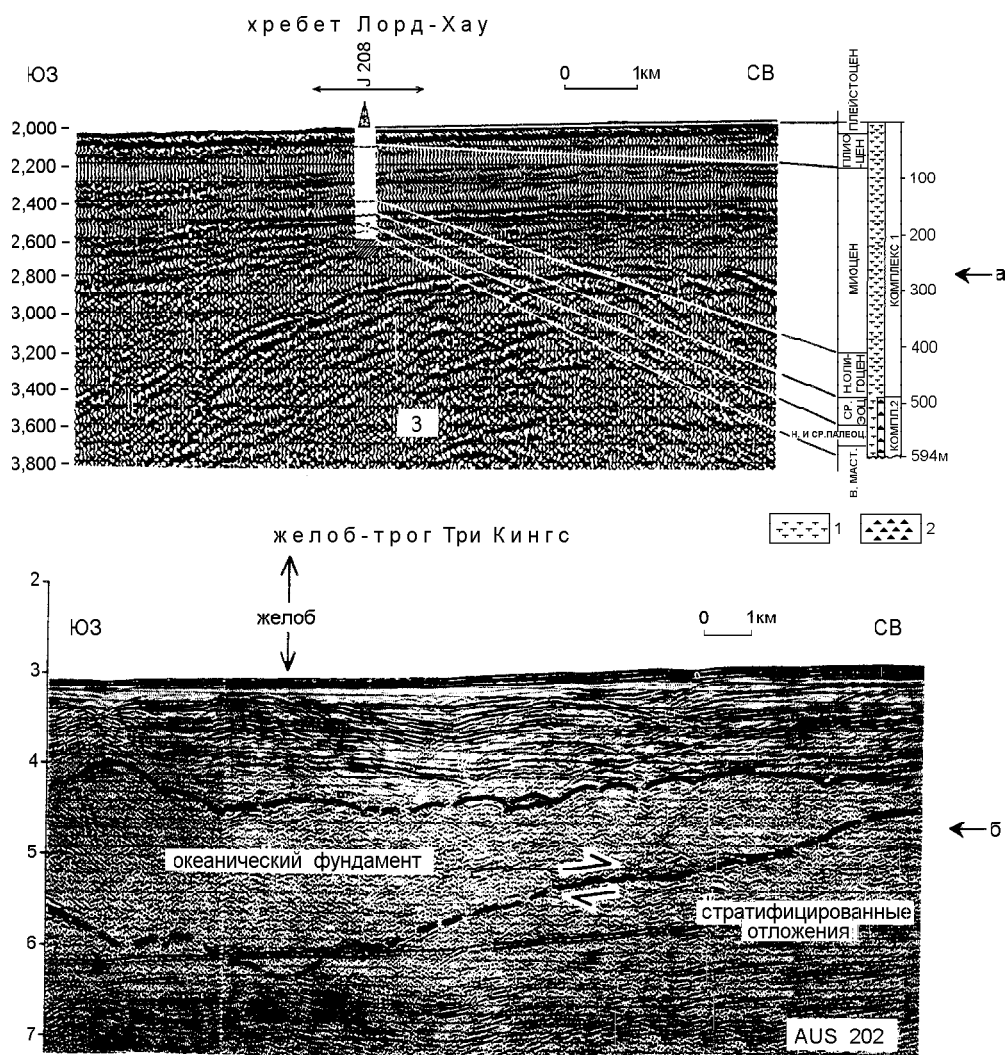


Рис. 2. Фрагменты временного разреза МОГТ через скв. 208 [6] (а) и желоб-трог хребта Три Кингс [30] (б). 1 - карбонатный чехол, 2 - кремни, 3 - акустический фундамент.

и экстрозивных куполов (региональный надвиг Лорд-Хау). Борты трога почти повсеместно осложнены оползнями, оползневыми и надвиговыми складками смятия и местами изрезаны подводными оврагами (Г-22), а к югу от полигона и каньонами [2]. Днище трога имеет осевую депрессию, углубляющуюся к югу, и широкую ступень в основании западного борта трога (рис. 4-6). На профиле Г-18 днище трога полого наклонено к западу, а на профиле Г-14 - к востоку. Рельеф ступени относительно ровный, кроме участка бедленда на профилях Г-14-16. Рельеф днища трога осложняют три гайота высотой свыше 1,0-1,5 км с пирокластическими шлейфами. Южный гайот почти погребен под осадками и над дном возвышается лишь его надбазальтовая, вероятно рифовая шапка (Г-16). Судя по возрасту

вулканогенных турбидитов скв. 593, гайоты образовались в конце эоцена - начале олигоцена. На профилях турбидиты в виде контрастного горизонта (репер) прослежены до основания гайотов (рис. 4, 5).

Подводные эрозионные русла известны в северной, мелководной части трога и на плато Челленджер (Г-17, рис. 3). На профилях Г-14-16, 18, 23 обнаружены многочисленные погребенные долины, обвалованные намывными дамбами, которые формировались на подножии склона и прилегающем ложе Новокаледонского бассейна в эоцене - раннем плейстоцене. Региофация ложа бассейна по терминологии [19] определяется по площадному развитию и литологии контрастного горизонта в скв. 593 [28]. На профилях Г-17, 18, залегающие над ним нановые илы среднего-позднего оли-

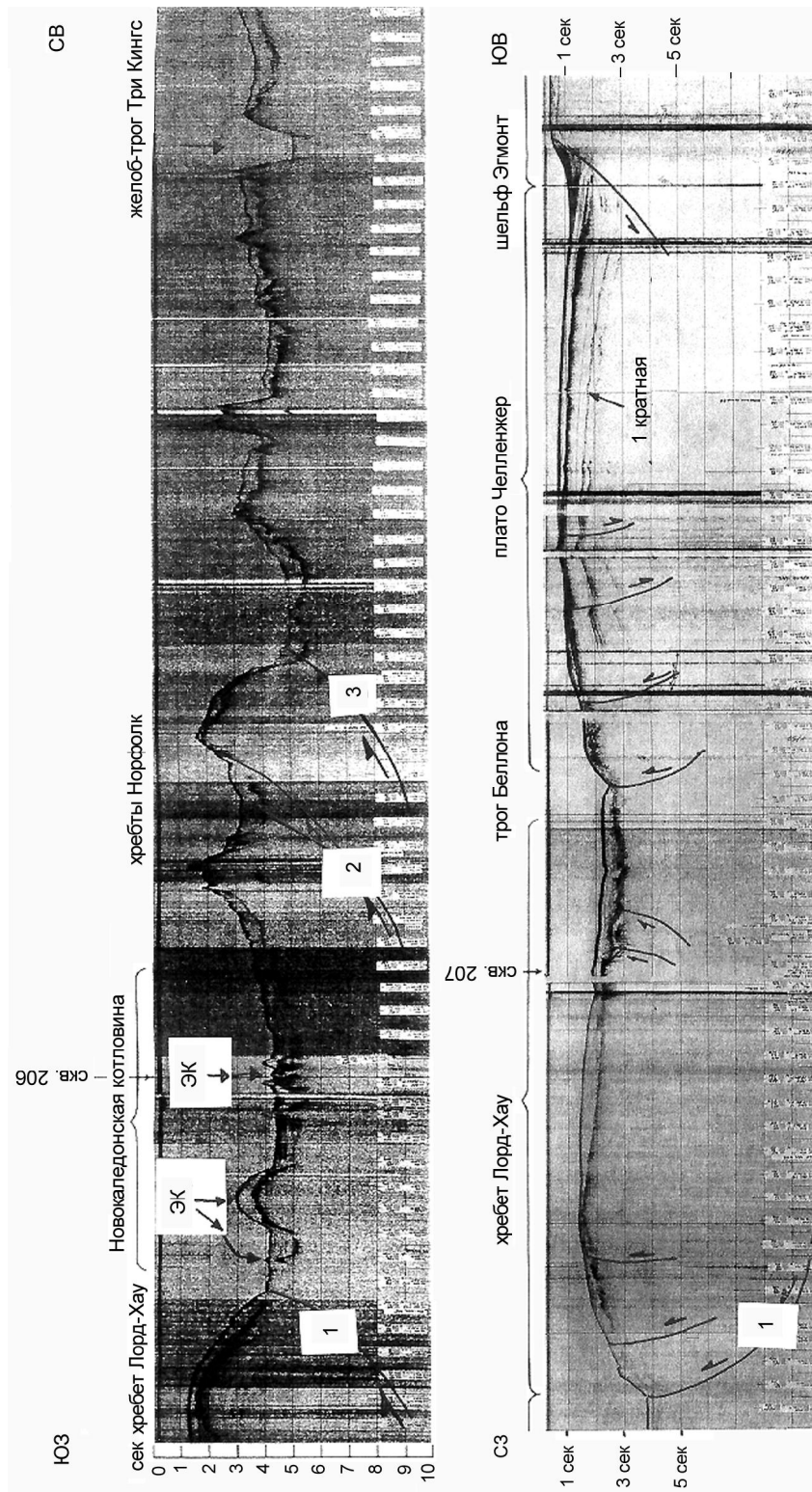


Рис. 3. Фрагменты профиля-связки НСП НИС "Кана Кеоки" [26] с дополнениями: 1-3 - региональные надвижки Лорд-Хау, Западный и Восточный Норфолк соответственно. Линии со стрелками - разломы и смещения по ним.

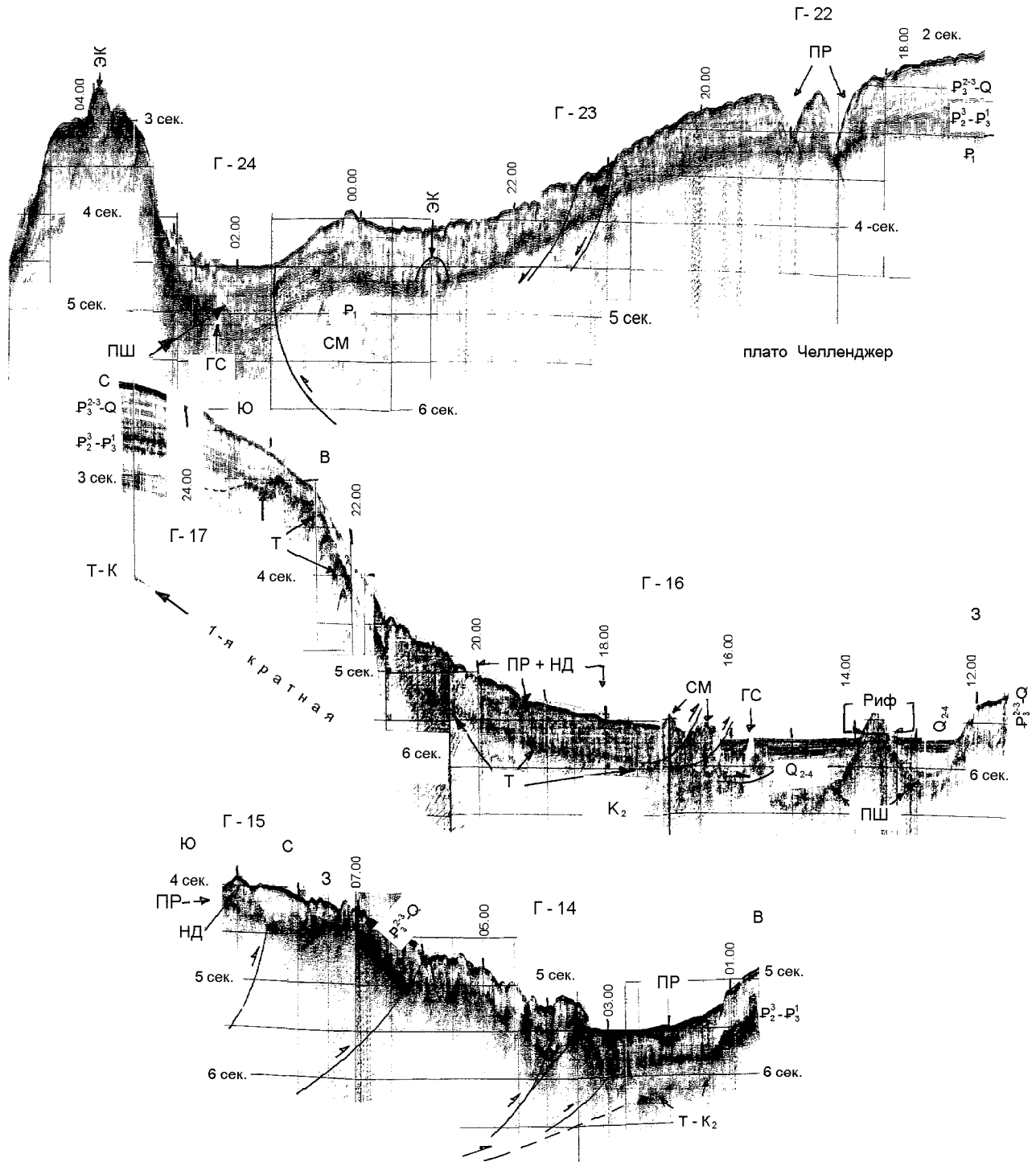


Рис. 4. Временные разрезы НСП с вертикальным масштабом в секундах двойного пробега и сеймостратиграфической привязкой. АФ - акустический фундамент, ПР - подводные русла, НД - намывные дамбы, ГС - газовые столбы, РМ - разрастание мощности, Т - позднемереловые траппы, СМ - надвиговые и оползневые складки смятия, ПШ - пирокластические шлейфы гайотов. Линии со стрелками - разломы и поверхности скольжения оползней. Артефакт - "наплывание" склона на выход эродированной кровли контрастного горизонта, связанное с боковым сносом.

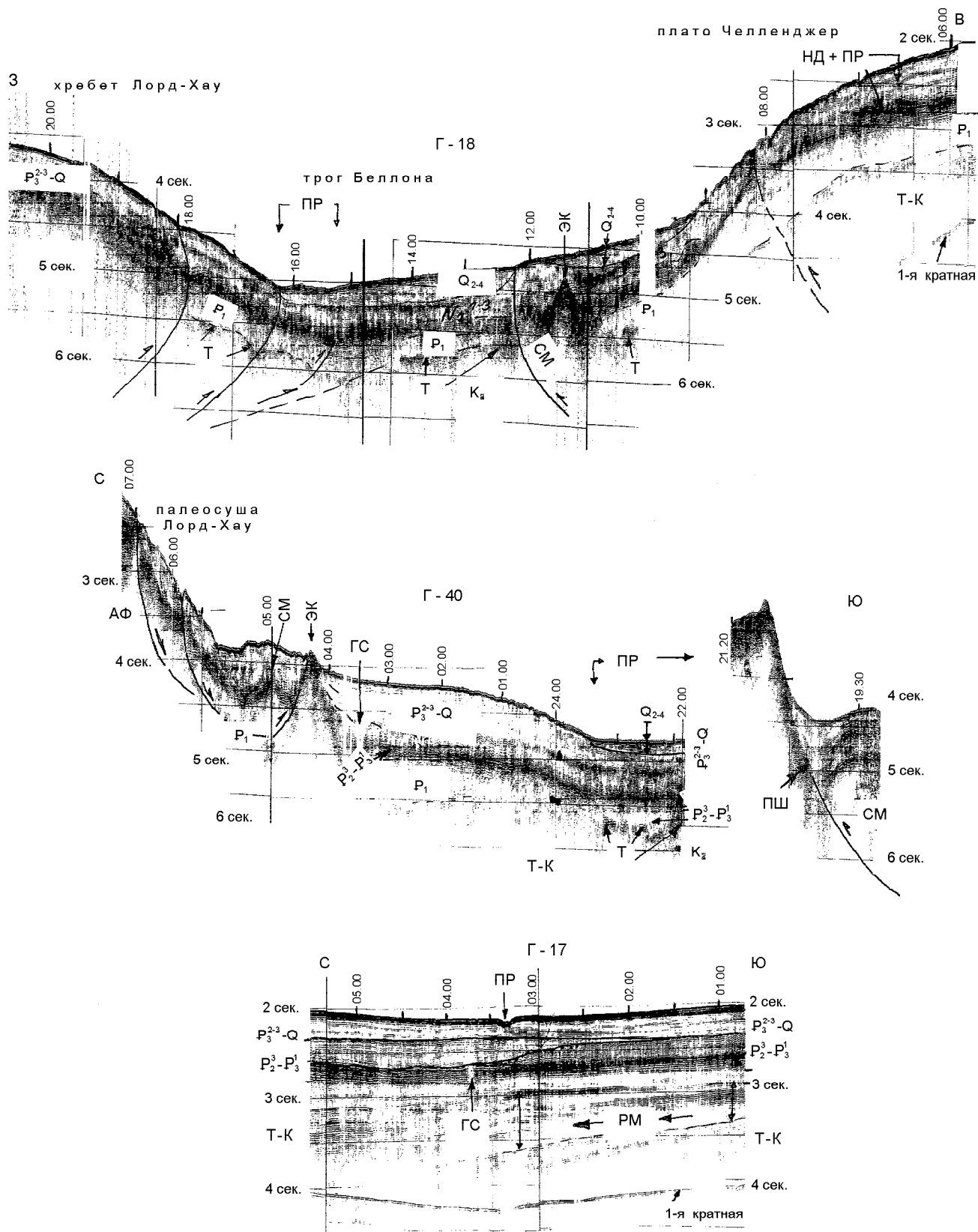


Рис. 5. Временные разрезы НСП с вертикальным масштабом в секундах двойного пробега и сейсмостратиграфической привязкой. Условные обозначения как на рис.4.

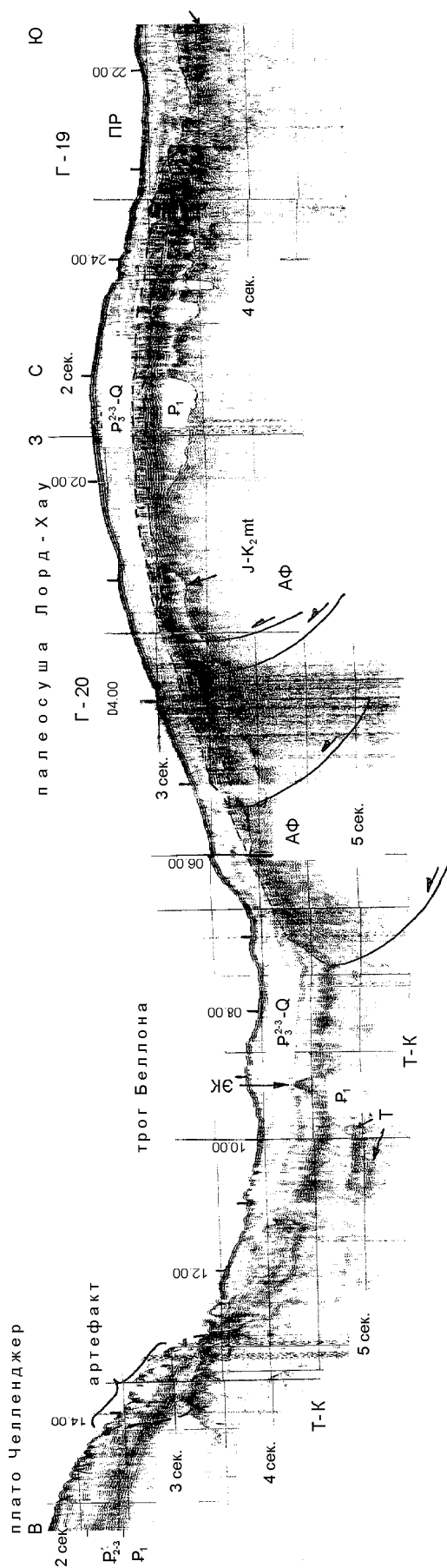


Рис. 6. Временные разрезы НСП с вертикальным масштабом в секундах двойного пробега и сейсмостратиграфической привязкой. Условные обозначения как на рис.4.

гоцена-плейстоцена (скв. 593А) проградируют к северу (пологие клиноформы) в сторону Новокаледонской котловины. Судя по обилию остракод (до 25%) в карбонатных илах позднего миоцена - плейстоцена скв. 284 [29], клиноформы слагали аккумулятивные шельф и склон южной части Новокаледонского бассейна до его инверсии в среднем плейстоцене (время заложения трога Беллона).

Выступ акустического фундамента в привершинной части плато Челленджер [3] и сопоставимые (2-3 км) мощности чехла Новокаледонской котловины и восточной части трога Беллона показывают, что до среднего плейстоцена это был единый осадочный бассейн с виргацией (ветвлением) к проливу Кука между Южным и Северным островами Новой Зеландии (бассейн Таранакки [27]) и в район трога Беллона. Заложение трога в среднем плейстоцене вдоль западной ветви бассейна фиксируется многими признаками: отсутствием обвалованных русел в рельефе дна, перекосом позднемиоценовых траппов северной периферии трапповой провинции Тасмановой котловины (скв. 283, рис. 8) на восточном борту, оползанием чехла, постседиментационными бедлендом и складками смятия, подводными оврагами, среднеплейстоценовым перерывом в скв. 284.

СЕЙСМИЧЕСКИЙ ОБЛИК И СТРОЕНИЕ ЧЕХЛА

Сейсмический облик чехла дифференцирован по глубине и площади (рис. 4-6). На восточном борту трога мощность чехла превышает 2 км (депоцентр Новокаледонского бассейна). Разрез сверху вниз представлен полупрозрачной слоистой пачкой с переслаиванием песчистого мела и карбонатных илов с шельфовыми остракодами, контрастным горизонтом вулканогенных турбидитов раннего олигоцена - позднего эоцена с прослоями песчистого мела (вскрыт на 31 м над забоем скв. 593 [28]) и полупрозрачной осадочной толщей предположительно палеоцена-мезозоя.

Верхняя толща (до 0,5 км) имеет признаки проградационного строения (Г-17). Судя по высоте клиноформ, палеоглубины бассейна были невелики (первые сотни метров). Мористее на ложе бассейна в ее строении опознаются мелкие (первые десятки метров) русла, обвалованные намывными дамбами. В плане мощность верхней толщи сокращается к бровке восточного борта трога за счет выклинивания осадков в низах разреза. Контрастный горизонт имеет здесь относительно выдержанную мощность (до 400 м), параллельное залегание интенсивных границ, которое несколько нарушается на участках развития обвалованных русел (Г-18,21-23), оползней и эрозионно-тектонического бедленда (Г-14-16). К северу он замещается прозрачными карбо-

натными осадками (фораминиферовые и нановые илы, писчий мел), местами размытыми (скв. 207, рис. 7), а на палеосуше - акустически контрастными, предположительно прибрежно-морскими осадками. Полупрозрачная нижняя толща палеоцена - мезозоя слагает основную часть видимого разреза. Ее верхи акустически более дифференцированы. На профиле Г-17 ее мощность в сторону Новокаледонской котловины постепенно возрастает.

В пределах днища трога акустическая дифференциация осадков также варьирует по площади и глубине. Здесь в основании разреза залегают позднемеловые платобазальты трапповой провинции Тасмановой котловины, местами с окнами и ярсным строением, маломощная прозрачная пачка карбонатного палеоцена, контрастный горизонт вулканических турбидитов позднего эоцена - раннего

олигоцена и верхняя толща средне-позднеолигоцен - четвертичных осадков переменной мощности и интенсивности. На профилях Г-20, 40 последняя толща - акустически прозрачная, южнее - умеренно контрастная с обвалованными руслами ложа бассейна. На профиле Г-18 и южнее верхнюю толщу венчает комплекс коррелятных трого контрастных турбидитов среднего плейстоцена-голоцена. Гайот на профиле Г-16 почти погребен под турбидитами, залегающими горизонтально с налеганием на бортах. Усиление контрастности верхней толщи, включая турбидиты, к югу от профилей Г-20,40 видимо связано с продуктами абразии контрастного горизонта на палеосуше Лорд-Хау с последующим транзитом вдоль подводной долины, пересеченной профилем Г-19, выносами подводных оврагов (Г-22), дезинтеграцией оползней до обломочных и турбидит-

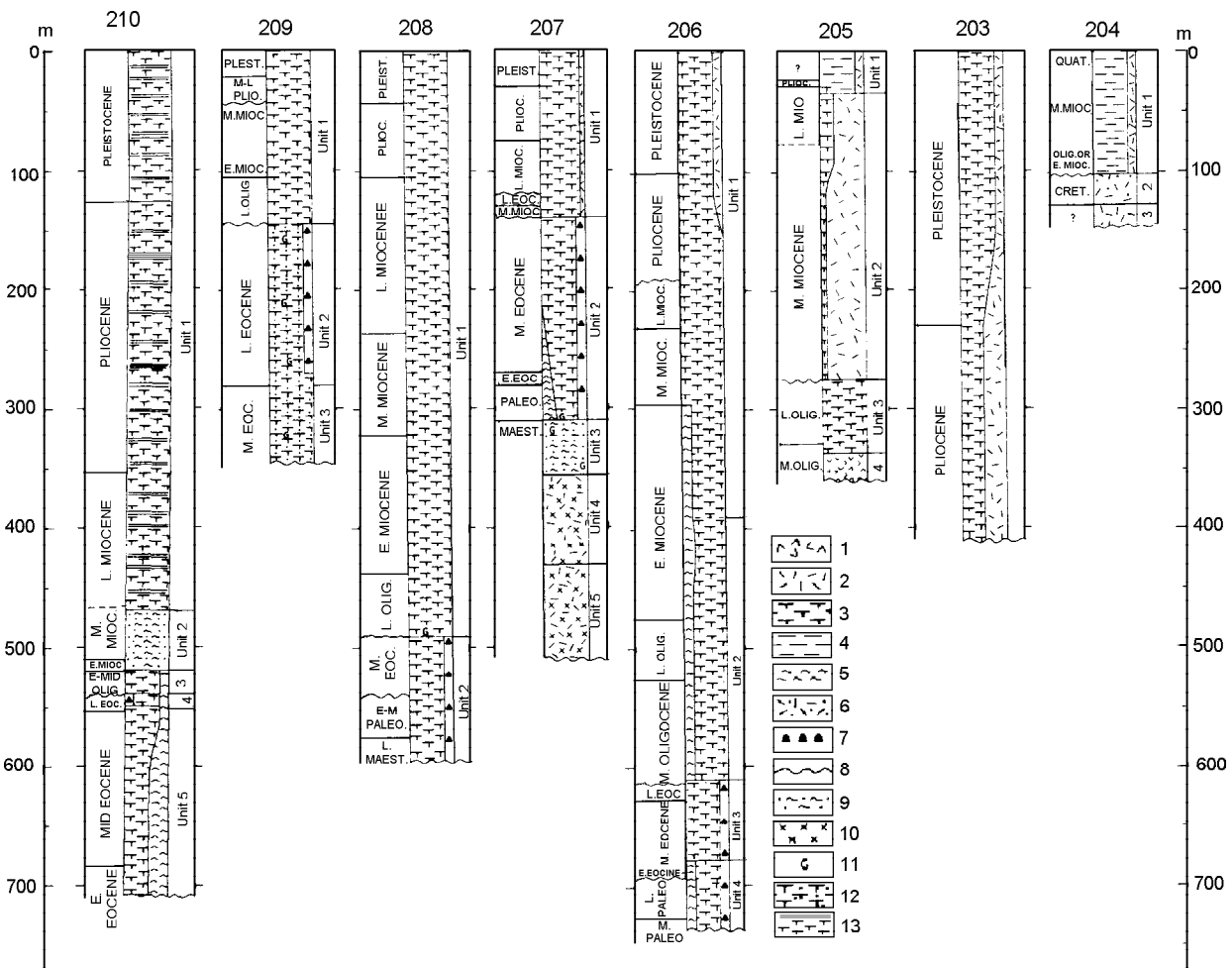


Рис. 7. Стратиграфические колонки скважин 21 рейса б/с "Гломар Челленджер" [26].

1 - базальт, 2 - вулканический пепел, 3 - карбонатный ил, 4 - глина, 5 - терригенная глина, 6 - туфогенные песчаник и конгломерат, 7 - фауна и кремни, 8 - стратиграфические перерывы, 9 - алевролитистая глина (аргиллит) или глинистый алевролит (алевролит) с фауной, 10 - риолит, 11 - глауконит, 12 - биотерригенные илы, 13 - переслаивание биогенных илов и осадков с градиционной текстурой.

ных потоков и абразией вершин гайотов. Транзит турбидитов вниз по днищу трога фиксируется по разрастанию их мощности к югу от профиля Г-18 и налеганию на бортах.

Западный борт трога Беллона слагают акустический фундамент видимой мощностью свыше 1 км с короткими границами слабой интенсивности, который, возможно, аналогичен складчатому низкоскоростному фундаменту северного фланга хребта Лорд-Хау (рис. 2а). Местами он интродуцирован или перекрыт риолитами, которые опознаются по некоррелируемым дифрагированным волнам по аналогии с профилями НСП в [3]. Кровля фундамента представляет собой денудационно-тектонический палеорельеф со столовыми останцами и осадочными карманами (пенеплен). По данным МПВ в фундаменте хребта выделяются две толщи со скоростями 3-5 и 5-6 км/с, погружающиеся в Новокаледонскую котловину. При этом верхняя толща мощностью 0-2 км к вершине хребта выклинивается, а для нижней толщи она не определена [3]. Низы чехла слагает прозрачная пачка трансгрессивного карбонатного палеоцена мощностью 0-500 м, выполняющая карманы палеорельефа на уровне абразированных вершин денудационных останцов, что указывает на мелководные условия ее накопления [7]. На нее несогласно, с разрывом и стратиграфическим перерывом налегает контрастная толща позднего эоцена - раннего олигоцена мощностью 100-600 м. Она включает в себя две пачки примерно равной мощности. Верхняя пачка с разрывом, прибрежным налеганием и перерывом несогласно ложится на нижнюю на склонах и согласно залегает на своде. Утонение пачек к своду и прибрежное подошвенное налегание характерны для зон выклинивания осадочных бассейнов [12, 14, 19].

кую котловину. При этом верхняя толща мощностью 0-2 км к вершине хребта выклинивается, а для нижней толщи она не определена [3]. Низы чехла слагает прозрачная пачка трансгрессивного карбонатного палеоцена мощностью 0-500 м, выполняющая карманы палеорельефа на уровне абразированных вершин денудационных останцов, что указывает на мелководные условия ее накопления [7]. На нее несогласно, с разрывом и стратиграфическим перерывом налегает контрастная толща позднего эоцена - раннего олигоцена мощностью 100-600 м. Она включает в себя две пачки примерно равной мощности. Верхняя пачка с разрывом, прибрежным налеганием и перерывом несогласно ложится на нижнюю на склонах и согласно залегает на своде. Утонение пачек к своду и прибрежное подошвенное налегание характерны для зон выклинивания осадочных бассейнов [12, 14, 19].

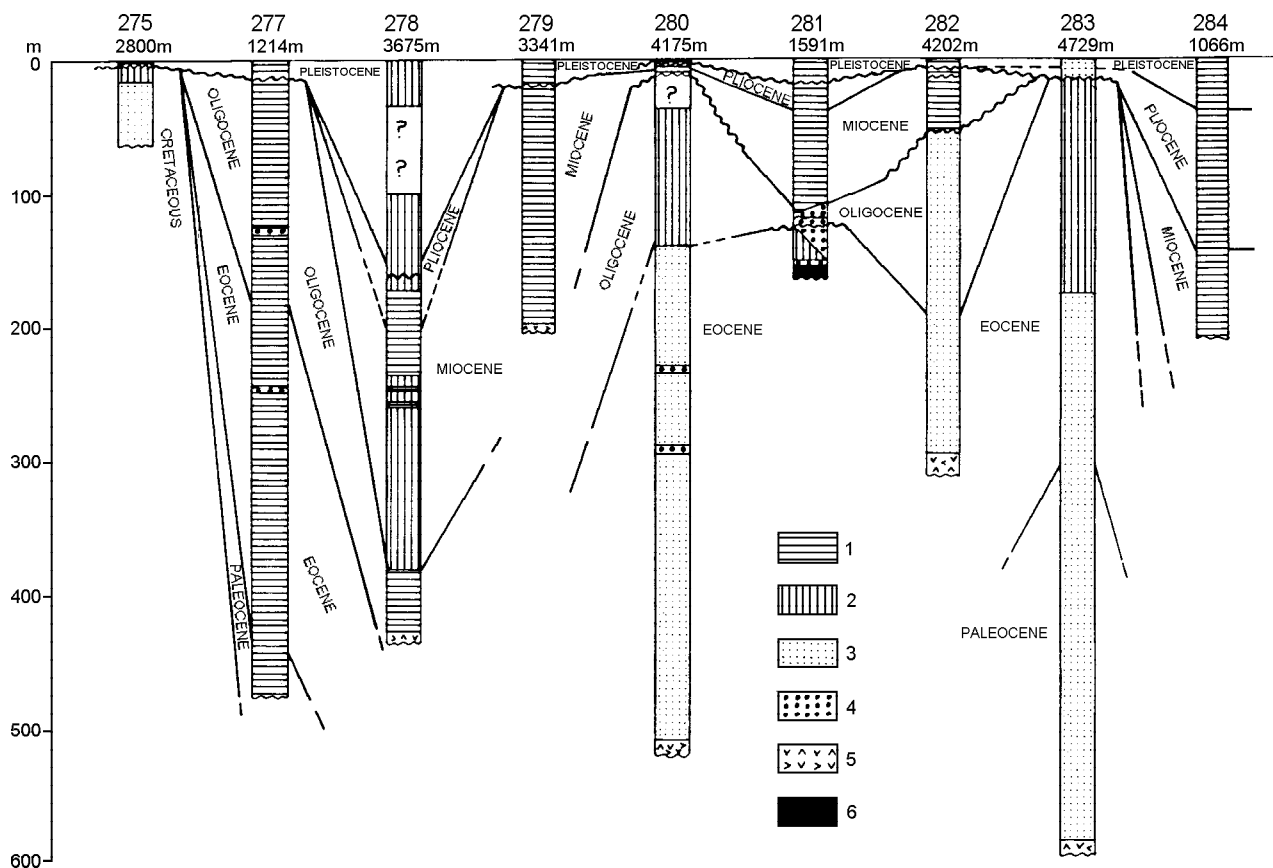


Рис. 8. Стратиграфические колонки скважин 29 рейса б/с “Гломар Челленджер” [29].

1 - карбонатный ил или псичий мел, 2 - кремнистый ил, 3 - терригенные алеврит или глина, 4 - глауконитовый или терригенный песок, 5,6 - базальтовый и метаморфический фундамент соответственно. Волнистые линии - стратиграфические перерывы.

ПРИЗНАКИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПАЛЕОСУШИ ЛОРД-ХАУ

В зоне палеосуши Лорд-Хау (рис. 9) выделяется несколько сейсмических аномалий типа “залежь” в основном в верхней пачке контрастного горизонта (плоская “банка” или погребенный бар, асимметричные “холмы”, цуги плоских интенсивных отражений в виде структурных “ступеней”, газовая “мульда”). В [24] часть из них рассматривается как прямые признаки залежей УВ. Таким образом, по крайней мере верхнюю пачку в контуре палеосуши Лорд-Хау можно считать коллектором, сложенным грубозернистыми, прибрежно-морскими осадками (песчаники, гравелиты, конгломераты). Другим известным признаком газоносности чехла, в том числе в трого Беллона, являются газовые столбы, фиксируемые узкими вертикальными перерывами сейсмозаписи на временных разрезах НСП (рис. 4, 5).

Залежи УВ предполагаются нами и в элювиальных (щебнистых) горизонтах денудационных останцов позднемелового палеорельефа исключительно в силу их высоких коллекторских свойств. Локальным флюидоупором для них являются глини-

стые коры выветривания, а площадным - прослойки плотного пещего мела в карбонатных илах верхней толщи среднего-позднего олигоцена - плейстоцена. Ее мощность варьирует от 150 (склон хребта) до 700 м (дно трого). Своими низами она несогласно (трансгрессивный комплекс) налегает на подстилающую контрастную толщу в окрестностях палеосуши (Г-19, 20, 40).

Другим, помимо палеосуши Лорд-Хау, примером для показа возможностей НСП как метода нефтегазовой разведки в Тихом океане является абиссальная газовая “мульда” у южного фаса поднятия Шатского (рис. 10). Залежь находится в известняках позднего мезозоя (толща А мощностью 400 м), залегающих под позднемеловыми глинами и кремнями (опаковый горизонт или толща В мощностью 300 м). Аномалия связана с поглощением сейсмических волн газовой залежью, приводящим к снижению их скорости на 29% (расчеты В.Н. Агеева по данным каротажа ряда скважин “Гломара Челленджера”). Для сравнения укажем, что на газовых залежах шельфа СВ Сахалина уменьшение скорости не превышает 14-16% [24]. Залежь находится в структурной сводовой ловушке, ограниченной сбросами.



Рис. 9. Фрагмент профиля Г-20 через палеосушу Лорд-Хау с несогласиями, стратиграфическими перерывами (волнистые линии) и аномалиями типа “залежь”.

1 - “банка” (бар), 2 - газовая “мульда”, 3 - “холм”, 4 - “ступень”. Линии со стрелками - разломы и смещения по ним.

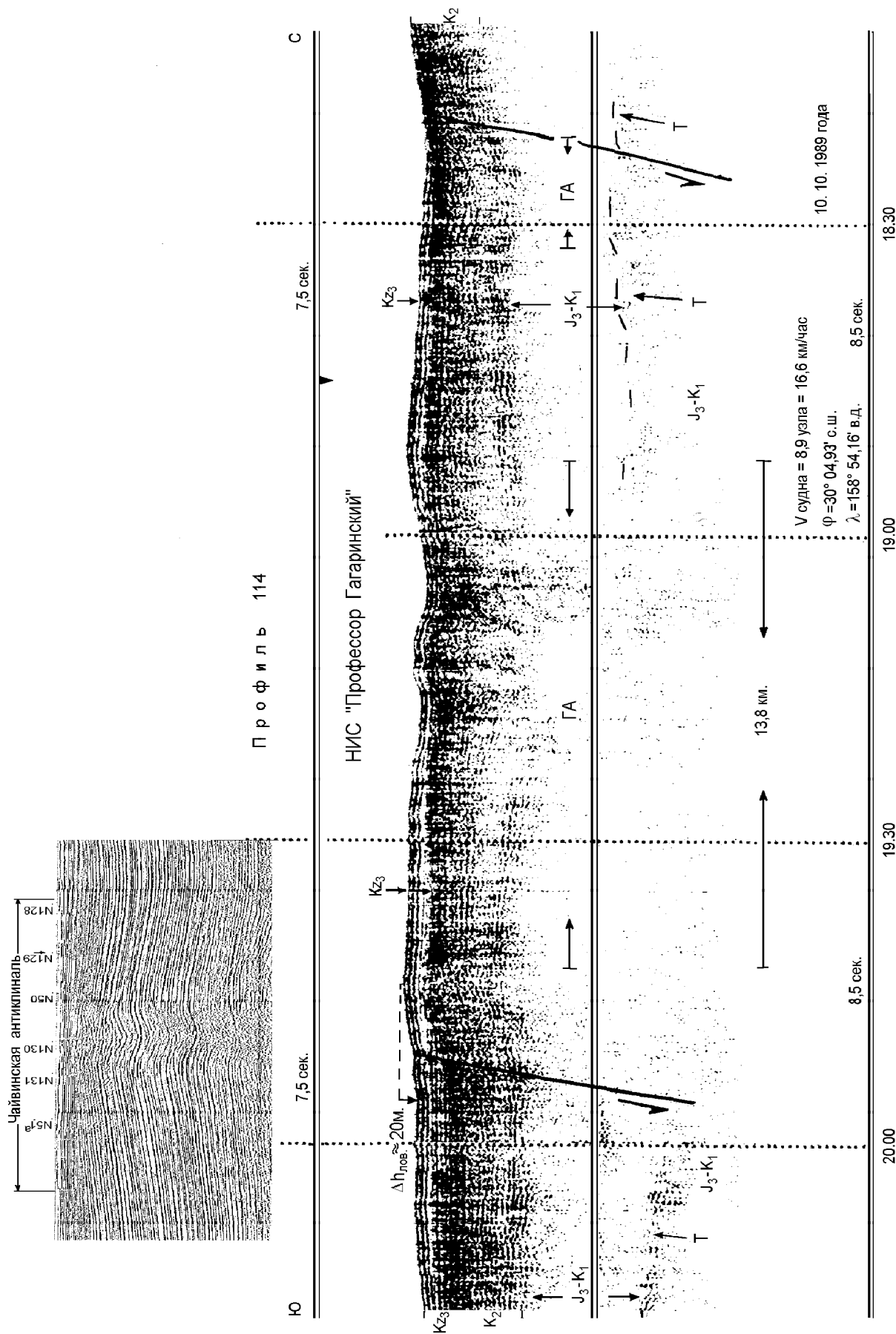


Рис. 10. Фрагмент профиля 114 у южного фаса поднятия Шатского с газовыми аномалиями (ГА) типа "залежь". Т - кровельные траппы. Линии со стрелками - сбросы и смещения по ним. Координаты даны для ПК 19.00. На врезке - газовая "мульда" в своде Чайвинской антиклинали (газовое месторождение) на шельфе СВ Сахалина в терригенных осадках позднего кайнозоя [24].

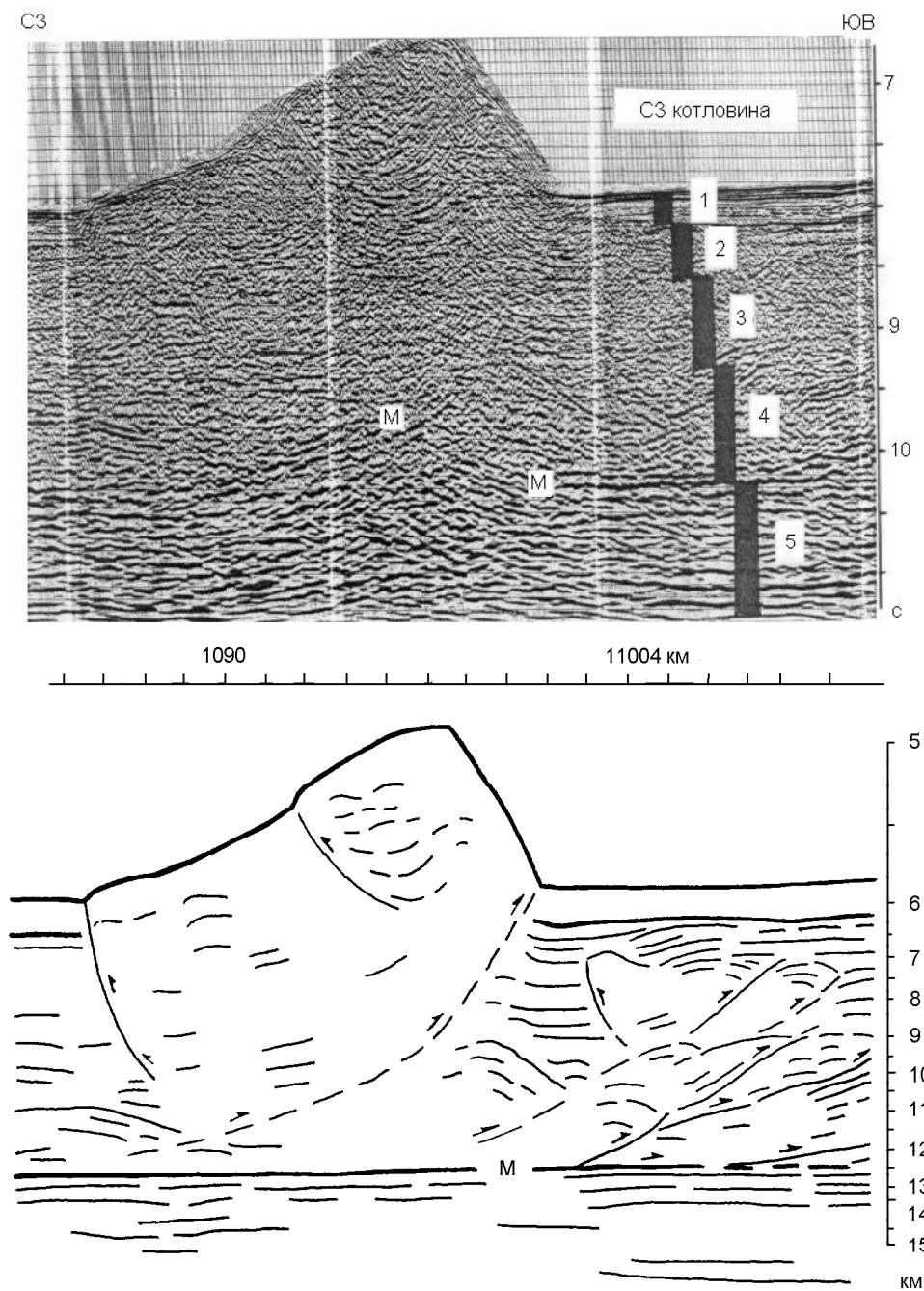


Рис. 11. Фрагмент временного разреза МОГТ в С3 котловине через надвиговую моноклиналиную гряду с глубинным разрезом внизу (статья 3 в [20]): М - деколлемент; 1-4,5 - аллохтон и автохтон соответственно: 1 - гемипелагиты среднего-позднего миоцена - плейстоцена, 2 - терригенно-кремнисто-карбонатный чехол (верхняя половина) поздней юры - мела и надстраивающий комплекс (нижняя половина) трапповой провинции, 3 - главный лавовый плащ мезозойской трапповой провинции, 4 - предположительно рифей-палеозойский чехол, 5 - предположительно докембрийская трапповая провинция. Прерывистые линии со стрелками - чешуйчатые надвиги и смещения по ним.

Существенные различия в амплитуде снижения скорости и ширине аномалии от сахалинских, в частности, Чайвинской газовой залежи (2 км на врезке рис. 10) и газовой “мульды” на рис. 9 (палеосуша Лорд-Хау), указывают на возможность открытия здесь газового месторождения-гиганта.

Таким образом, метод НСП на частотах 110-150 Гц пригоден для изучения не только геологического строения, но и нефтегазоносности дна Тихого океана (сейсмостратиграфия, сейсмические аномалии типа “залежь”).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Отметим основные результаты переинтерпретации данных НСП. Сопоставимые (2-3 км) мощности чехла на восточном борту трога и в Новокаледонской котловине [3] свидетельствуют о том, что до среднего плейстоцена здесь находился депоцентр (зона максимальных мощностей осадков) бассейна, ограниченного хребтами Лорд-Хау и Норфолк (рис. 3). Его инверсия и заложение трога в среднем плейстоцене (пасаденская орогения по Г. Штилле) одновременно с тихоокеанскими желобами [10, 11], судя по рис. 2б, 3, 9, были связаны со срывами (региональные надвиги) и скупиванием коры, причины которого остаются дискуссионными (конвергенция Австралийской и Тихоокеанской плит [6, 8, 17], задуговой спрединг [23]. С точки зрения [15], коровые чешуи с хребтами Лорд-Хау, Западный и Восточный Норфолк, Большой Водораздельный, Тонга-Кермадек-Маккуори, вероятно, образуют единый Австрало-Новозеландский покровный мегадуплекс. Их моноклинальное строение, в соответствии с рис. 11, позволяет предполагать срыв коровых чешуй к востоку - северо-востоку (рис. 2б), что ближе к модели в [15].

Узость, вытянутость и структурное положение Новокаледонской котловины [2, 8, 22, 23], (рис. 1а,3) перед фронтом надвига Лорд-Хау указывают на ее аналогию с глубоководным желобом, а хребта - с двойной островной дугой, внутреннюю вулканическую дугу которой образуют гайоты и хребет Дампьер вдоль его западного края [2, 22, 23, 27]. Судя по возрасту вулканогенных турбидитов скв. 593, система дуга-желоб существует по крайней мере с эоцена. С этой точки зрения низкоскоростной (3 км/с) фундамент северного фланга дуги (рис. 2б) можно трактовать как пакет покровов всяческого крыла надвига Лорд-Хау, сложенного осадочными отложениями депоцентра инверсированного позднемезозойского бассейна. Различие в асимметрии поперечных сечений Новокаледонской котловины и

трога Беллона (сравнить рис. 3, 4-6) позволяет предполагать, что последний заложился на стыке двух кулис дуги Лорд-Хау. Иначе, последняя эшелонирована по простиранию, что особенно заметно по батиметрии ее северного фланга [2, 6]. Тот факт, что Альпийский правый сдвиг с амплитудой мел-кайнозойских смещений от 70 до 480 км картирован только на Южном о-ве Новой Зеландии [4, 5], позволяет рассматривать его в составе динамопары (по А.И. Суворову) вместе с надвигом Лорд-Хау и/или как приповерхностное выражение последнего (скалчатый надвиг с цилиндрическим сместителем по Г.Д. Ажгирю в [11]).

Заполнение Новокаледонского бассейна осадками в позднем мелу - раннем плейстоцене происходило с юга, что согласуется с батиметрией одноименной котловины [2] и компенсированностью восточной ветви бассейна, выходящей к проливу Кука (рис. 1а). Его западная ветвь, обтекая выступ фундамента (южная кулиса дуги Лорд-Хау) в привершинной части плато Челленджер [3], проникала в район трога Беллона с депоцентром вдоль восточного борта. Зоны выклинивания бассейна опознаются на хребтах Лорд-Хау и Норфолк (рис. 3,6).

Яркий пример палеосуши (Дарвина вслед за [13]) в Тихом океане дает также профиль 114 в северо-восточном углу Восточно-Марианской котловины (рис. 12), на котором шероховатые сейсмофации прибрежной пустыни позднего (толща В) мела и облекающие их покровные лессы палеогена-низов миоцена (горизонт С) замещаются к югу от границы суша-море слоистыми, мелководно-морскими осадками эпиконтинентального Тетиса с углами падения от 2 (пустыня) до 50 минут (шельф и склон бассейна). Прибрежная пустыня прослежена вдоль этого профиля на 1000 км к северу до гор Мид Пасифик (статья 1 в [20]).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Резюмируя представленные в статье результаты переинтерпретации данных НСП в южной части хребта Лорд-Хау (Гасманово море), можно заключить:

- трог Беллона заложился в среднем плейстоцене на стыке двух кулис дуги Лорд-Хау вдоль западной ветви Новокаледонского осадочного бассейна с депоцентром (свыше 2 км) на его восточном борту и зоной выклинивания - на западном (палеосуша Лорд-Хау);

- инверсия бассейна и заложение трога вероятно связаны со срывом коровых чешуй к востоку - северо-востоку и с формированием Австрало-Ново-

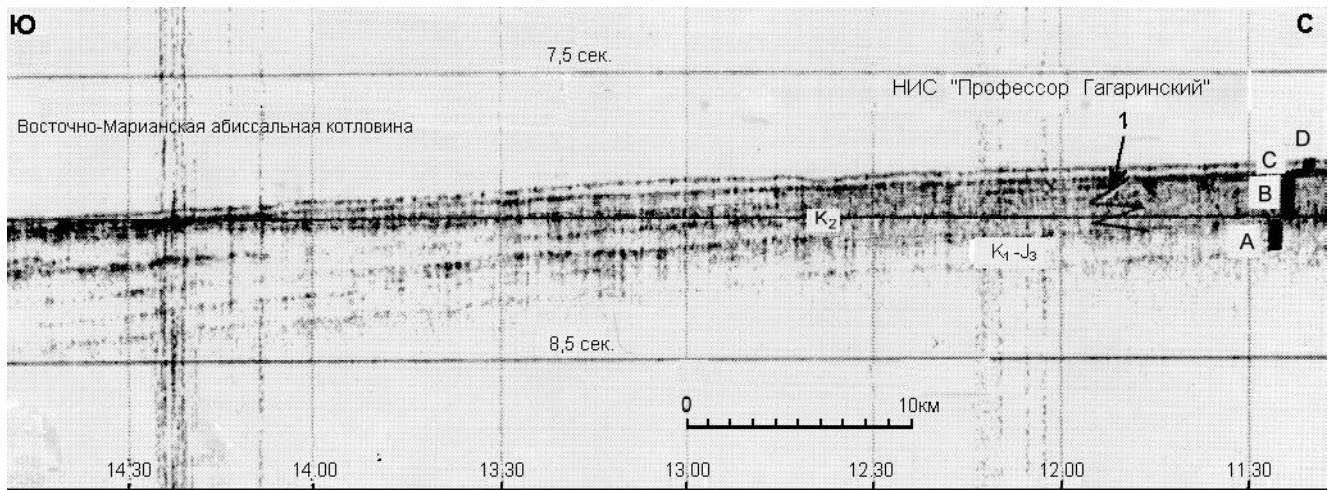


Рис. 12. Фрагмент профиля 114 в Восточно-Марианской котловине (статья 1 в [20]): А - карбонатная толща поздней юры - раннего мела, В - опаковый горизонт позднего мела, С - покровные лессы палеосуши Дарвина, D - неоген-четвертичные гемипелагиты, 1 - граница суша-море.

зеландского мегадуплекса между Большим Водораздельным и Тонга-Кермадек-Маккуори хребтами;

- залежи УВ на палеосуше Лорд-Хау предполагаются по сейсмическим данным в зоне выклинивания прибрежно-морских осадков позднего эоцена-раннего олигоцена и в элювиальных горизонтах денудационных останцов позднемелового пепелена.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антипов М.П. Тектоника неоген-четвертичного осадочного чехла дна Японского моря. М.: Наука, 1987. 85 с.
2. Батиметрическая карта Мирового океана. 1:10000000. М.: ГУГК при СМ СССР, 1977.
3. Бенц Ф. Геология южной части хребта Лорд-Хау, юго-западная часть Тихого океана // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 2. С. 242-254.
4. Буртман В.С. Новозеландская горизонтальная флексура и Альпийский сдвиг // Мезозойские и кайнозойские структурные зоны запада Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1965. С. 128-153.
5. Гриндли Дж. У. Новая Зеландия // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977. Т. 2. С. 11-46.
6. Дюбуа Ж., Равен К., Обертен А. и др. Континентальные окраины вблизи Новой Каледонии // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 2. С. 226-241.
7. Жигулев В.В., Пушин И.К., Старшинова Е.А. и др. Геолого-геофизические исследования юго-западной части Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1988. 44 с.
8. Кац Г. Р. Континентальные окраины в юго-западной части Тихого океана // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 2. С. 255-274.
9. Кеннет Дж.П. Морская геология. В 2-х т. М.: Мир, 1987. 781 с.
10. Ломтев В.Л. Методы датирования глубоководных желобов // Геология дна Тихого океана и зоны перехода к Азиатскому континенту. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 105-111.
11. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток: ДВО АН СССР, 1985. 141 с.
12. Ломтев В.Л., Савицкий В.О., Кругляк В.Ф. Геологическое строение, история геологического развития и направление нефтепоисковых работ в северной части Татарского пролива // Геология и стратиграфия кайнозойских отложений Северо-Западной Пацифики. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. С. 63-69.
13. Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 274 с.
14. Обстановки осадконакопления и фации. В 2-х т. М.: Мир, 1990. 732 с.
15. Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л. Покровная структура курильского фронта деформации Охотоморской плиты Евразии // Тихоокеан. геология. 1996. Т.15, № 1. С. 60-66.
16. Пушаровский Ю.М., Афремова Р.А. Очерк тектоники Новогвинейско-Новозеландского сектора Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца // Мезозойские и кайнозойские структурные зоны запада Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1965. С. 85-127.
17. Пушин И.К. Скучивание океанической коры в разных тектонических условиях // Геология дна Тихого океана и зоны перехода к Азиатскому континенту. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 22-26.
18. Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра, 1984. 251 с.
19. Сейсмическая стратиграфия. В 2-х ч. М.: Мир, 1982. 846 с.

20. Структура и вещественный состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана. Статьи 1, 3 // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. 1997. Т. 4. 178 с.
21. Толковый словарь английских геологических терминов. М.: Мир, 1978. Т. 2. 588 с.
22. Удинцев Г.Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука. 1972. 394 с.
23. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Океаны. Синтез. М.: Недра, 1985. 292 с.
24. Хведчук И.И., Агеев В.Н., Рабей И.В. и др. Прогнозирование нефтегазоносности на акваториях. М.: Недра, 1988. 168 с.
25. Энциклопедия региональной геологии мира. Л.: Недра, 1980. 511 с.
26. Burns R.E., Andrews J.E. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, V. 21. Washington: U.S. Government Printing Office. 1973. 931 p.
27. Cullen D.J. A tectonic analysis of the South-West Pacific // New Zealand Jour. of Geol. and Geoph., 1970. V. 13, N 1. P. 7-20.
28. Kennet J.P., Von der Borch C. et al. Initial Core Descriptions of the Deep Sea Drilling Project, Leg 90. Tasman Sea. California, 1983. 275 p.
29. Kennet J.P., Houtz R.E. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, V. 29. Washington: U.S. Government Printing Office. 1974. 1197 p.
30. Kroenke L.W., Dupont J. Subduction-obduction: a possible north-south transition along the west of the Three Kings Ridge // Geo-Marine Letters. 1982. V. 2, N 1. P. 11-16.

Поступила в редакцию 16 января 1998 г.

Рекомендована к печати К.Ф. Сергеевым

V.L. Lomtev, V.E. Kononov, V.N. Ageev

New data on the structure of the southern Lord Howe Ridge (the Tasman Sea)

The structure of the Bellona trough area is analysed from continuous seismic and drilling data. Seismostratigraphy, seismofacies, and depositional environments are investigated. Oil and gas fields are supposed in coastal Late Eocene-Early Oligocene sediments and eluvial horizons of the paleoland buttes. Manifestations of a giant gas field have been recorded near the southern Shatsky Rise and Darwin paleoland in northeastern East Marianna basin by continuous seismic data.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

УДК 551.42 (571.56+571.65)

ПЛИОЦЕНОВЫЙ ЦИКЛ ГОРООБРАЗОВАНИЯ ХРЕБТА ЧЕРСКОГО (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

В.Б. Спектор*, Н.Т. Бакулина, Л.П. Аносова***

*Институт мерзлотоведения СО РАН, г. Якутск

**Геолком, Республика Саха (Якутия), г. Якутск

Хребет Черского в течение плиоцена пережил горообразовательный цикл, который начался с интенсивных восходящих движений, сопровождавшихся гравитационными покровами и надвигами, а также складчатыми деформациями миоценовых и более древних отложений, и завершился снижением рельефа и формированием региональной поверхности выравнивания. Этот вывод получен на основании анализа фаций и мощностей неогеновых отложений территории центральной части хр.Черского и смежных с ним Момской и Верхне-Нерских впадин. Имеющиеся геологические и геоморфологические данные позволяют сделать вывод, что снижение и выравнивание поверхности хребта во второй половине плиоцена происходило главным образом за счет изостатического погружения и в меньшей степени - за счет эрозионного и ледникового среза и аккумуляции осадков.

Ключевые слова: Северо-Восток России, хр. Черского, горообразование, поверхность выравнивания, плиоцен.

ВВЕДЕНИЕ

Динамика горообразования Верхояно-Колымской горной страны на протяжении ста лет остается одной из наиболее интересных и наименее изученных проблем территории Северо-Востока России. Существующие представления о времени начала горообразования, числе горообразовательных циклов, темпах поднятия и снижения гор основаны на геологических и геоморфологических данных, сбором и анализом которых занимались несколько поколений ученых: И.Д. Черский, Д.М. Колосов, М.Д. Эльянов, Н.А. Шило, Ю.П. Баранова, И.П. Карташова, А.П. Валпетер, Ю.Н. Трушков, Б.А. Онищенко, И.А. Резанов, А.А. Наймарк, О.В. Кашменская, З.В. Хворостова, Г.Ф. Лунгерсгаузен, Р.О. Галабала, Л.М. Натапов, Г.Ф. Уфимцев, В.С. Имаев и многие другие.

Исследования, проведенные нами в течение последних 15 лет, охватили центральную часть Верхояно-Колымской горной страны - горную систему Черского и ее наиболее высокий сегмент (рис. 1). Здесь основными морфоструктурными элементами являются: хр. Улахан-Чистай, совпадающий с осевой частью горной системы Черского, смежная с

ним Момская впадина, расположенная к северо-востоку, и небольшие внутригорные впадины на юго-западных предгорьях хребта: Джелканская, Бугчанская, Малык-Сиенская, Делянкиро-Худжахская, Момонтайская и др. Значительная часть пространства занята плоскогорными участками - реликтами поверхности выравнивания с маломощным чехлом плиоценовых отложений. Особенности рельефа и неогеновых отложений рассматриваемого региона показывают, что здесь имел место плиоценовый горообразовательный цикл, в течение которого было образовано горное сооружение, а в конце плиоцена в течение 2 млн лет была сформирована поверхность выравнивания (ПВ). Последняя была деформирована в четвертичное время в современном горообразовательном цикле.

Относительно наличия в Верхояно-Колымской горной стране "исходного пенеплена" и его возраста существуют различные точки зрения. Многие исследователи (Д.М. Колосов, М.Д. Эльянов, Н.А. Шило, Ю.П. Баранова, И.П. Карташова, А.П. Валпетер, Ю.Н. Трушков, Б.А. Онищенко и др.) придерживаются взглядов о присутствии здесь единой исходной ПВ, в то время как другие выделя-

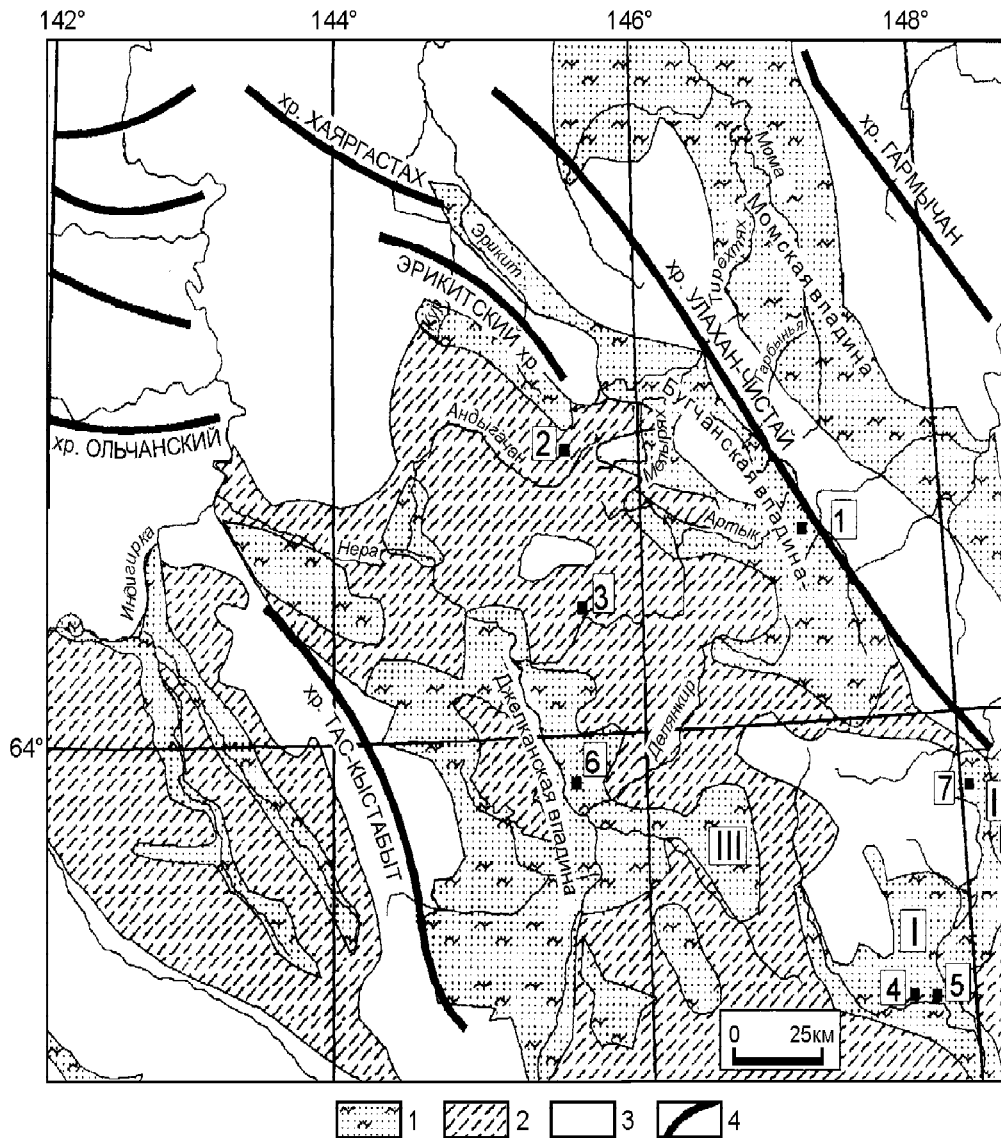


Рис.1. Геоморфологическая схема центральной части горной системы Черского и смежных территорий.

Участки распространения поверхности выравнивания: 1 - с миоценовым и плиоценовым покровом, 2 - с плиоценовым покровом, 3 - в существенной степени разрушенной без рыхлого покрова. Римскими цифрами обозначены впадины: I - Мамлык-Сенская, II - Момонтайская, III - Делянкиро-Худжахская. Арабскими цифрами обозначены местоположения опорных разрезов, изображенных на рис. 2.

ют в Верхояно-Колымской горной стране несколько ПВ, которым в рельефе отвечают несколько ярусов рельефа (И.А. Резанов, А.А. Наймарк, С.А. Лебедев, З.М. Хворостова, О.В. Кашменская и др.). С этой точкой зрения трудно согласиться. Как справедливо отметил Д.А. Тимофеев [21], в подобных случаях более уместно говорить об уровнях рельефа, а не о ярусах. Уровни же рельефа в пределах Верхояно-Колымской горной страны выдержаны лишь на небольших расстояниях, и перепады в их высоте вполне могут трактоваться как участки некогда единой "исходной" поверхности, поднятые на разную высоту

новейшими движениями. В настоящее время появляется все больше фактов нахождения на разных уровнях отложений плиоценового возраста, вероятно отражающих существование здесь единой последней, плиоценовой, ПВ. Более древние (миоцен и древнее) толщи кайнозоя Верхояно-Колымской горной страны сохранились только в межгорных и внутригорных впадинах. Здесь они дислоцированы в большей или меньшей степени и срезаны плиоценовой поверхностью выравнивания. По мнению авторов, рассматриваемая горная страна возникла в позднем мезозое и в течение кайнозоя развивалась

полициклически, проходя в течение цикла путь от горного сооружения до выровненной поверхности. В результате сохранилась лишь последняя ПВ, играющая роль “исходного” пенеппена по отношению к плейстоценовому горообразованию. Возраст этой “исходной” поверхности выравнивания нередко удревняется и предполагается поздний мел-палеогеновым или палеогеновым, олигоцен-миоценовым (А.П. Валпетер, С.А. Лебедев, И.П. Карташов), миоцен-плиоценовым или же полагается относительно молодым - плиоценовым и плиоцен-четвертичным (Ю.П. Баранова, С.Ф. Бискэ, Н.А. Шило, М.Д. Эльянов и др.). Ю.П. Баранова и С.Ф. Бискэ [2] считают, что ПВ в регионе имеет скользящий возраст.

Как показывают собранные авторами материалы, в качестве “исходного пенеппена” в центральной части хр. Черского выступает плиоценовая региональная Чистайская ПВ. Первое упоминание об этой поверхности мы находим еще у И.Д. Черского [25], который при пересечении наиболее высоких участков Верхояно-Колымской горной страны заметил, что высоко в горах распространены обширные открытые (“чистые”) выровненные ландшафты, откуда и происходит название местности Улахан-Чистай. Поверхность эта перекрывает комплекс грубообломочных плиоценовых осадков (мельтехскую свиту). Эти грубообломочные толщи указывают на одновременное с ними существование высокого и обширного горного сооружения, которое занимало пространство современного хр. Улахан-Чистай и в конце плиоцена исчезло при формировании последней ПВ. Ниже толщи грубообломочных отложений в ряде мест можно видеть позднемиоценовые лигнитоносные песчано-алевритистые отложения.

ВОЗРАСТ ОТЛОЖЕНИЙ, КОРРЕЛЯТНЫХ ОСНОВНЫМ СОБЫТИЯМ ПЛИОЦЕНОVOГО ГОРООБРАЗОВАТЕЛЬНОГО ЦИКЛА

Началу плиоценового горообразовательного цикла, предшествовало накопление толщ мощных (многие десятки метров) песчано-алевритистых, насыщенных лигнитизированными растительными остатками осадков. Во внутригорной Бугчанской впадине хребта Улахан-Чистай “предороженному” времени отвечает тирехтяхская свита, которой в бассейне р. Неры (Джелканская впадина) соответствует верхняя часть джелканских слоев, а в Делянкиро-Худжахской, Момонтайской и Малык-Сиенской впадинах - позднемиоценовые нерасчлененные отложения (рис. 2). Возраст упомянутых выше толщ установлен на основании растительных остатков и характерного палинокомплекса - ПК-1. Особенностью палинокомплекса является высокое содержание пыльцы древесно-кустарниковых растений, где ос-

новную роль играют голосеменные (30-80%). В составе голосеменных установлены темнохвойные *Picea* sect. *Eupicea* (3,4-8%), *P. sect. Omorica* (до 5%), *P. sect. Tobolica* (ед.), *Tsuga* cf. *canadensis* (3-8%), *T. crispata* (ед.), *Larix* (до 5%), *Abies* (до 3%), *Cedrus* (ед.) и светлохвойные - несколько видов гаплоидных (20-30%) и диплоидных (5-13%) сосен. Отмечаются единичные пыльцевые зерна *Taxodiaceae-Cupressaceae*, *Gliptostrobus*. Пыльца покрытосеменных представлена *Alnus* (3-28%), *Betula* (2-20%) и их кустарниковыми формами: *Alnaster* (0-7%), *Betula* (0-12%), *Salix* (0-3%). Пыльца термофильных листопадных пород (5-8%) представлена *Corilus* (3%), *Myrica* (до 4%), единичными пыльцевыми зернами *Comptonia*, *Juglans*, *Castanea*, *Quercus*, *Ilex*, *Ulmus* и др. В недревесной группе (1-7%) постоянно присутствует пыльца верескоцветных и незначительно - трав. В споровой группе (15-25%) преобладают представители сфагновых мхов и кочедыжниковых папоротников, реже встречаются споры сибирских плаунков, печеночников, зеленых мхов, плаунов и др. Охарактеризованный комплекс имеет много общих черт с палинокомплексом верхнемиоценовых отложений Северо-Востока [5, 24]. Такой же палинокомплекс установлен и в верхнемиоценовых отложениях Джелканской впадины, где найдены остатки семенной флоры, свидетельствующие о позднемиоценовом возрасте вмещающих отложений (определения В.И. Дорофеева, [1]).

Выше, на деформированных верхнемиоценовых джелканских слоях с угловым несогласием, на разных горизонтах залегает толща “красно-бурых галечников”. Резкие отличия красно-бурых галечников от выполнения впадин отметила еще Ю.П. Баранова, которая предлагала исключить их из состава выполнения впадин и считать “маркирующим горизонтом для верхнеплиоценовых-нижнечетвертичных отложений горной области Северо-Востока” [2, с. 63]. Стратотипический разрез “красно-бурых галечников” мощностью около 20 м был изучен вблизи устья р. Делянкир С.С. Воскресенским и др. [7, 8], где было отмечено залегание галечников с резким переходом и размывом на миоценовых отложениях делянкирской свиты и охарактеризованы их основные особенности: присутствие значительного количества гравия и песка, ожелезнение; уменьшение крупности гальки и количества ее вверх по разрезу. Исследователи отмечают косослоистость отложений, чередование пачек галечников русловых фаций с песчано-суглинистыми пачками мощностью до 1 м, относящимися к пойменным фациям. Весьма характерна высокая степень окатанности материала и сильное ожелезнение, особенно в нижней части разреза. Отмечается присутствие в основании горизонта признаков активного эрозионного вреза [8], под-

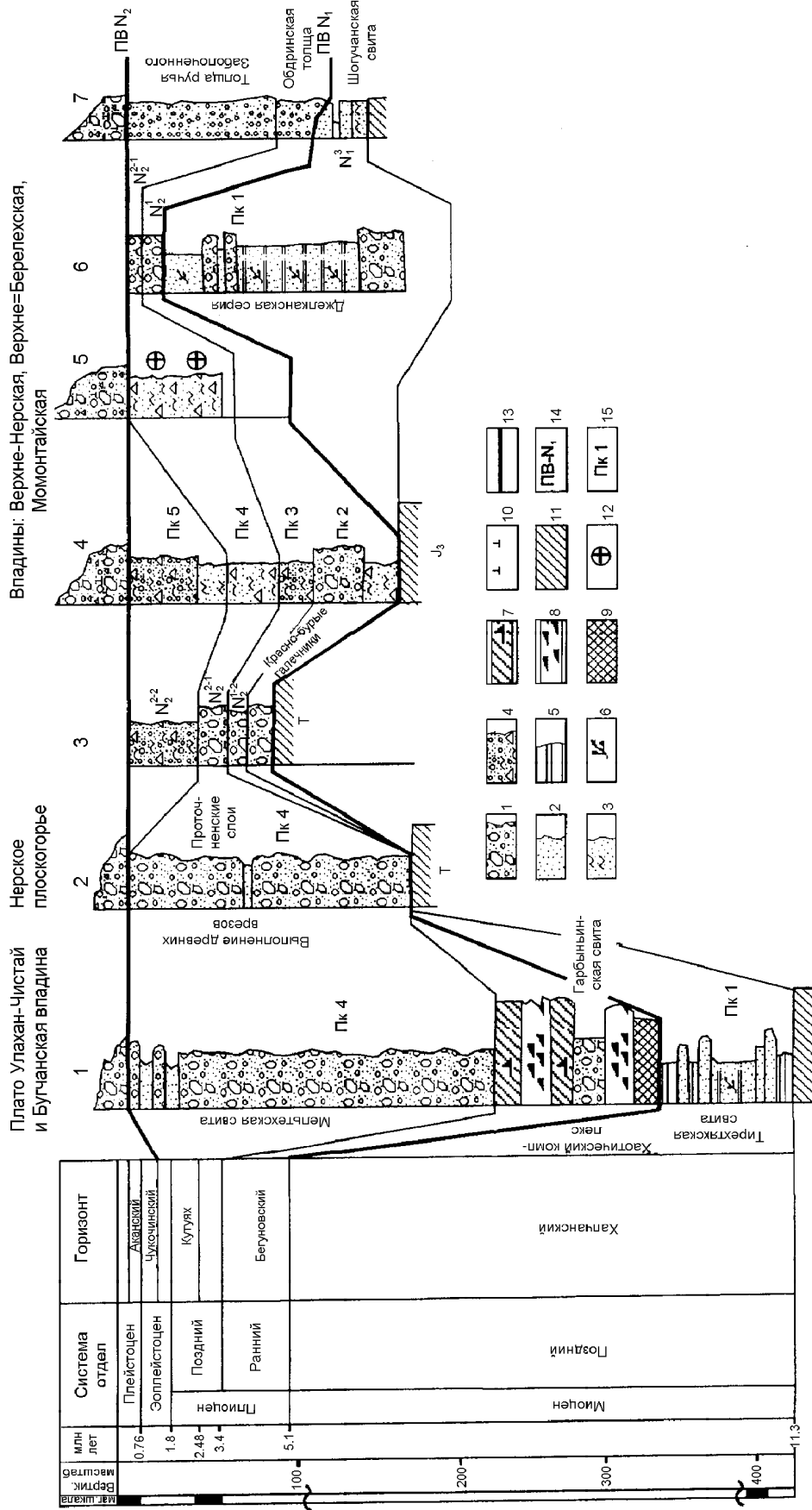


Рис. 2. Схема сопоставления опорных разрезов позднего кайнозоя центральной части горной системы Черского и смежных территорий.

1 - галечники и валунники с песчаным заполнителем; 2 - пески; 3 - суглинки; 4 - суглинки со щебнем и песком (конгломератные отложения); 5 - прослой алевритов; 6 - лигнитизированные растительные остатки; 7 - покровные литопласты коренных пород; 8 - ориентированные брекчи скольжения; 9 - гидрозрывные брекчи; 10 - включения льда; 11 - коренные породы (автохтон); 12 - пункты определения и знак вектора намагниченности кайнозойских отложений; 13 - корреляционные линии поверхностей выравнивания; 14 - возраст поверхностей выравнивания; 15 - местоопределение и номер палинокомплексов. Опорные разрезы: 1 - верховья р. Гарбыня [20]; 2 - верховья р. Андыгычан (Покидов, 1972 г., ПГО "Якутскгеология"); 3 - среднее течение р. Артык (по данным Спектора В.Б. и Терских С.Н., 1985 г.); 4 - верхнее течение р. Берелех (по данным [6,10]); 5 - там же (св. 116, по данным [11]); 6- Джелканская впадина (по данным В.Б. Спектора, С.Н. Терских, Н.Т. Бакулиной); 7 - Момонтская впадина (по данным [22]).

тверждаемого также и увеличением содержания устойчивых минералов в тяжелой фракции отложений. По мнению исследователей, аутигенные минералы указывают на климатические условия более суровые, нежели существовавшие при формировании подстилающих миоценовых осадков.

Содержащийся в них палинокомплекс (ПК-2) характеризуется господством древесно-кустарниковой группы (50-70%) и низкими содержаниями пыльцы недревесной группы растений (3-12%) и спор (10-30%). Древесно-кустарниковая группа представлена разнообразными гаплоидными соснами (10-25%), среди которых чаще отмечается пыльца *Pinus* subgen. *Haploxylon*, *Pinus* sect. *Cembrae*; диплоидными соснами (до 10%), в том числе *P. aff. silvestris*, елями (до 12%) - *Picea* sect. *Eupicea*, *P. sect. Omorica*, *P. sp.*, тремя видами лиственницы (до 4%), *Tsuga* (1-10%) - *T. aff. canadensis*, *T. aff. diversifolia*, *T. sp.*; спорадически - пыльцой кедрового стланика и пихты. Из мелколиственных покрытосеменных отмечается пыльца березы высокоствольной (7-20%), причем морфологически разнообразной (до 5 видов), ольхи (1-10%). Заметна пыльца кустарниковых форм берез (1-10%) и ольховника (1-10%). Пыльца термофильных покрытосеменных встречается редко (0-2%) и представлена *Corilus*, *Mirya*, *Carpinus*, реже *Juglans*, *Ulmus*, *Tilia*, *Diervilla*. Среди пыльцы недревесных растений чаще отмечаются злаковые, реже - осоковые, верескоцветные; в споровой группе встречаются кочедыжниковые папоротники (до 7%), сфагновые мхи (до 4%), сибирские плаунки (до 5%), реже отмечаются споры зеленых мхов, плаунов, изредка - споры плаунка кроваво-красного. Вывод о раннеплиоценовом возрасте приведенного палинокомплекса основан на сходстве его с палинокомплексом бегуновской свиты [16, 17], где определены остатки раннеплиоценовых растений и установлен отрицательный вектор намагниченности, характеризующий магнитную зону Гильберт (5,1-3,4 млн лет). По этим данным и стратиграфическому положению, вмещающие данный палинокомплекс отложения относятся, скорее всего, к первой половине раннего плиоцена (5,1-4,3 млн лет).

Следующий стратиграфический горизонт установлен в Артыкском обнажении над слоями "красно-бурых галечников" и представлен мелким галечником, размером галек до 5 см, переходящим вверх по разрезу в гравийник галечный, ритмично-и косошлой; среди галек относительно часто встречаются окатанные обломки гранитов, эффузивов среднего состава. В верхней части горизонта преобладают линзовидношлойные гравийные, плохо сортированные пески мощностью 0,5-1,0 м. Мощность горизонта несколько метров. Он охарактеризован палинокомплексом 3 (ПК-3). Количественные

соотношения основных групп растительности примерно такие же, как и в вышеописанном палинокомплексе 2: древесно-кустарниковая - 50-80%, недревесная группа - 17,8%, споры - 10-25%. Но внутри групп отмечаются некоторые изменения. Количество голосеменных (15-25%) сокращается в два раза, но видовой состав их почти полностью сохраняется: *Pinus* subgen. *Haploxylon* (три вида), *P. subgen. Diploxylon*, *Picea* sect. *Eupicea*, *Larix* (два вида), *P. pumila*. Кроме того, отмечается пыльца *Tsuga* (1,6%). Количество пыльцы мелколиственных увеличивается до 40%, против 7% в палинокомплексе 2. Это пыльца высокоствольных берез (8,4%) ольховника (14,5%), кустарниковых берез (10,9%), ольхи (1,6%). Из термофильных растений (0-1,5%) присутствует пыльца *Corylus*, *Myrica*, *Elaeagnus*. Недревесная группа (0-1,5%) в основном представлена верескоцветными (8,8%), из разнотравья чаще отмечается пыльца злаковых, гвоздичных, реже - лютиковых, кипрейных, валериановых, иногда пыльца *Claytoniella vassilievii*, растения американского происхождения. По данным Б.А. Юрцева [27], они начали расселяться на Северо-Востоке Азии во второй половине раннего плиоцена. Среди споровых растений выделяются разнообразием сфагновые мхи (4 вида - 3,6%), кочедыжниковые папоротники (4,3%), реже встречаются зеленые мхи (2,4%), сибирские плаунки (два вида, 1,2%), единичны споры лесных (*Lycopodium complanatum*, *L. clavatum*) и горных (*L. alpinum*, *L. pungens*) видов плаунов, спор *Osmunda*, *Cryptogramma*, *Botrychium*. Этот комплекс характерен для хвойно-мелколиственной таежной растительности. Изменения в составе комплекса, по сравнению с предшествующим, указывают на относительное обеднение флоры, произошедшее к концу раннего плиоцена, когда на смену лесам с заметным участием темнохвойных пород приходят лиственничники и березняки. Охарактеризованный палинокомплекс сходен с палинокомплексом 2, но, с учетом характера его изменений и стратиграфического положения вмещающих отложений, возраст рассматриваемой толщи можно определить второй половиной раннего плиоцена (4,3-3,5 млн лет).

Еще более высокий стратиграфический уровень представлен в рассматриваемом регионе нижней, большей по мощности, частью мельтехской свиты (хр. Улахан-Чистай) и проточненскими слоями (во впадинах и плоскогорных участках), охарактеризованными палинокомплексом 4 (ПК-4). Свита сложена ледниковыми образованиями - скоплениями валунов и глыб, галек и щебня эффузивов, песчаников и алевролитов с глинисто-песчаным заполнителем, снесенных со стороны хребта Улахан-Чистай. Породы слабо деформированы. Отмечается характерный охристо-желтый цвет осадков, который

отличает их от перекрывающих четвертичных отложений, имеющих серый цвет. Мощность свиты достигает 500 м. В основании свиты наблюдаются эрозионные врезы амплитудой в несколько десятков метров, а иногда - до 100 м. Проточненская свита сложена песками с прослоями галечников, щебнистых суглинков и супесей мощностью около 20 м.

Палинокомплекс свидетельствует о продолжающемся обеднении лесной растительности. Здесь снижается роль древесно-кустарниковых растений, увеличивается содержание пыльцы кустарничков и травянистых растений и спор. Среди пыльцы мелколиственных древесных пород (до 10%) определена пыльца древовидных берез, причем морфологическое разнообразие пыльцы сокращается, единично отмечается пыльца ольхи, из голосеменных в небольшом количестве отмечается пыльца лиственницы (ед. - 7,0%), сосен гаплоидных до трех видов (1,7-3,0%), единичны пыльцевые зерна пихты, ели, диплоидных сосен, сосны обыкновенной. Кустарниковые формы представлены березками (0,1-1,6%), ольховником (ед. - 6%), ивой (ед.), кедровым стлаником (ед. - 6,7%). Из термофильных мелколиственных растений единично отмечается пыльца лещины. В недеревянной группе увеличивается количество пыльцы осок (до 16%), довольно много злаков (5,0-14,2%), полыней (5,1-6,3%), верескоцветных (4-9%), различного разнотравья: лютиковых, гвоздичных, кипрейных, сложноцветных и др. Единично отмечается пыльца *Saussurea* sp., *Linnea borealis* и др. В группе спор определены сфагновые мхи (до 8 видов - 1,7- 8,0%), зеленые мхи (6,1-28,4%), сибирские плаунки (ед.-5%), плаунок кроваво-красный (*Selaginella sanquinolenta*), папоротники (4,2-5,7%), в том числе единично отмечены *Polypodiaceae virginianum*, *P. vulgare* и другие бугорчатые виды; встречаются единично споры лесных и горных видов плаунов. Комплекс указывает на преобладающую роль открытых безлесных пространств со слабым участием лесных сообществ, приспособленных к суровым климатическим условиям. Такие условия можно охарактеризовать как переходные от таежных к тундровым. Рассмотренный выше палинокомплекс близок палинокомплексам самой верхней части слоев кутуях (слои "д" и "е") [17], которые относятся к первой половине позднего плиоцена, приблизительно 3,5-2,8 млн лет.

Венчает разрез плиоцена в хр. Улахан-Чистай верхняя часть мельтежской свиты, на плоскогорьях - слои, залегающие над проточненскими в Артыкском обнажении, в межгорных впадинах - отложениями позднего плиоцена и эоплейстоцена в Малык-Сиенской и Момонтайской впадинах [6, 10-12], охарактеризованными палинокомплексом 5 (ПК-5). Комплекс имеет некоторые общие черты с нижне-

олерской подсвитой, относящейся к чукочинскому горизонту эоплейстоцена [17, 18]. Для него характерно резкое преобладание пыльцы травянистых группировок (30-50%) и спор (20-30%) над пылью древесно-кустарниковых (11-25%) растений. В группе трав ведущая роль принадлежит пыльце злаков (5-14%), осок (до 16%), полыней (5-10%), гвоздичных (до 8%), меньше другого разнотравья, в меняющихся количествах (1-13%) присутствуют верескоцветные.

Споровая группа, в основном, представлена несколькими видами сфагновых мхов (до 8%), зелеными мхами (6-28%), кочедыжниковыми папоротниками (4-6%), сибирским плаунками (до 5%), единично отмечаются споры плаунка кроваво-красного, плаунов. Древесно-кустарниковая группа характеризуется преобладанием кустарниковых растений: ольховник (ед.-8%), березки мелкие (ед.-5%), ива (ед.), кедровый стланик (ед.-8%). Из древовидных форм отмечается пыльца лиственницы (ед.-3%), березы (ед.-2%), гаплоидных сосен (ед.-3%), единично встречается пыльца ели, пихты, сосны обыкновенной, ольхи. В стратотипическом обнажении на р. Колыме этот горизонт характеризуется отрицательной намагниченностью и ограничивается возрастными рамками 1-0,75 млн лет.

ФАЗЫ ГОРООБРАЗОВАТЕЛЬНОГО ЦИКЛА

В позднем миоцене, в предшествующее плиоценовому горообразованию время, в регионе, вероятно, существовала *региональная поверхность выравнивания*. Этой динамической обстановке соответствуют в горах - тирехтяжская свита, а в отдельных впадинах предгорий - нерасчлененные позднемиоценовые отложения или локально распространенные толщи (джелканская свита, шогучанская свита и др.). В рассматриваемом регионе в позднем миоцене выделяются три фациальные полосы. Первая полоса, аккумулятивных равнин и остаточных возвышенностей, совпадает с полем распространения тирехтяжской свиты, которая протягивается в виде широкого пояса (30-50 км) вдоль юго-западных склонов хр. Улахан-Чистай. Здесь свита поднимается до отметок около 1600 м. Она сложена озерно-аллювиальными образованиями, которые отлагались на месте современного хр. Улахан-Чистай. В редких случаях отмечается присутствие грубообломочных образований, которые образуют скопления, напоминающие пролювиальные конусы. По всей вероятности, эти образования указывают на существование невысоких (несколько сот метров) остаточных возвышенностей, осложнявших выровненный ландшафт. Мощность тирехтяжской свиты не превышает 100 м. Примечательно, что в глинистой фракции отложений свиты присутствует каолин и монтмо-

риллонит. Это указывает на относительно (по сравнению с последующими эпохами) теплый и влажный климат и химическое выветривание коренных пород.

Вторая фациальная полоса, высоких равнин, шириной около 50 км, протягивается параллельно первой далее к юго-западу - западу. Здесь, в верховьях правых притоков р. Неры (Делянكير, Артык, Андыгычан и др.), на площади современного Черского плоскогорья, под покровами плиоценовых отложений встречены структурные коры выветривания - белые, желтые, оранжевые рыхлые глинистые образования, развивающиеся на дислоцированных триасовых и юрских алевролитах и песчаниках. Не исключено, что коры выветривания имеют возраст более древний, чем позднемиоценовый. Эта полоса может характеризовать высокую равнину или низкое плато.

Третья фациальная полоса, низких аккумулятивных равнин, шириной 50-75 км, огибает с трех сторон хр. Улахан-Чистай и образована широкими полями выходов позднемиоценовых отложений, выполняющих Джелканскую, Делянкиро-Худжахскую, Момонтайскую и Малек-Сиенскую впадины. Позднемиоценовые толщи этих впадин представлены песками, реже - галечниками с пластами алевритов. Характерны обильные включения лигнитизированной древесины и хорошо сохранившихся растительных остатков. Мощности толщи достигают нескольких десятков метров.

Как видно из изложенного, в позднем миоцене в рассматриваемом регионе происходило накопление аллювиальных или озерно-аллювиальных отложений; как источник сноса в это время горная система Черского и хр. Улахан-Чистай проявлялись очень слабо и не были морфологически выражены. Это позволяет предполагать, что на площади современного хр. Улахан-Чистай, так же как и на смежных территориях, существовала полигенетическая поверхность выравнивания. Поверхность была морфологически неоднородной. Над средним ее уровнем возвышались остаточные высоты амплитудой до нескольких сот метров. Средний уровень поверхности был близок к базису денудации, который, вероятно, располагался на отметках, как и в настоящее время, около 400 м.

После эпохи позднемиоценового выравнивания, отвечающей фазе "дряхлости" [28], в плиоценовом цикле отчетливо выделяются: 1) фаза резкого поднятия, соответствующая стадии "юности"; 2) фаза равномерного поднятия, которую можно отнести к стадии "зрелости"; 3) фаза снижения рельефа, закончившаяся образованием региональной Чистайской ПВ, которую можно сопоставить с "переходной" фазой В. Дэвиса; 4) заключительная фаза,

сопоставимая со стадией "дряхлости" рельефа (рис. 3). В настоящее время территория переживает состояние, соответствующее фазе подъема ("юности") следующего, четвертичного, горообразовательного цикла. Приблизительно такая картина восстанавливается в результате анализа форм рельефа и осадочных толщ, коррелятивных эпохе планации, разрезы которых установлены на всем пространстве рассматриваемого региона. Момская впадина выходит за рамки исследованного района, но можно отметить, что миоценовые и, особенно, плиоценовые отложения в Момской впадине характеризуются относительно грубым составом по сравнению с отложениями, наблюдаемыми во впадинах на юго-западных предгорьях хребта.

I фаза плиоценового цикла - резкого подъема - ознаменовалась образованием четырех фациальных зон: а) горных сооружений, б) подгорных впадин, в) высоких денудационных равнин или плато, г) аккумулятивных равнин (рис 3).

Горные сооружения занимали территорию, примерно совпадающую с современным хребтом Улахан-Чистай. Высоту раннеплиоценового хребта можно реконструировать по составу отложений, выполняющих подгорную Бугчанскую впадину. Во впадине в этот период формируется хаотический комплекс и тектонические покровы [20]. В месте расположения корней покрова (центральная часть хр. Улахан-Чистай) в основании аллохтона наблюдается сгущение наклонных трещин и интенсивный будинаж, указывающие на горизонтальное растяжение, а на фронте покрова - сложные складки, свидетельствующие о горизонтальном сжатии. Покров, скорее всего, имеет тектоно-гравитационную природу. Его движение началось при относительно пологих (до 30°) углах наклона сколовых трещин, переходящих в трещины скольжения, при относительно слабо расчлененном рельефе. Для образования сколового разрыва под поверхностью склона нормальное давление в сечении должно преодолеть предел прочности на скалывание в условиях свободного скольжения нижнего края блока. Для песчаников условно-мгновенная прочность на скалывание составляет 750 кг/см², а для глинистых сланцев - 260 кг/см². Поскольку плотность пород составляет около 2,5 г/см³, то необходимое давление должно создаваться высотой столба пород 750×10³: 2,5 = 3000 м для песчаников и около 1000 м для глинистых сланцев.

Так как корни покровов располагаются среди верхнеюрских туфогенных песчаников, можно предполагать, что относительная высота хребта была около 3000 м, хотя не исключено, что формирование хребта началось и при значительно меньших относительных высотах. Мы не видим среди отложений подгорного комплекса рассматриваемого этапа лед-

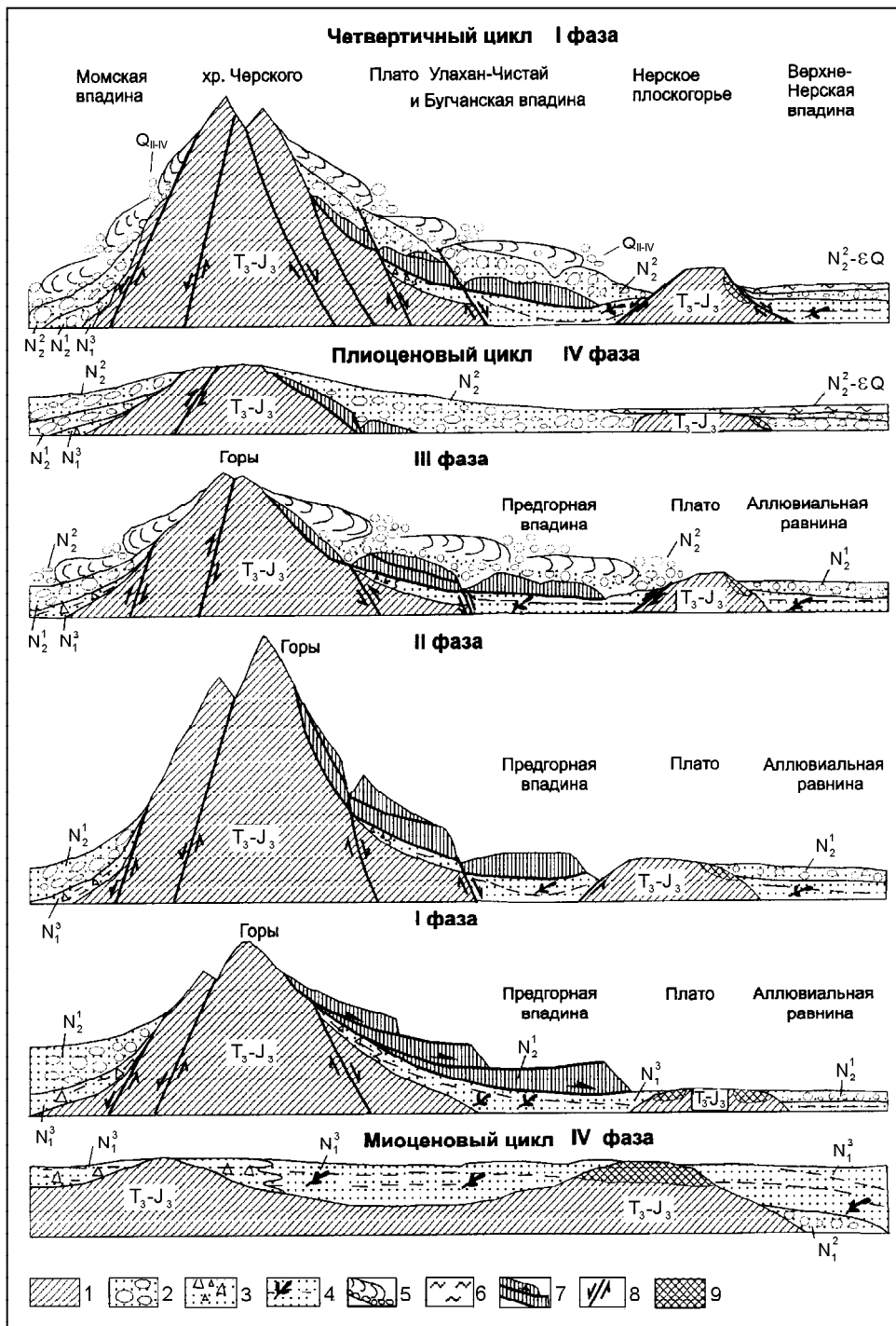


Рис 3. Схема эволюции центральной части горной системы Черского в течение плиоценового горообразовательного цикла.

1 - коренные породы: алевролиты, аргиллиты, песчаники поздне триасового - позднеюрского возраста; 2 - горный аллювий - валунники, галечники; 3 - элюво-делювий - щебнисто-суглинистые образования; 4 - равнинный аллювий - лигнитонные глинисто-песчаные отложения; 5 - льды и моренные отложения; 6 - озерно-аллювиальные отложения; 7 - гравитационно-тектонические покровы; 8 - разломы; 9 - коры выветривания.

никовых образований, что позволяет размещать верхний высотный предел хребта ниже снеговой линии. Климатические особенности региона первой половины плиоцена, реконструированные по палинокомплексу, соответствовали современной широте 55°, в условиях которой абсолютная высота снеговой линии составляет около 3,2 км.

Подгорные впадины, помимо образований тектонических покровов, были выполнены и аллювиальными терригенными отложениями - раннеплиоценовой гарбыньинской свитой, которая образовалась за счет перемива и переотложения хаотического комплекса. Ширина распространения подгорного комплекса составляла 25-30 км, мощность - 200-500 м.

Следующая фациальная полоса, денудационных равнин или плато, шириной около 50 км, располагалась параллельно двум первым. Следы эпохи поднятий являются глубокие врезанные долины (до 200 м), которые в позднем плиоцене были заполнены грубо-терригенными (ледниковыми?) отложениями (рис. 4). Исходя из постоянства базиса эрозии рек высокого порядка, составляющего здесь около 400 м, и предполагаемых высот водоразделов (реконструированы по уклонам и длинам водотоков), абсолютные высоты уровней высоких равнин и плато могли достигать 600-800 м.

Полоса аккумулятивных равнин распространялась за пределы современной Желканской впадины и смыкалась на северо-западе с впадинами в бассейнах рек Б. и М. Тарын и устья р. Неры, а на юго-востоке - с впадинами истоков р. Колымы (Делянкиро-Худжахской, Малык-Сиенской и др.). В Желканской впадине накапливались типичные речные отложения - преимущественно русловые галечники ("красно-бурые галечники"). Меньшие по

размерам впадины, где рельеф был сильнее расчленен, заполнялись как аллювиальными, так и склоновыми отложениями.

В полосе аккумулятивных равнин резкое поднятие в начале плиоцена вызвало деформацию (возможно и гравитационную) миоценовых отложений, размыв деформированных толщ и формирование на срезанной поверхности галечников и валунников (рис. 5). Отложения, коррелятные раннеплиоценовому поднятию, в полосе аккумулятивных равнин в бассейне р. Неры изучались многими исследователями, которые выделяли их как доледниковые аккумулятивные образования древних долин, либо как отложения высоких террас крупных рек современной гидросети [3,7-9]. При этом все доледниковые толщи включались в разрез "желканских слоев", накопление которых предшествовало рассматриваемой перестройке [23]. Аллювиальные фации раннего плиоцена установлены по правобережью р. Неры на абсолютных высотах около 700-1000 м. По мере подъема поверхности к хр. Черского и Тас-Кыстабыт поля их уменьшаются в размерах от нескольких сотен квадратных километров до первых квадратных метров, и, наконец, до отдельных высыпок галек на поверхности. В местах своего максимального развития, вблизи центральной части Желканской впадины, эти слои залегают субпараллельно и конформно с региональной Чистайской поверхностью выравнивания и резко несогласно на толщах выполнения Желканской впадины (рис. 5). В частности, такое несогласие можно наблюдать на крутом обрывистом склоне долины р. Неры на расстоянии 8-18 км выше устья р. Артык, где миоценовые толщи (известная "желканская серия"), смяты в складки амплитудой 200-300 м, размахом крыльев от нескольких сот метров до 2-3 км и углами падения пород на

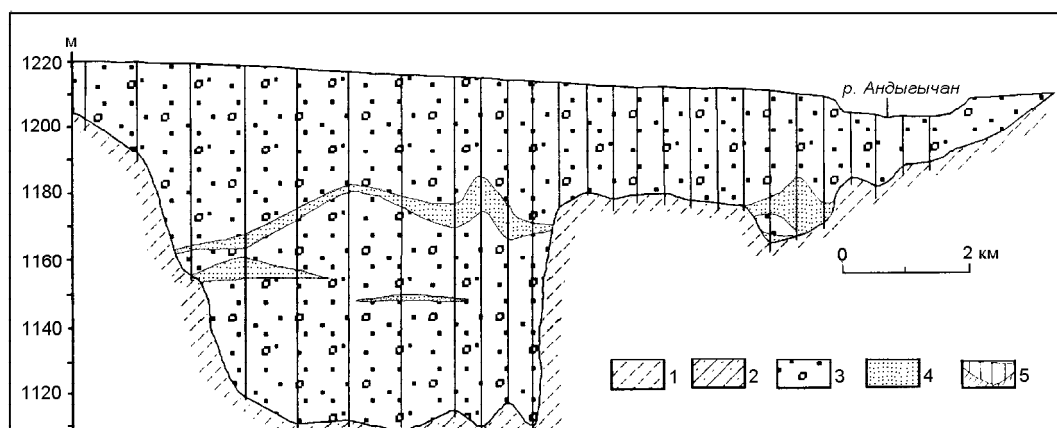


Рис. 4. Схематичный разрез погребенной долины в верховьях р. Андыгычан, по данным И.Е. Покидова (1972г.).

1 - дислоцированные алевриты и аргиллиты мезозойского возраста; 2 - дислоцированные песчаники мезозойского возраста; 3 - галечники и валунники с песчано-суглинистым заполнителем; 4 - пески; 5 - скважины, вскрывшие погребенную долину.

крыльях до 10° . В приразломных зонах углы падения слоев увеличиваются до нескольких десятков градусов.

По направлению от палеоравнины к горному сооружению рассматриваемые отложения перекрывают и коренные породы. Одно из обнажений в нижнем течении р. Артык в 20 км выше устья этой реки приурочено к фрагменту поверхности выравнивания, несколько опущенному в сторону долины р. Артык. Здесь цоколь рыхлых отложений представляет собой ровную поверхность, полого погружающуюся вниз по течению реки. Цоколь сложен интенсивно дислоцированными алевритами, которые по трещинам и послойно выветрели до степени маловязкой рыхлой массы. Отмечается яркая охристая окраска отдельных слоев и зон, железистая и кальцитовая минерализация по трещинам. Вероятно, что время формирования этих ожелезненных кор выветривания относится к миоцену. Охристые выветрелые минерализованные алевролиты перекрыты по надвигам, падающим в южных румбах, толщей невыветрелых алевролитов с прослоями песчаников. Надвигание, вероятно, произошло после эпохи выветривания, связанной с концом миоцена. Эпизод деформаций миоценовых кор выветривания удовлетворительно коррелируется с деформациями миоценовых отложений, установленными в Джелканской впадине (рис. 5). На дислоцированных корях выветривания цоколя с резким несогласием и эрозионными врезами залегают галечники с песчано-гравийным заполнителем, с отдельными валунами диаметром до 50 см. Мощность слоя 3-3,5 м. Галька и мелкие валуны представлены песчаниками, алевролитами подстилающих толщ триаса и юры, реже обломками гранитов, эффузивов. Последние могли быть вынесены только с хребта Улахан-Чистай и пройти расстояние не менее 100 км. Ва-

луны чаще угловато-окатаны, реже угловаты и совсем редко остроугольны. Эти отложения охарактеризованы палинокомплексом, сходным с установленным в гарбыньинской свите подгорной фациальной зоны.

Таким образом, быстрый подъем раннеплиоценового хр. Улахан-Чистай сопровождался формированием гравитационных покровов с перемещением на расстояние до 20 км, деформациями коренных пород и накопившегося к этому времени рыхлого чехла на удалении до 100 км от хребта. Вслед за кратким периодом диастрофизма на площади миоценовых впадин восстановились условия аккумуляции, а в непосредственно примыкающих к ним территориях началось формирование полигенетической поверхности выравнивания. Отложения, конформные поверхности и залегающие под этой поверхностью на дислоцированных отложениях чехла или консолидированного цоколя, целесообразно выделить в особый структурно-фациальный вид и называть конпланационными.

II фаза - зрелости рельефа, которая пришлось на вторую половину раннего плиоцена, принесла существенные изменения в сложившуюся ранее динамическую обстановку. Во-первых, уменьшилась скорость поднятий, но они охватили большую площадь. Поднятие в зоне хребтов уравнивалось денудационными процессами, и более того, начался процесс размыва ранее накопившихся подгорных образований. Увеличилась расчлененность рельефа и прекратилось формирование гравитационных покровов. В зоне высоких денудационных равнин и плато продолжилось эрозионное расчленение возвышенных элементов рельефа. В зоне равнин продолжилось накопление аллювиальных отложений, но существенно менее грубых, чем в первую половину раннего плиоцена.

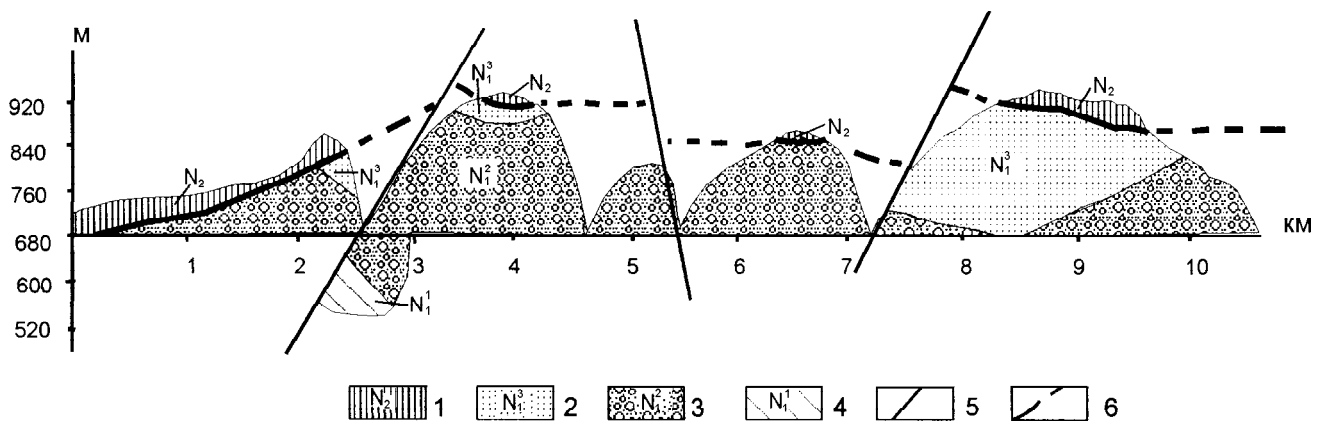


Рис. 5. Структурное несогласие миоценовых и плиоценовых отложений в Джелканской впадине.

1 - плиоценовые отложения; 2 - позднемиоценовые пески; 3 - среднемиоценовые галечники и валунники; 4 - раннемиоценовые; 5 - разрывные нарушения; 6 - деформированная позднемиоценовая поверхность выравнивания.

Таким образом, на протяжении второй фазы в пределах горного сооружения и на локальных поднятиях в предгорьях сформировался интенсивно расчлененный рельеф, осложненный эрозионными формами, частично заполненными грубообломочными образованиями. Участки поднятий чередовались со впадинами, где происходило осадконакопление. Такой рельеф полностью отвечает стадии зрелости горного сооружения.

III фаза - снижения рельефа - совпала с резким похолоданием, пришедшимся на начало позднего плиоцена. В связи с этим, часть горного сооружения, оказавшаяся выше снеговой линии, была охвачена оледенением. Оледенение продолжалось до тех пор, пока снижающийся хребет не оказался ниже уровня снеговой линии, которая располагалась в это время на высоте около 1,5 км над уровнем моря. Наличие ледника в первой половине фазы существенно сказалось на составе осадков, что заставляет подразделить фазу снижения на две субфазы (табл.): раннюю (а), на протяжении которой существовал ледник, и позднюю (б), когда уровень горного сооружения оказался ниже снеговой линии. Первая субфаза охватила первую половину позднего плиоцена. Палеохребет Улахан-Чистай занимал то же пространство, что и современный. Его высота несколько превышала высоту снеговой линии, а его облик оставался близким к альпинотипному. Такие его характеристики вытекают из особенностей отложений подгорного комплекса. Отложения выполнения Бугчанской подгорной впадины, относящиеся к первой половине позднего плиоцена (мельтехская свита), распространены у подножья хребта Улахан-Чистай, в бассейнах рек Тирехтях, Мельтех, Гарбынья и др., где они образуют обширное поле протяженностью около 100 км при ширине около 20 км. Хотя рассматриваемая толща играла роль нивелирующего фактора, большая часть объема отложений свиты накапливалась, скорее всего, выше местного базиса эрозии. Кровля свиты совпадает с Чистайской ПВ.

В начале позднего плиоцена, во время формирования мельтехской свиты, судя по составу растительности (преимущественно кустарниковая и тундровая), климат в горной системе Черского был аналогичен современному на широте 70°, от которого отличался несколько большей влажностью. Снеговая линия в этих условиях располагалась на высотах около 1,5 км. Именно до этой высоты, вероятно, и произошло снижение хребта в первой половине позднего плиоцена.

В середине позднего плиоцена, приходящегося на окончание формирования мельтехской свиты, климат был более суровым, нежели в настоящее время, и соответствовал в рассматриваемом районе ши-

ротам около 75° с.ш., в условиях которых снеговая линия располагается на высотах около 1 км и менее. В это же время отчетливо фиксируется появление относительно тонкозернистых осадков в разрезе мельтехской свиты. Это явление указывает на снижение хребта до небольших высот (несколько сот метров или менее) и появление на этой территории аккумулятивных бассейнов.

Пояс аккумулятивно-денудационных равнин, располагавшийся к юго-западу от подгорной впадины и к северо-востоку от Джелканской, Малых-Сиенской и Момонтайской впадин, представлял собой область, где заполнялись некогда глубокие врезы. Погребенные древние долины, пример которых приведен на рис. 4, представляет собой один из наиболее интересных и мало изученных объектов. Они, по-видимому, распространены весьма широко в центральной части Нерского плоскогорья, где в бассейнах верхнего течения рек Артык и Андыгычан (правые притоки р. Неры), Кур, Тирехтях, Мельтех (бассейн р. Момы) были вскрыты многочисленными скважинами в процессе работ Объединения "Якутскгеология" в 1970-1978 гг. Погребенные врезы располагаются на разновысотных уровнях и имеют разную глубину. Грубообломочные, плохо сортированные осадки, выходящие долины, по составу и облику сходны с мельтехской свитой - это галечники, валуны, реже - глыбы и щебень с песчано-глинистым заполнителем. Иногда отмечаются террасовидные ступени на склонах погребенных долин. Можно предполагать, что осадки имеют ледниковое происхождение. Данные определения возраста этих отложений отсутствуют, но судя по тому, что средне-позднеплейстоценовые и современные хорошо разработанные террасированные долины эродировали эти древние формы, можно предполагать, что это выполнение имеет плиоценовый, скорее позднеплиоценовый, возраст.

В зоне аккумулятивных равнин примерно на этом же стратиграфическом уровне, что и мельтехская, формируется проточненская свита [8], которая с несогласием перекрывает здесь отложения "красно-бурых галечников" и сложена желтовато-серыми галечниками со щебнем и суглинистым заполнителем. В уже упоминаемом Артыкском обнажении свита также залегает с несогласием на "красно-бурых галечниках", но сложена более грубыми осадками (валунистыми галечниками с прослоями гравелитов), что объясняется относительной близостью к источникам сноса.

Вторая субфаза снижения охватывает вторую половину позднего плиоцена, эоплейстоцен и часть раннего плейстоцена. Коррелятивные отложения этой фазы распространены относительно широко, но до сих пор остаются плохо изученными. На площади

аккумулятивных равнин - это аллювиальные, озерно-аллювиальные и озерно-болотные, элювиальные образования. В этих отложениях выделен палинокомплекс 5 (ПК-5). Поверхность этих отложений практически совпадает с Чистайской ПВ. На площади бывшего хребта и его предгорьях распространены аллювиальные фации отложений самой верхней части мельтехской свиты - пески и галечники, кровля которых также совпадает с ПВ.

Таким образом, в течение рассматриваемой фазы произошло снижение хребта, заполнение ранее сформировавшихся врезов, а в конце - практически повсеместное формирование поверхности выравнивания, имеющей полигенетическое происхождение.

IV фаза - "дряхло́сти" рельефа - редуцирована. Она охватывает промежуток времени между окончанием формирования ПВ до начала следующего, четвертичного, тектонического цикла. Достоверно доказанных отложений раннего плейстоцена обнаружить в районе пока не удалось. Вполне вероятно, что при более детальных исследованиях к этому возрасту окажутся принадлежащими самые верхние интервалы разрезов озерно-аллювиальных суглинков и мельтехской свиты. Можно предполагать что в пределах района преобладали высоты, близкие к базису денудации.

Весь этап формирования региональной Чистайской ПВ охватывает промежуток времени, в пределах точности сопоставлений, от второй половины позднего плиоцена почти до конца эоплейстоцена - 2,8 - 1 млн лет.

Важно подчеркнуть, что Чистайская поверхность формировалась неодновременно и имеет скользящий (в указанных выше рамках во времени) возраст. Раньше всего были образованы фрагменты поверхности пояса аккумулятивных равнин, и позже, в конце плиоцена, была сформирована выровненная поверхность пояса высоких равнин, плато и подгорного прогиба и только на заключительном этапе - приосевой части горного сооружения. Не исключено, что некоторые участки ПВ в поясе аккумулятивных равнин унаследованно существовали с позднего миоцена и даже ранее. В конце эоплейстоцена в горной системе Черского и прилегающих территориях установился режим денудационно-аккумулятивной равнины. Этот режим просуществовал, вероятно, в течение раннего плейстоцена (1,0-0,4 тыс. лет), поскольку уже в среднем плейстоцене ПВ была поднята и прорезана водотоками. Но эти события относятся уже к другому, ныне протекающему горообразовательному циклу.

Начало следующего, четвертичного горообразовательного цикла ознаменовалось повсеместным подъемом, наиболее интенсивным на территории

хребта Улахан-Чистай. В начале цикла плиоценовая ПВ была приподнята, а на территории хребта взломана и деформирована. Весьма быстро сформировалась эрозионная сеть, а в эрозионных долинах, долинах-грабенах и в предгорьях происходило накопление мощных, до первых сот метров, моренных отложений средне- и позднеплейстоценового возраста. Последние представляют собой вложенные друг в друга валы конечных морен, а по бортам долин - боковых морен. В самом конце цикла, в связи с голоценовым потеплением и иссушением климата, ледниковая деятельность на территории хребта, достигавшего высоты 3 км, практически прекратилась. В настоящее время мы имеем возможность наблюдать фрагменты в различной степени наклоненной, поднятой на разную высоту, частично денудированной и эродированной Чистайской ПВ, под которой сохранился чехол конпланационных отложений.

КИНЕМАТИКА И ДИНАМИКА ПЛИОЦЕНОVOГО ГОРООБРАЗОВАТЕЛЬНОГО ЦИКЛА

Анализ фаций отложений, коррелятных горообразованию и формированию ПВ, определение возраста этих отложений позволяют составить приближенное представление о кинематике горообразования и последующего снижения (табл.).

Попытаемся восстановить скорости тектонических движений и вклад тектоники в динамику горного сооружения в фазе подъема и снижения плиоценового горообразовательного цикла. В *первую фазу* - подъема - (первая половина раннего плиоцена - 1,2 млн лет) - высота хребта достигла 3 км, но амплитуда подъема была меньше на величину местного базиса денудации. Исходя из постоянства этого базиса на протяжении кайнозоя (минимум - 0,4 км), амплитуда поднятия без учета денудационного среза и сползания гравитационных покровов составит 2,6 км. Чтобы восстановить амплитуду денудационного среза, будем исходить из средней величины таковой для горных сооружений [14], равной 0,17 мм/год. Эта величина на порядок больше скорости денудационного среза, наблюдаемой в настоящее время, с избытком учитывает вероятный денудационный срез в раннем плиоцене. При такой скорости на протяжении 0,8 млн лет амплитуда среза составит 136 м, а амплитуда поднятия с учетом денудационного среза - 2,736 км.

Амплитуду снижения горного сооружения (а) за счет сползания гравитационных покровов определим с помощью объемного метода, основное уравнение которого выглядит следующим образом:

$$a \cdot L = h \cdot m,$$

где L - половина ширины горного сооружения, поскольку соскальзывание определяется только

Таблица. Морфокинетические параметры хр. Улахан-Чистай плиоценового горообразовательного цикла.

| Параметры | Фазы цикла | | | | | | | |
|---|-----------------------|---------------------|----------|-------------|-------------|----------|-----------------------|---|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| | IV фаза миоцен. цикла | I фаза плиоц. цикла | II фаза | III фаза а) | III фаза б) | IV фаза | I фаза четверт. цикла | |
| Геологическое время | 5,1 | 5,1-4,3 | 4,3-3,55 | 3,55-2,8 | 2,8-1,0 | 1,0- 0,4 | 0,4-0 | |
| Палиокомплекс | Пк 1 | Пк 2 | Пк 3 | Пк 4 | Пк 5 | | | |
| Высота рельефа хр. Улахан-Чистай, км | 0,4 | 3,0 | 3,0 | 1,5 | 0,4 | 0,4 | 2,9 | |
| Амплитуда поднятия без учета денудационного среза, км | - | 2,6 | 0 | | | | 2,5 | |
| Амплитуда поднятия с учетом денудационного среза, км | | 2,736 | 0,136 | | | 0,102 | 2,568 | |
| Амплитуда поднятия с учетом сползания покровов, км | | 3,7 | | | | | | |
| Амплитуда поднятия с учетом экзарации, км | | | | | | | 2,768 | |
| Скорость поднятия, мм/год | | 4,6 | 0,17 | | | | 6,92 | |
| Амплитуда снижения, км | | | | 1,5 | 1,3 | | | |
| Денудационный срез общий, км | | | | 1,128 | 0,136 | | | |
| Плоскостной смыв и эрозия, км | | | | 0,128 | 0,136 | | | |
| Экзарация, км | | | | 1,0 | | | | |
| Тектоническое снижение, км | | | | 0,372 | 1,164 | | | |
| Скорость тектонического снижения, мм/год | | | | 0,496 | 0,647 | | | |

в одну сторону, равная 10 км, h - мощность покровов - 0,5 км и m - ширина распространения покровов - 20 км. Отсюда мощность соскользнувшей толщи (а) составляет примерно 1 км. Суммарная величина поднятия за первую половину плиоцена составляет около 3,7 км. Средняя скорость поднятия составляет за этап 4,6 мм/год.

Во вторую фазу имел место равномерный подъем хребта, который компенсировался денудационным срезом. С определенной долей условности скорость тектонического поднятия принимаем равной средней скорости денудации горных сооружений Земли - 0,17 мм/год.

В третью фазу произошло снижение хр. Улахан-Чистай: в первую субфазу несколько более быстрое, а во вторую - более медленное. Денудационный срез в первую субфазу, исходя из принятых скоростей сноса (0,17 мм/год) и принятой продолжительности субфазы (0,75 млн лет), составит около 128 м. Величина же экзарации (а), определенная тем же объемным методом, исходя из мощности ледниковых отложений мельтехской свиты $h=500$ м и ширины ее распространения $m=20$ км, а также половины ширины хребта $L=10$ км, составит около 1 км. Суммарная же величина среза за эту субфазу составила 1,128 км. Поскольку снижение в субфазу происходило до высоты 1,5 км, то величина тектонического снижения составит 0,372 км, а скорость снижения около 0,5 мм/год.

Во вторую субфазу снижения горного сооружения произошло изменение высоты местности при-

осевой части хребта Улахан-Чистай с 1,5 км до высоты местного (регионального) базиса денудации, равного 0,4 км (на 1,1 км). При этом среди экзогенных процессов ведущее место занимали процессы плоскостного смыва и эрозии. Экзарация не играла существенной роли на этом этапе, поскольку средние высоты хребта оказались ниже снеговой линии. Вклад первых двух факторов в снижение, исходя из средних скоростей денудации (0,17 мм/год) и продолжительности субфазы (1,8 млн лет), будет 0,306 км. Амплитуда тектонического снижения определится как разница между суммарным снижением и величиной денудации - 0,794 км, а скорость тектонического снижения - 0,441 мм/год. Эта величина вполне сопоставима со скоростями современных тектонических движений в горных сооружениях. В некоторых горных странах известны случаи значительно более высоких отрицательных векторов скорости движения хребтов, как например в Апеннинах, где современная скорость снижения составляет 2-5 мм/год [13].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Роль тектонического фактора в процессе снижения горных сооружений в свое время подчеркивалась В. Беммеленом [4], который называл его «тектонической денудацией», а горные сооружения образно именовал «колоссами на глиняных ногах».

Все исследователи отмечают главенствующую роль силы тяжести в формировании горных сооружений. По связи гор с полем силы тяжести различа-

ются два типа гор: антиизостатические и изостатические [19], что укладывается в гипотезу П.Молнара [15] о двух типах гор: 1) бескорневые - на прочном кристаллическом основании; 2) с корнями, глубоко опущенными в литосферу, которые имеют тенденцию к растеканию, если их не сдерживают горизонтальные силы. Развивая эти взгляды, мы отмечаем, что горная система Черского относится к горам второго типа. Здесь развиты мощные корни гор, выраженные увеличением мощности коры и литосферы за счет внутрилитосферных астенослоев и астенолинз. Их растекание при определенных динамических условиях и явилось причиной снижения горного сооружения в плиоцене. Вторым фактором снижения явился упругий изгиб литосферы и погружение в подлитосферную астеносферу под действием вертикальной нагрузки со стороны горного сооружения. За счет двух этих факторов и было обеспечено не менее 50% общего снижения горной системы Черского в плиоцене до регионального базиса денудации. В настоящее время горная система Черского выражена в поле силы тяжести отрицательной изостатической аномалией, что подтверждает принадлежность горной системы к "корневому типу" и указывает на близость механизма ее воздымания к изостатическому. Верхоянская и Момская горные системы, расположенные к западу и востоку от системы Черского, выражены в поле силы тяжести положительными изостатическими аномалиями [26]. Антиизостатические движения, проявляющиеся в конце четвертичного времени в упомянутых горных сооружениях, обязаны процессам коллизии и торшения верхних слоев литосферы. Боковой стресс со стороны этих систем удерживает корни горной системы Черского от растекания. При ослаблении коллизионных процессов вполне вероятно новое быстрое снижение рельефа в этой системе. Таким образом, в горных сооружениях, подобных горной системе Черского, вполне вероятно многократное чередование во времени коротко живущих гор, сменяемых быстро образующимися региональными поверхностями выравнивания. Это заставляет вновь обратить внимание на первоначальный вариант учения В.Дэвиса [28] о циклах развития рельефа, столетие которого мы отмечаем в наступившем году.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баранова Ю.П. История развития рельефа Верхоянской горной области // Четвертичная геология и геоморфология Сибири. М.: Наука, 1962. С. 118-141.
2. Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Северо-Восток СССР. М.: Наука, 1964. 90 с.
3. Баскович Р.А. Спорово-пыльцевые комплексы четвертичных отложений Северо-Востока СССР // Тр. Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1959. С. 434-450.
4. Беммелен Р.Ван. Горообразование. М.: Изд. иностр. лит. 1956. 104 с.
5. Волобуева В.И., Белая Б.В., Нархинова В.Е. Морской и континентальный неоген Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. Вып. 1: Миоцен. 76 с.; Вып. 2: Плиоцен. 48 с.
6. Воскресенский С.С., Венцкевич С.Д., Гричук М.П. и др. Генезис и возраст рыхлых отложений Малык-Сиенской впадины (нагорье Черского) // Вестн. МГУ. Сер. геогр. 1972. № 6.
7. Воскресенский С.С., Гричук М.П., Колосова Г.Н., Соловьев В.А. Формирование рельефа Верхне-Нерской впадины (одной из внутригорных впадин Северо-Востока СССР) в позднем кайнозое // Вестн. МГУ, сер. геогр. 1974. С.52-60.
8. Воскресенский С.С., Гричук М.П., Каревская И.А., Постоленко Г.А. Стратиграфия четвертичных отложений Индигиро-Колымского среднегорья. М.: МГУ, 1984. 63 с.
9. Гольдфарб Ю.И. Стратиграфия четвертичных отложений верховьев р.Колымы // Проблемы четвертичного периода. М.: Недра, 1972. С. 220-228.
10. Крутоус В.И., Кыштымов А.И. О возрасте Ельгалинской террасы р.Берелех в Яно-Колымском золотоносном поясе // Колыма. 1982. № 7. С. 32-33.
11. Крутоус В.И., Белая Б.В. Палеоген и неоген бассейна р. Берелех и прилегающей части Улахан-Чистая (горная система Черского) // Континентальный палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Арктическое и тихоокеанское побережье Чукотки: бассейн р.Колымы. Магадан, 1988. Вып 1. С. 38-48.
12. Крутоус В.П., Никитин В.П., Арбузова О.Н. и др. Неоген верховьев рек Колымы и Неры. Колыма. 1992. № 12. С. 16-20.
13. Лиленберг Д.А. Современная геодинамика Альпийского орогенного пояса Южной Европы // Геоморфология. 1985. № 4. С. 16-29.
14. Литвин В.М. Оценка роли процессов денудации и аккумуляции в формировании глобального рельефа Земли // Геоморфология. 1994. № 3. С. 22-29.
15. Молнар П. Строение горных хребтов // В мире науки. Scientific American. 1986. № 9. С. 34-45.
16. Палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР. 1989
17. Путеводитель научной экскурсии "Позднекайнозойские отложения Колымской низменности". XIV ТНК. Тур XI / Шер А.В., Каплина Т.Н., Гитерман Р.Е. и др. М.: ВИНТИ, 1979. 117 с.
18. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР (Магадан, 1982): Объяснительная записка. Таблицы. Магадан, 1987.
19. Спектор В.Б. Некоторые типы гор и качественные модели горообразования // Типы гор и механизмы горообразования. Иркутск, 1979. С. 100-101.
20. Спектор В.Б. Неогеновые гляциотектонические микститы хребта Улазан-Чистай (Северо-Восток СССР). Докл. АН. 1990. Т. 312, № 2. С. 444-446.

21. Тимофеев Д.А. Поверхности выравнивания суши. М.: Наука, 1979. 270 с.
22. Трemasов А.Ф., Нархинова В.Е. О возрасте погребенных отложений Момонтайской впадины (верховья рек Дебин и Мылга) // *Континентальный палеоген и неоген Северо-Востока Магадан*, 1988. С. 49-56.
23. Трушков Ю.Н., Цхурбаев Ф.И. Стратиграфия континентальных рыхлых золотоносных отложений верхнего течения р. Индигирки // *Геология россыпей Якутии*. М.: Наука, 1964. С. 73-83.
24. Фрадкина А.Ф. Палиостратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1995. 82 с.
25. Черский И.Д. Сведения об экспедиции для исследования рек Колымы, Индигирки и Яны // *Зап. Акад. Наук (прил. 3)*. СПб, 1891. С.1-26.
26. Ушаков С.А., Спектор В.Б. Геодинамический анализ Верхоянья. // *Геология и геофизика*. 1982. № 9. С.30-34.
27. Юрцев Б.А. Проблема ботанической географии Северо-Востока Азии. Л.: Наука, 1974. 9 с.
28. Davis W.M. The geographical cycle // *Geograph. J.* 1899. N 1/4. P. 481-504.

Поступила в редакцию 17 ноября 1998 г.

Рекомендована к печати А.А. Врублевским

V.B. Spektor, N.T. Bakulina, L.P. Anosova

Pliocene orogenic cycle in the Cherskiy Mountain System (Northeast of Russia)

During the Pliocene, the Cherskiy Range survived orogenic cycle which began with intensive upward movements accompanied by gravitational nappes and overthrusts as well as folded deformations of the Miocene and more ancient deposits, and terminated with relief lowering and formation of a regional planation surface. This conclusion is based on the analysis of facies and thicknesses of the Neogene deposits in central Cherskiy Range and the adjacent Momsky and Upper-Nersky depressions. Available geological and geomorphologic data allow to draw a conclusion that the range surface lowering and planation in the second half of the Pliocene was mainly accounted for by isostatic subsidence and in a lesser extent by erosional and glacial cut and sediment accumulation.

СЕДИМЕНТОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ

УДК [551.761:552.54]+[550.42:546.21:546.26](470.6)+(571.63)

ТРИАСОВЫЕ КАРБОНАТЫ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА И ПРИМОРЬЯ:
СТАБИЛЬНЫЕ ИЗОТОПЫ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА, Ca-Mg ОТНОШЕНИЯ,
КОРРЕЛЯЦИЯ*)

Ю.Д. Захаров*, Н.Г. Борискина*, А.В. Игнатьев*, Т.Б. Афанасьева*,
Г.И. Бурый* , В.Я. Вукс**, Г.В. Котляр**, Е.С. Панасенко*, А.М. Попов*, Т.А.
Пунина*, А.К. Чербаджи*

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

**Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, г. Санкт-Петербург

Некоторые события раннедорашамского, среднеоленекского, раннеанизийского, позднеладинско-?раннекарнийского, позднекарнийского, ранненорийского и раннерэтского времени, фиксируемые по аномально высокому значению $\delta^{13}\text{C}$ (2,5-6,9‰) и более или менее выраженному понижению Ca-Mg отношения в органических карбонатах Тетической области, могут быть объяснены высокой биологической продуктивностью морей в условиях трансгрессий и теплого климата. Наиболее заметная для триасового периода аномалия тяжелого изотопа углерода, зафиксированная в известняках бассейнов рек Малая Лаба ($\delta^{13}\text{C}=6,9\text{‰}$) и Сахрай (4,2‰) Северного Кавказа и на о-ве Русском (4,9‰) в Южном Приморье, приходится на середину оленекского яруса - зону *Tirolites-Amphistephanites* и ее эквиваленты. Результаты изотопно-кислородного анализа хорошо сохранившихся раковин брахиопод никитинской и уруштенской свит свидетельствуют о колебаниях температуры воды морских бассейнов Северного Кавказа в начале дорашамского времени в пределах 23,8-24,2°C, что сопоставимо с нашими предыдущими данными по палеотемпературе зоны *Paratirolites kittli* в Закавказье (22,0-24,2°C). Предполагается, что в сходных температурных условиях происходило накопление по крайней мере и среднеоленекских известняков Северного Кавказа и Южного Приморья.

Ключевые слова: Приморье Дальнего Востока, Кавказ, карбонатные отложения, триас, изотопия углерода, кислорода.

Триасовые отложения Альпийской области представлены преимущественно карбонатными породами, и в связи с этим разрезы Альп, Кавказа и соседних с ними регионов приобретают важное значение при выборе объектов для геохимических исследований. Однако до недавнего времени геохимическое изучение карбонатов этого уровня в Альпийской области проводилось лишь в связи с изотопными исследованиями рубежей систем [11, 16, 17].

В Южном Приморье разрезы триаса сложены преимущественно терригенными отложениями. Известняки встречаются здесь ограниченно. Вместе с тем, в Дальнегорском районе Сихотэ-Алиня присутствуют крупные массивы триасовых известняков (до

3500 м в поперечнике), представляющие собой олистолиты в составе раннемеловой олистостромовой толщи [18, 19]. Предварительные данные по стабильным изотопам этих карбонатных толщ приведены в одной из наших последних публикаций [3].

Настоящая статья, являющаяся продолжением упомянутой выше публикации, посвящена изложению оригинальных данных об изотопном составе позднепермских (раннедорашамских) и триасовых органических карбонатов Северного Кавказа и Приморья, корреляции триасовых отложений Тетической области на основе оригинальных данных геохимии и палеонтологии, реконструкции условий среды геологического прошлого.

*) Печатается в дискуссионном порядке.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Степень диагенетических изменений раковин брахиопод и аммоноидей до проведения изотопных исследований оценивалась путем визуального контроля их структуры микроскопическим способом и с помощью рентгено-структурного анализа по методике, предложенной ранее [1]. Изотопные анализы были выполнены в лаборатории геохимии изотопов Дальневосточного геологического института ДВО РАН с помощью автоматизированного комплекса, включающего стандартную аппаратуру ЭВМ ИСКРА-1256 и ПРМ-2, модернизированный масс-спектрометр МИ-1201В и систему напуска изотопов в газовой фазе. Используемый нами в повседневных определениях стандарт "Гребешок Приморский (*Rafinesquina yessoensis*)", отградуированный относительно стандарта NBS19, составляет для кислорода относительно VPDB $+3,98 \pm 0,10\%$, для углерода относительно VPDB $-0,75 \pm 0,10\%$. Для определения содержания кальция в образцах известняков использовался химико-аналитический метод комплексно-метрического титрования (ошибка определения не превышала 1%), содержания магния - атомно-абсорбционный метод на анализаторе АА-610S (ошибка определения не превышала 5%).

СТАБИЛЬНЫЕ ИЗОТОПЫ И Са-Mg ОТНОШЕНИЯ КАРБОНАТОВ ДОРШАМСКОГО ЯРУСА (НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА)

До последнего времени существовали расхождения в оценке возраста верхних частей разреза перми (уруштенский горизонт) Северного Кавказа [4, 5, 20]. Недавно в верхах алевролитов уруштенской свиты бассейна р. Малой Лабы нами был обнаружен цератит *Dushanoceras* sp. nov. (рис. 1). Находка подтверждает присутствие верхних слоев перми (верхов дорашамского яруса) на Северном Кавказе, поскольку представители рода *Dushanoceras* в Южном Китае встречаются только в верхней зоне перми (слои с *Rotodiscoceras*) [22]. В связи с этим становится очевидным, что подстилающие их отложения никитинской свиты имеют раннедорашамский возраст, что согласуется с данными по фузулинидам [4, 5].

Геохимические исследования проводились на материале (серебристого цвета раковины брахиопод с хорошо сохранившейся микроструктурой, известняки без признаков метаморфизма), происходящем из балок Никитина, Северной и Безымянной на правом берегу р. Малой Лабы, вблизи бывшего пос. Кировского.

Ниже приведена литолого-палеонтологическая характеристика кутанской, никитинской и уруштенской свит балок Северной и Неизвестной, располагающихся параллельно в 70-100 м друг от друга (снизу вверх); в скобках здесь и далее указаны номера и места отбора проб:

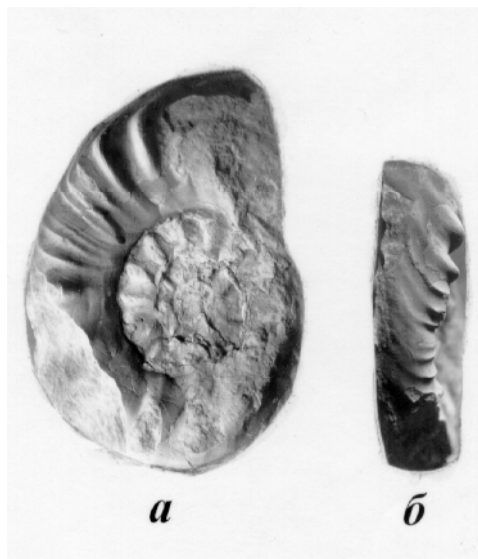


Рис. 1. *Dushanoceras* sp. nov., № 20/820, х 1: а - вид сбоку, б - вид с вентральной стороны; Северный Кавказ, левобережье р. Малой Лабы у пос. Кировского; верхняя пермь, дорашамский ярус (верхи).

Кутанская свита (верхи)

1. Песчаники серые, мелкозернистые, слюдистые и конгломераты мелкогалечные. Мощность около 30 м.

Никитинская свита

2. Известняки темно-серые, органогенные, среднеплитчатые, с маломощными прослоями известковистых аргиллитов (572-1 - в 3 м, 572-2 - в 7 м, 572-3 - в 35 м, 572-4 - в 38 м, 572-5 - в 43 м выше подошвы свиты). Мощность 50-55 м.

Фораминиферы - *Reichelina*, *Palaeofusulina*, *Codonofusiella*, *Colaniella* и др. [4, 5].

Уруштенская свита

3. Аргиллиты темно-серые, с редкими маломощными прослоями глинисто-известковистых пород (671-1, 571-1а - из раковин брахиопод, собранных в подошве свиты). Мощность 10-15 м.

Аммоноидеи - *Xenodiscus koczirkeviczi* Zakharov.

Брахиоподы - *Linoproductus* sp. и др.

4. Известняк темно-серый, губковый (572-6). Мощность 0,2 м.

Губки - *Inozoa* sp. (определение Г.В. Беляевой). Сфинктозоа (неопределимые остатки).

5. Аргиллиты темно-серые, с редкими маломощными прослоями глинисто-известковых пород. Мощность 15-20 м.

Аммоноидеи - *Propinacoceras* sp., *Neogeoceras* sp., *Xenodiscus koczirkeviczi* Zakharov.

6. Известняк темно-серый, рифогенный, с остатками брахиопод (572-7). Мощность 0,3 м.

7. Аргиллиты темно-серые, с редкими прослоями глинисто-известковых пород. Мощность 20 м.

Двустворки - "*Claraia*" *caucasica* Kulikov et Tkachuk.

Наутилоидеи - *Pseudorthoceras?* sp.

Аммоноидеи - *Propinacoceras* sp., *Neocrimites* sp., *Vidrioceratidae* gen. et sp. indet., *Popanoceratidae*(?) gen. et sp. indet. (= "*Cyclolobus*" sp.), *Xenodiscus koczirkeviczi* Zakharov, *Dushanoceras* sp. nov. (=?"*Pseudotemnocheilus*" sp.).

Выше залегают песчаники и конгломераты нижнего триаса.

Аномально высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ (+4,7‰) зафиксированы в известняках средней части никитинской свиты (табл., рис. 2). В известняках нижней части свиты они колеблются от +3,7 до 4,3‰ (в раковинах брахиопод балки Никитина примерно этого же уровня значения $\delta^{13}\text{C}$ составляют не более +2,9‰).

Значительно более низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ (от +1,0 до 2,2‰) установлены как в известняках уруштенской свиты, так и в серебристых раковинах брахиопод.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ в раковинах раннедорашамских и позднедорашамских брахиопод (от -2,8 до -2,9‰), отражающие температурные условия их образования, представляются близкими к оригинальным.

Ca-Mg отношения в известняках никитинской свиты колеблются от 188,3 до 192,6; магнезиаль-

ность уруштенских известняков несколько выше (Ca/Mg=178-184,6).

СТАБИЛЬНЫЕ ИЗОТОПЫ И Ca-Mg ОТНОШЕНИЯ ИЗВЕСТНЯКОВ ИНДСКОГО И ОЛЕНЕКСКОГО ЯРУСОВ

Капустина падь

Нижний триас пади Капустина (правобережье р. Малой Лабы) представлен следующими отложениями ятыргвартинской свиты (снизу вверх):

1. Тонкое переслаивание черных аргиллитов, мергелей и глинистых известняков (569-20 - в средней части). Мощность 5-6 м (в цоколе террасы).

Двустворки - *Claraia aurita* (Hauer).

Задернованный интервал (терраса). Не менее 20-30 м по мощности.

2. Известняки серые, массивные (569-19 - в подошве пачки). Мощность 5-6 м.

Радиолярии - сферические *Spumellaria*.

Конодонты (остатки плохой сохранности).

3. Известняки серые, тонкоплитчатые (569-18 - в 35-45 м, 569-17 - в 60-75 м, 569-16 - в 85-105 м, 569-15 - в 105-135 м выше подошвы пачки). Мощность 107-137 м.

Радиолярии - сферические *Spumellaria*.

Выше согласно залегают массивные известняки малотхачской свиты (нижний анизий). Точное положение границы индского и оленекского ярусов не определено (приходится на задернованный участок).

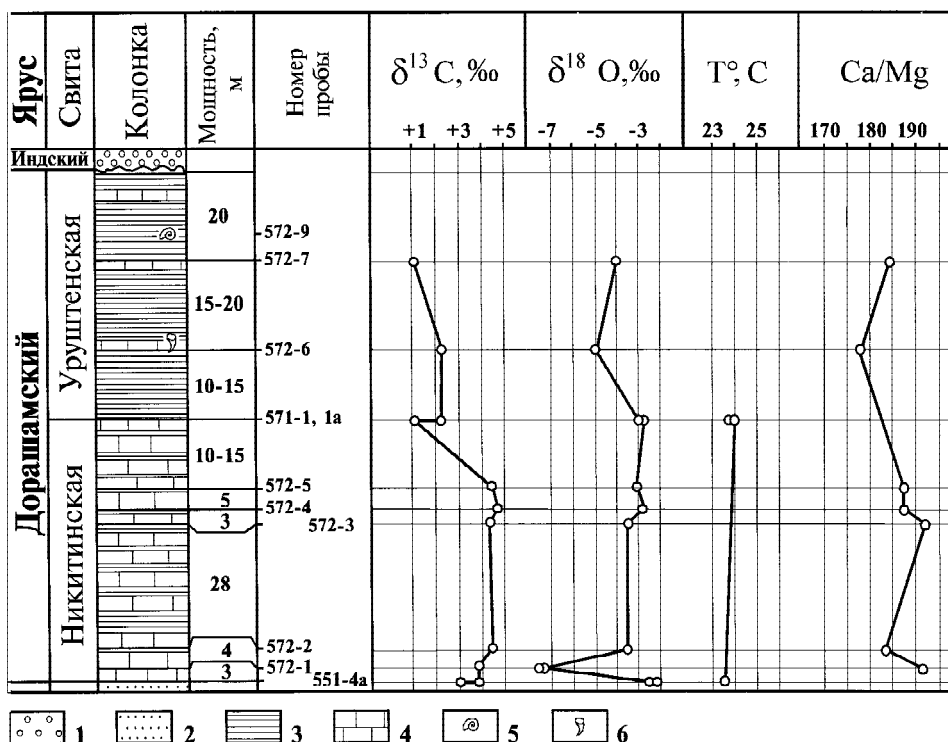


Рис. 2. $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ и Ca-Mg отношения органогенных карбонатов (известняки, раковины брахиопод) дорашамского яруса левобережья р. Малой Лабы, Северный Кавказ.

1 - конгломераты, 2 - песчаники мелкозернистые, 3 - аргиллиты, 4 - известняки, 5 - новые находки аммоноидей (слой 572-9 - *Dushanoceras* sp. nov.), 6 - новые находки губок (*Inozoa* sp.) и сфинктозоа.

Таблица. Соотношение изотопов углерода и кислорода в раковинах брахиопод и известняках дорашамского яруса верхней перми Северного Кавказа (бассейны рек Малой Лабы и Белой).

| Проба | Материал | Район | Свита, слои | $\delta^{13}\text{C(PDB)}$ ‰ | $\delta^{18}\text{O(PDB)}$ ‰ | T°C |
|--------|---|-------------------|---|---------------------------------|---------------------------------|------|
| 551-4a | Кальцит (раковина <i>Linoproductus</i> серебристого цвета) | Балка Никитина | Никитинская (низы) | +2,9 | -2,8 | 23,8 |
| 551-4 | Известняк темно-серый | "- | "- | +3,8 | -2,3 | - |
| 572-1 | "- | Балка Северная | "- (в 2-3 м выше подошвы свиты) | +3,7 | -7,4 | - |
| 572-2 | Известняк серый | "- | "- (в 4 м выше слоя 572-1) | +4,3 | -3,5 | - |
| 572-3 | Известняк темно-серый | "- | "- (в 28 м выше слоя 572-2) | +4,3 | -3,5 | - |
| 572-4 | "- | "- | "- в 3 м выше слоя 572-3) | +4,7 | -2,8 | - |
| 572-5 | "- | "- | "- (в 5 м выше слоя 572-4) | +4,4 | -3,1 | - |
| 571-1 | Кальцит (раковина продуктид серебристого цвета) | Балка | Уруштенский горизонт, глинистая фация (низы) | +1,0 | -2,9 | 24,2 |
| 571-1a | "- | "- | "- | +2,2 | -2,8 | 23,8 |
| 572-6 | Известняк темно-серый, с остатками губок (<i>Inozoa</i>) и сфинктозоа | Балка Северная | "- (в 10-15 м выше подошвы горизонта) | +2,2 | -4,9 | - |
| 572-7 | Известняк темно-серый, рифогенный | "- | "- (в 15-20 м выше слоя 572-6) | +1,0 | -4,0 | - |

Уникально высокое значение $\delta^{13}\text{C}$ (6,9‰) и сравнительно высокое значение $\delta^{18}\text{O}$ (-3,2‰) соответствуют средней части оленекского яруса (рис. 3). Известняки этой части разреза оленекского яруса отличаются относительно более высокой магнизиальностью ($\text{Ca/Mg}=172,5$).

Свинячья падь

Оленекский ярус Свинячьей пади (бассейн р. Сахрай) на Северном Кавказе сложен следующими отложениями ятыргвартинской свиты (снизу вверх):

1. Известняки серые, пелитоморфные, тонкоплитчатые (564-16 - в основании обнажающейся части пачки, 564-17 - в 0,3 м, 564-18 - в 0,6 м, 564-19 - в 1,8 м, 564-20 - в 2,5 м, 564-21 - в 4,5 м выше подошвы обнажающейся части пачки). Примыкают по тектоническому контакту к известнякам верхнего триаса. Мощность 4,5-5,0 м.

Задернованный интервал (до 20 м по мощности).

2. Известняки глинистые, тонкоплитчатые (564-22 в 25-30 м выше слоя 564-21). Мощность 6,0 м.

Радиолярии - *Spumellaria*.

3. Известняки темно-серые, битуминозные, тонкоплитчатые (564-23 - в 6 м выше слоя 564-22). Мощность 25-35 м.

4. Тонкое переслаивание зеленовато-серых известняков, мергелей и темно-серых аргиллитов (564-24 - в средней части). Мощность 5 м.

Двустворки - *Pectinidae*.

5. Аргиллиты темно-серые, с редкими маломощными прослоями глинистых известняков. Мощность около 25-40 м.

Аммоноидеи - *Meekoceras caucasicum* Shevyrev, *Preflorianites toulai* (Smith), *Inyoites?* sp.

6. Тонкое переслаивание темно-серых, зеленовато-серых известняков и темно-серых аргиллитов. Мощность 16 м.

Радиолярии - сферические *Spumellaria* и *Pylentonema?* sp. в ассоциации с остатками неопределимых образований губчатого строения.

Аммоноидеи (плохой сохранности) - *Prosphingitoides?* sp., *Preflorianites* sp.

7. Известняки темно-серые, тонкоплитчатые, с маломощными прослоями темно-серых аргиллитов (564-27 - в подошве пачки). Мощность 40-60 м.

Точное положение границы с перекрывающими их отложениями малотхачской свиты раннеанизийского возраста не определено. За основание малотхачской свиты условно приняты известняки (слой 564-28), содержащие остатки крупных *Leiophyllites?*

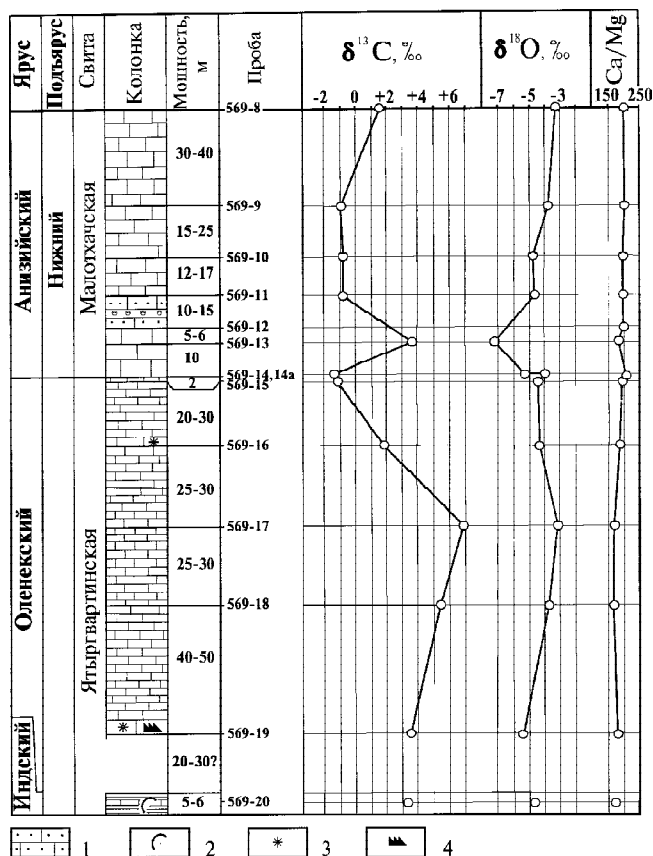


Рис. 3. $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ и Ca-Mg отношения известняков нижнего и среднего триаса пади Капустина (бассейн р. Малая Лаба), Северный Кавказ.

1 - известняк песчанистый, 2 - первые находки двустворок (*Claraia aurita*), 3 - первые находки радиолярий (*Spumellaria*), 4 - первые находки конодонтов. Прочие обозначения как на рис. 2.

sp. В аллювии встречаются среднеанизийские *Paradanubites palmus* Shevurev.

Максимальные значения $\delta^{13}\text{C}$ (+4,2‰) и $\delta^{18}\text{O}$ (-3,1‰) приходятся на известняки средней части оленекского яруса (слой 564-27); относительно повышенная магнезиальность (Ca/Mg=163,8-170,1) отмечается в пределах всей толщи оленекских отложений (за исключением ее низов) и в основании слоев с *Leiophyllites?* sp. (рис. 4).

Мамрюк

В разрезе по руч. Мамрюк (бассейн р. Сахарай на Северном Кавказе) наиболее полно обнажены низы ятыргвартинской свиты. На размытой поверхности амфибол-биотитовых гранитов здесь залегают:

1. Конгломераты среднегалечные с большим количеством кварцевого материала в гальке. Мощность около 15-20 м по делювию.

2. Песчаники грубозернистые, светло-серые, постепенно замещающиеся выше по разрезу мелкозернистыми разностями. Мощность около 10 м.

3. Известняки светло-серые, массивные, с примесью песчаного материала в основании (565-1 - примерно в 5 м выше подошвы пачки). Мощность 15-20 м.

Радиолярии - сферические *Spumellaria*.

4. Известняки серые, тонко- и среднеплитчатые с редкими радиоляриями (565-2 - в подошве слоя). Мощность 1 м.

5. Известняки светло-серые, среднеплитчатые (565-3 - в подошве пачки). Мощность 20 м.

6. Известняки темно-серые, среднеплитчатые, с редкими радиоляриями. Мощность 15-20 м.

Точное положение границы между индским и оленекским ярусами не определено.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ известняков низов ятыргвартинской свиты колеблются от -1,2 до +2,2‰ (рис. 5). Известняки пограничных слоев индского и оленекского ярусов отличаются крайне пониженной магнезиальностью и содержат лишь следы Mg.

Белая - Руфабго

На правом борту р. Белой в районе оврага Руфабго на амфибол-биотитовых гранитах залегают следующие отложения ятыргвартинской свиты:

1. Базальные брекчии. Мощность 0,7 м.

2. Известняки серые и светло-серые, массивные. Мощность 30-40 м.

3. Известняки песчанистые. Мощность 30-40 м.

4. Известняки серые, пелитоморфные, тонкоплитчатые (564-6 - из средней части пачки, 564-10 - в 2,2 м выше слоя 564-6). Мощность 150-200 м.

Спикулы губок и радиолярии - сферические *Spumellaria* (из слоев 564-6, 10).

Конодонты (из слоя 564-2 - в 1,6 м ниже слоя 564-6) - *Neospathodus triangularis* (Bender) и стержневидные элементы.

Пелитоморфные известняки с размывом перекрыты юрскими отложениями. В слое 564-10 отмечается аномально высокое содержание тяжелого изотопа углерода ($\delta^{13}\text{C}$ =+3,6‰). Ca-Mg отношение достигает 180,11.

Три Камня

На Западном побережье Уссурийского залива в районе мыса Три Камня (скала Орел) в Южном Приморье хорошо обнажены пограничные слои индского и оленекского ярусов. Они представлены здесь следующими отложениями (снизу вверх):

Индский ярус (зона *Gyronites subdharmus*)

1. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые, с линзами известковистых песчаников-ракушечников. Мощность 4,5 м.

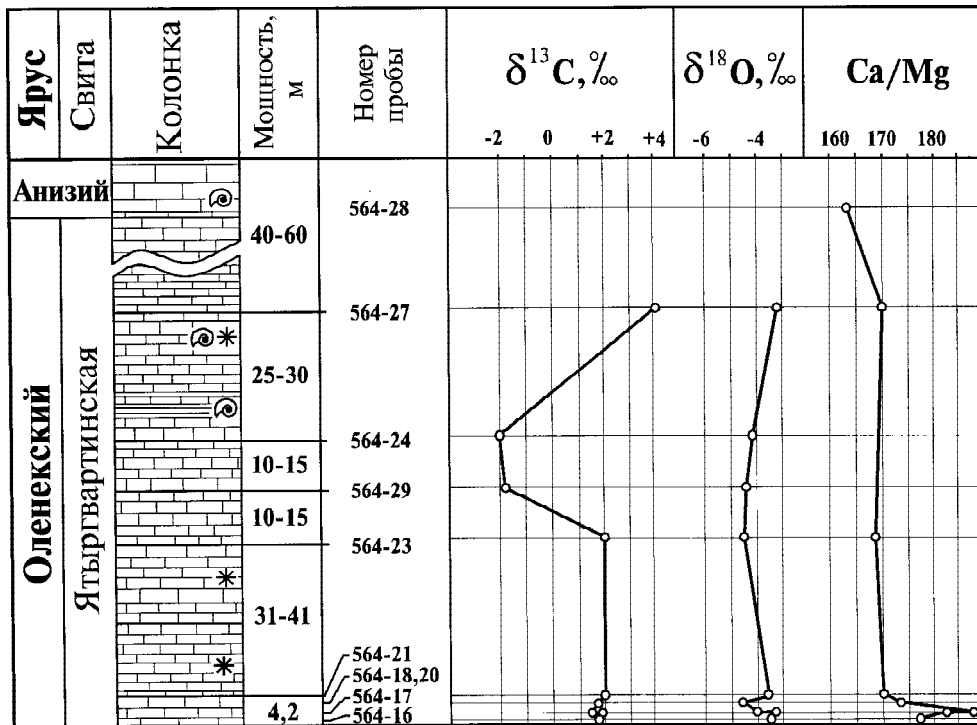


Рис. 4. $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ и Ca-Mg отношения известняков нижнего триаса пади Свиначей (бассейн р. Сахрай), Северный Кавказ. Обозначения как на рис. 2, 3.

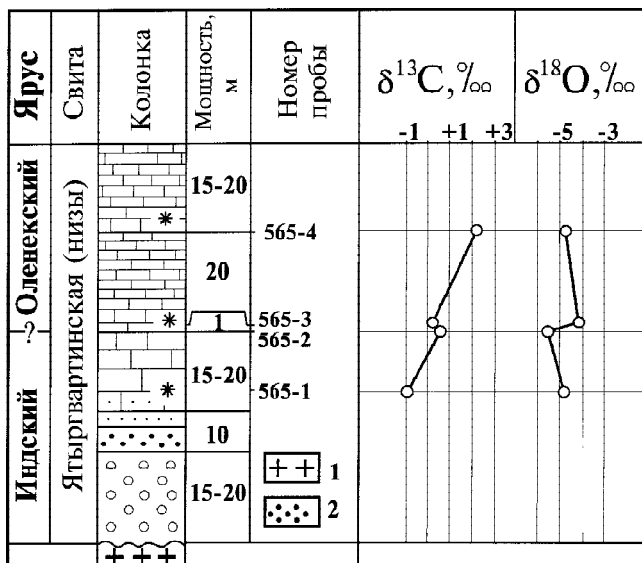


Рис. 5. $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ известняков нижнего триаса руч. Мамрюк (бассейн р. Сахрай), Северный Кавказ.

1 - граниты, 2 - песчаники грубозернистые. Прочие обозначения как на рис. 2, 3.

Двустворки - *Promyalina shamarae* (Bittner).

2. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые, с линзами песчаных известняков-ракушечников (133-4 - в подошве слоя). Мощность 1,5 м.

Аммоноидеи - *Gyronites subdharmus* Kiparisova.

Оленекский ярус (зона *Hedenstroemia bosphorensis*, слой с *Gyronites separatus*)

3. Песчаники зеленовато-серые, с линзами и желваками песчаных известняков-ракушечников (133-3 - в подошве пачки, 401-8 - в 0,1 м, 133-2 - в 1,85 м, 94-14а - в 2,85 м, 94-14 - в 3,35 м выше подошвы пачки). Мощность 3,35 м.

Аммоноидеи - *Meekoceras subcristatum* Kiparisova, *Gyronites separatus* Kiparisova.

Значение $\delta^{13}\text{C}$ в верхах индского яруса достигает +1,2‰, в основании оленекского яруса оно снижается до +0,3‰, в низах оленекского яруса - не превышает +0,8‰, содержание тяжелого изотопа кислорода в пограничных слоях низкое (рис. 6). Отмечается понижение магнезиальности известняков в основании оленекского яруса (Ca/Mg=192,8).

Парис

Как отмечалось ранее [3], аномально высокое значение $\delta^{13}\text{C}$ (до 4,9‰) было установлено нами в известняках зоны *Tirolites -Amphistephanites* средней части оленекского яруса [21], обнажающихся в бухте Парис на о-ве Русском в Южном Приморье.

СТАБИЛЬНЫЕ ИЗОТОПЫ И Ca-Mg ОТНОШЕНИЯ ИЗВЕСТНЯКОВ СРЕДНЕГО ТРИАСА

Капустина падь

Средний триас представлен в разрезе по пади Капустина (бассейн р. Малой Лабы) следующими отложениями малотхачской свиты (нижний анизий):

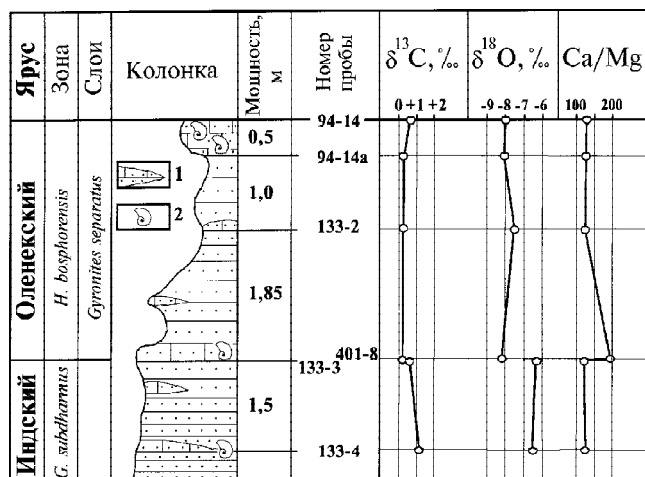


Рис. 6. $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ и Ca-Mg отношения песчаных известняков-ракушечников пограничных слоев индского и оленекского ярусов нижнего триаса на западном побережье Уссурийского залива в районе мыса Три Камня (скала Орел), Южное Приморье.

Обозначения как на рис. 2, 3.

1. Известняки серые, массивные (569-13 - в 10 м, 569-12 - в 15-16 м выше подошвы пачки). Мощность 20 м.

2. Песчаники серые, известковистые и известняки серые, массивные, с прослоями конгломератов. Мощность 10-15 м.

3. Известняки серые, массивные, местами песчаные (569-11 - в подошве толщи, 569-10 - в 12-17 м выше подошвы толщи, 569-9 - в кровле пачки). Мощность около 70-90 м. В бассейне р. Тхач свита охарактеризована аммоноидеями *Stenoporanoceras*, *Megaphyllites*, *Longobarditoides*, *Laboceras* и *Leiophyllites* (слои со *Stenoporanoceras*) [9].

4. Известняки розовато-серые, массивные (569-8 - в 30-40 м выше подошвы пачки). Мощность 30-40 м.

Выше располагаются, судя по отдельным обнажениям, плитчатые известняки, аргиллиты с железисто-карбонатными конкрециями и конгломераты ачешбокской свиты (средний анизий) и базальные конгломераты карния с брахиоподами *Costirhynchia*.

Наиболее высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ (+3,5‰) и наиболее низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (-7,2‰) установлены в низах анизийского яруса. В целом для известняков анизийского яруса характерна сравнительно пониженная магнезиальность (Ca/Mg=190,3-202,9).

Гора Больничная

Как отмечалось ранее [3], достаточно высокое содержание тяжелого изотопа углерода ($\delta^{13}\text{C}=2,6\text{‰}$) обнаружено в известняках верхнеладинского-нижнекарнийского интервала на юго-западном склоне горы Больничной Дальнегорского района Сихотэ-Алиня.

СТАБИЛЬНЫЕ ИЗОТОПЫ И Ca-Mg ОТНОШЕНИЯ ИЗВЕСТНЯКОВ ВЕРХНЕГО ТРИАСА

Зальцкаммергут - Кендельбах

Аномально высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ установлены в верхнем карнии Зальцкаммергута, Альпы (+3,5‰) [3]. Повышенными значениями $\delta^{13}\text{C}$ характеризуются известняки нижнего нория (+2,2‰) [3]. Согласно новой публикации [17], в известняках низов в Кессенской формации рэтского возраста, обнажающихся в грабене Кендельбах, отмечаются также высокие содержания тяжелого изотопа углерода ($\delta^{13}\text{C}=+2,79\text{‰}$); в известняках ее верхней части $\delta^{13}\text{C}$ снижается до 1,72‰.

Ручей Больничный

Аномально высокое значение $\delta^{13}\text{C}$, как отмечалось нами ранее [3], было открыто в нижненорийских известняках Сихотэ-Алиня.

Куна

Нижне-средненорийские отложения низов шапкинской свиты по р. Куна (бассейн р. Сахрай на Северном Кавказе) представлены гравелитами, песчаниками и известняками с многочисленными брахиоподами [9].

$\delta^{13}\text{C}$ нижненорийских красных известняков, обнажающихся по р. Куна (К-12), составляет +2,6‰; известняки отличаются высокой магнезиальностью (Ca/Mg=155,5) (рис. 7).

Сахрай

В красных известняках позднеорийского возраста шапкинской свиты верховьев р. Сахрай Северного Кавказа (К-7, К-22) значения $\delta^{13}\text{C}$ изменяются от +2,5 до +2,8‰, в аналогичных по облику известняках рэтского возраста (К-9) $\delta^{13}\text{C}$ составляет только 2,2‰ (рис. 7). Все исследованные известняки отличаются высокой магнезиальностью (Ca/Mg = 146,18).

Тхач-Бах

В красных известняках пограничных слоев нория и рэта карьера АОЗТ "Мрамор", расположенного на водоразделе рек Тхач и Бах Северного Кавказа (5412-5416), значения $\delta^{13}\text{C}$ колеблются от 2,0 до 2,5‰; известняки отличаются повышенной магнезиальностью, особенно в нижней части исследованного интервала (Ca/Mg=169,7) (рис. 7).

СТАБИЛЬНЫЕ ИЗОТОПЫ АРАГОНИТОВЫХ РАКОВИН АММОНОИДЕЙ НИЖНЕГО АПТА

В сравнительных целях были исследованы раковины раннемеловых аммоноидей Северного Кавказа, сохранившие в той или иной степени первичный арагонитовый материал. Материал происходит из двух различных стратиграфических уровней афибской свиты (нижний апт).

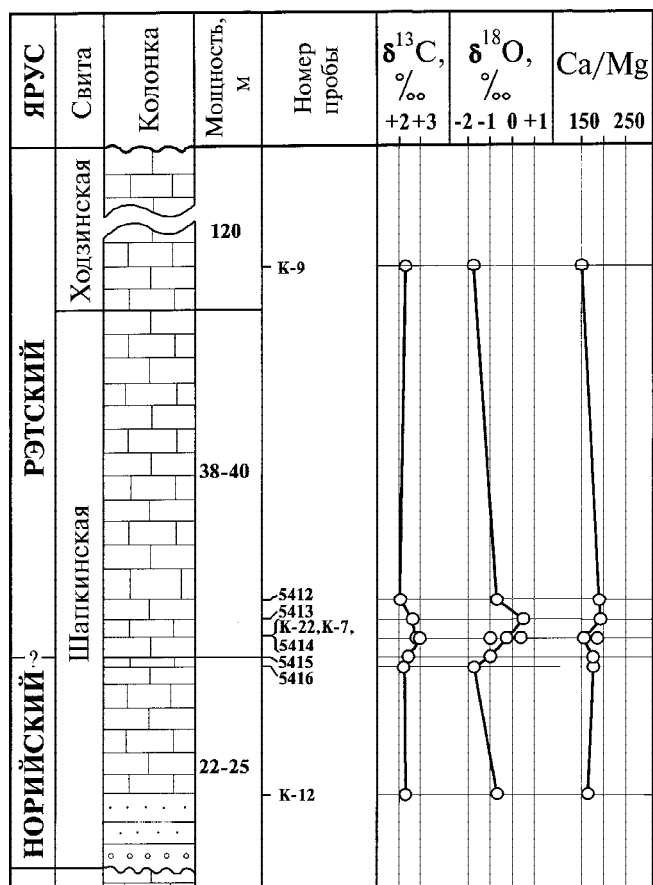


Рис. 7. $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ и Ca-Mg отношения известняков верхнего триаса бассейнов рек Сахрай и Тхач, Северный Кавказ.

Обозначения как на рис. 2.

Из нижнего стратиграфического уровня были отобраны гигантская раковина неопределенного аммонита с содержанием арагонита до 42% ($\delta^{13}\text{C}=-9,2\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}=-1,5\text{‰}$) и мелкая раковина *Tetragonites* sp. с содержанием арагонита только до 21% ($\delta^{13}\text{C}=-11,8\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}=-2,8\text{‰}$). Судя по сравнительно высокому содержанию вторичного кальция в раковинах и некоторым примесям в одной из них, они претерпели несколько стадий диагенетических изменений, существенно искаживших изотопный состав углерода. Вместе с тем, их изотопный состав кислорода представляется близким к оригинальному и, по-видимому, может быть использован для палеотемпературных определений.

Из верхнего стратиграфического уровня афибской свиты (верхи нижнего апта) происходят две другие раковины аммоноидей - *Chelonicer* sp. (37% арагонита; $\delta^{13}\text{C}=-11,7\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}=-2,6\text{‰}$) и *Hypophylloceras* sp. (68% арагонита; $\delta^{13}\text{C}=-6,4\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}=-0,3\text{‰}$). Подобно раковинам нижнего стратиграфического уровня, они, по-видимому, сохранили изотопный состав кислорода, близкий к оригиналь-

ному. Данные по изотопному составу кислорода по крайней мере некоторых из исследованных раковин, по-видимому, могут быть использованы для палеотемпературных определений.

Корреляция позднепермских (дорашамских) и триасовых отложений Тетической области

Недавно нами [2] были установлены повышенные значения $\delta^{13}\text{C}$ (до +2,8‰) в хорошо сохранившихся раковинах брахиопод *Araxathyris ogbiensis* Grunt из зоны *Paratirolites kittli* средней части дорашамского яруса ахуринской свиты в районе пос. Ахура в Закавказье. Открытие аномально высоких содержаний тяжелого изотопа углерода в дорашамских отложениях никитинской свиты Северного Кавказа, ниже аргиллитов уруштенской свиты, охарактеризованных позднедорашамскими *Dushanoceras*, позволяет коррелировать никитинскую свиту с зоной *Paratirolites kittli*, соответствующей концу раннего дорашама (рис. 8). Уруштенской свите верхов дорашамского яруса соответствуют, вероятно, слои с *Rotodiscoceras* формации Чансин в Юго-Восточном Китае и зоны *Pleuronodoceras occidentalis* Закавказья и *Huananoceras qianjiangense* Южного Приморья.

Аномалию $\delta^{13}\text{C}$, установленную впервые в зоне *Tirolites-Amphistephanites* шмидтской свиты Южного Приморья, соответствующей средней части оленекского яруса Южного Приморья (4,9‰), удается проследить на том же стратиграфическом уровне в ряде разрезов Северного Кавказа: (1) в среднеоленекских известняках ятыргвартинской свиты по р. Белой, в районе оврага Руфабго (3,6‰), охарактеризованных, как показали наши исследования, конodontами *Neospathodus triangularis* (Bender), их первое появление характерно для зоны с *Tirolites cassianus*; (2) в среднеоленекских известняках той же свиты Свинячьей пади (4,2‰), перекрывающих глинисто-карбонатные отложения, охарактеризованные раннеоленекским комплексом аммоноидей; (3) в известняках той же свиты пади Капустина (6,9‰), соответствующих, судя по их положению в разрезе, средней части оленекского яруса.

Аномалии $\delta^{13}\text{C}$, обнаруженные в нижнем анизии Северного Кавказа (3,5‰), на границе ладинского и карнийского ярусов в Сихотэ-Алине (2,6‰) и в верхнем карнии Альп (3,5‰), пока еще не прослежены пространственно и требуют дополнительных исследований.

Аномально высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ для нижнего нория установлены в двух регионах - Сихотэ-Алине (3,1‰) и Северном Кавказе (2,8‰); в Альпах обнаружено лишь повышенное содержание тяжелого изотопа углерода ($\delta^{13}\text{C}=2,2\text{‰}$) на этом стратиграфическом уровне.

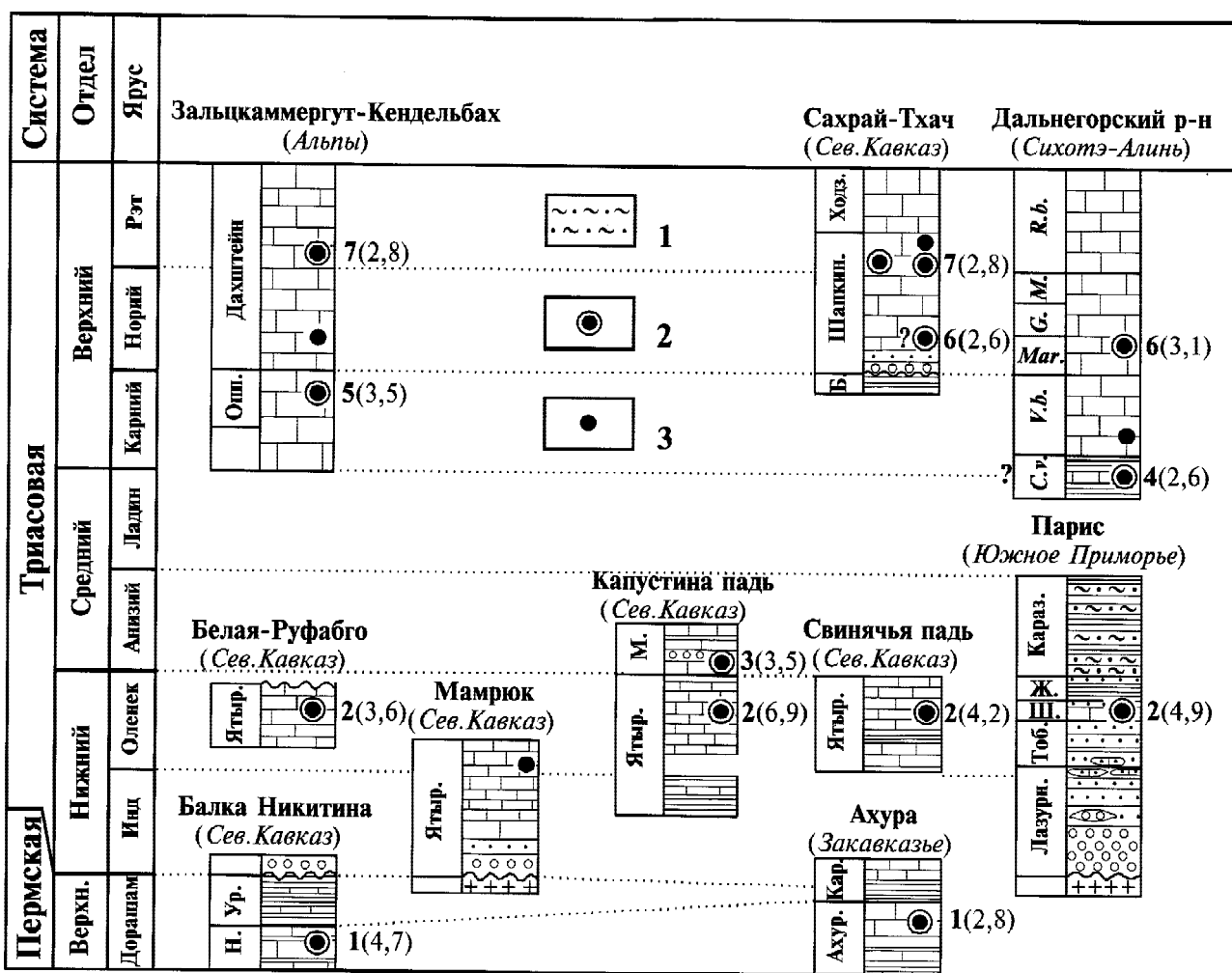


Рис. 8. Схема сопоставления разрезов верхней перми (дорашамский ярус) и триаса Тетической области, по которым были проведены геохимические исследования.

1 - полосчатые песчаные алевролиты, 2 - изотопно-углеродная аномалия, ее порядковый номер и значение в промилле, 3 - повышенное значение $\delta^{13}\text{C}$ (до 2,2‰). Свиты: н. - никитинская, ур. - уруштенская, ахур. - ахуринская, кар. - карабаглярская, ятыр. - ятыргвартинская, м. - малотхачская, б. - бабукская, шапкин. - шапкинская, ходз. - ходзинская, лазурн. - лазурнинская, тоб. - тобизинская, ш. - шмидтская, ж. - житковская, караз. - каразинская. Формация: Опп. - Оппониц. Прочие обозначения как на рис. 2, 3, 5.

Высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ для нижнего рэта установлены в нижней части Кессенской формации Альп (2,79‰). Этому же стратиграфическому уровню соответствуют, очевидно, известняки верхней части шапкинской свиты Северного Кавказа, обнаруженные в верховьях р. Сахрай ($\delta^{13}\text{C}=2,8\%$) и на водоразделе рек Тхач и Бах ($\delta^{13}\text{C}=2,5\%$).

По мнению Дж. А. Алкала-Херрера, И.Л. Гроссмана и С. Гарнера [10], вариации $\delta^{13}\text{C}$ в глубоководных органогенных карбонатах связаны с изменениями различных факторов среды, таких как характер запасов углерода в океане, влияние апвеллинга, характер первичной биологической продуктивности океана. Степень влияния каждого из этих факторов в глубоководных условиях, по мнению этих авторов, различить невозможно, но когда речь

заходит о глобальных изотопных изменениях в карбонатах мелководного происхождения, то представляется наиболее вероятным, что они отражают изменения, происходящие именно в биологической продуктивности морей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Открытие аномалий $\delta^{13}\text{C}$ в органогенных карбонатах различных стратиграфических уровней Приморья, Северного Кавказа, Закавказья и Альп, нередко сопровождаемых увеличением магnezальности известняков, свидетельствует, очевидно, о высокой биологической продуктивности морей Тетической области (в том числе за счет микропланктона, избирательно поглощающего из морской воды изотопно-легкую углекислоту), на-

прямую связанной прежде всего с трансгрессиями и потеплением климата (1) в начале дорашамского века (зональный момент *Tirolites kittli*), (2) середине оленекского (зональный момент *Tirolites - Amphistephanites*), (3) начале анизийского, (4) конце ладинского - начале карнийского, (5) конце карнийского, (6) начале норийского и (7) начале рэтского времени. Наибольшая биологическая продуктивность для триасового периода приходилась на середину оленекского века.

Существование климатических оптимумов в дорашамском, оленекском, анизийском и норийском веках подтверждается, как нам представляется, некоторыми событиями в развитии радиоляриевых фаун Сихотэ-Алиня. Высокая численность и таксономическое разнообразие *Albaillellaria* в кремнях раннедорашамской зоны *Imotoella exelsa* верхней перми руч. Пантового, горы Амба и речки Скалистой и флишоидах г. Орел является возможным следствием оптимальных условий. Образование значительной массы органогенных радиоляриевых кремней в Сихотэ-Алине в оленекском веке могло происходить в аналогичных условиях. С анизийским потеплением может быть связано появление *Nassellaria*, преимущественно многосегментных, с карнийским и норийским потеплениями - резкие повышения таксономического разнообразия *Nassellaria* и *Spumellaria*, установленные в ряде разрезов Сихотэ-Алиня (Скалистая, Дальнегорск, Бревка и др.) и развитие планктонных известняков в составе джаурской свиты и ее аналогов.

Судя по данным изотопно-кислородного анализа, температура придонных вод мелководных бассейнов Северного Кавказа и Закавказья в раннедорашамское время достигала 23,8°C (табл. 1) [2]. В начале уруштенского времени, соответствующего, очевидно, началу второй половины дорашамского века, температура придонных вод морей Северного Кавказа существенно не изменилась и достигала 24,2°C. Примерно в сходных температурных условиях тропиков и субтропиков происходило образование и, по крайней мере, среднеоленекских органогенных карбонатов Тетической области, учитывая существенное потепление в оленекском веке (с крайними значениями температур от 10,0 до 22,8°) даже в высоких широтах Арктической Сибири [2, 6-8]. Климатические условия среднеоленекского времени сопоставимы, вероятно, и с раннеаптским климатическим оптимумом, когда температура вод мелководных морских бассейнов Северного Кавказа колебалась от 13,7-17,9 до 23,9°.

В заключение следует упомянуть, что недавно в печати появились сведения результатов кислородно-изотопного анализа известняков Кессенской формации Альп [17], позволяющие, по мнению

этих авторов, реконструировать тропические условия их формирования в начале рэтского века.

Для реконструкции условий среды позднего палеозоя и раннего мезозоя важное значение имеют, по-видимому, данные по распространению рифов как чувствительных индикаторов изменений морской среды. Примером процветающих рифов дорашамского века являются рифогенные образования уруштенского горизонта на Северном Кавказе. В конце дорашамского века рифы исчезли с лица Земли, рифообразование не возобновилось ни в одном из районов мира ни в условиях климатического оптимума (трансгрессии) середины оленекского века, ни при сходных (а может быть, и более теплых) условиях, наметившихся в начале среднего триаса. Широкое развитие рифов в приэкваториальных районах имело место лишь в позднетриасовую эпоху.

Отсутствие рифов в низких широтах в начале триаса логичнее связывать с косвенным воздействием кислородного режима (более или менее низким содержанием кислорода в атмосфере и океане этого времени) вследствие резкого дефицита кислорода на рубеже перми и триаса [12-15]. Этим же может объясняться и отсутствие заметных следов кремненакопления органогенной природы непосредственно в пограничных слоях перми и триаса, а также низкие темпы восстановления таксономического разнообразия радиолярий в индском и оленекском веках (радиолярии по крайней мере этого времени представлены преимущественно сферическими формами отряда *Spumellaria*).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Г.В. Беляевой (Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток) за палеонтологические определения дорашамских губок и Т.Н. Пинчук (Научно-технический центр предприятия "Кубаньгазпром", Краснодар) за организацию полевых работ в Республике Адыгея и Краснодарском крае в июле 1997 г.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (грант 97-05-65832).

ЛИТЕРАТУРА

1. Захаров Ю.Д., Найдин Д.П., Тейс Р.В. Изотопный состав кислорода раковин раннетриасовых головоногих Арктической Сибири и соленость бореальных бассейнов в начале мезозоя // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 4. С. 101-113.
2. Захаров Ю.Д., Уханева Н.Г., Игнатьев А.В., Афанасьева Т.Б., Вавилов М.Н., Котляр Г.В., Попов А.В., Попов А.М. Изотопный состав кислорода и углерода органогенных карбонатов верхнего палеозоя и мезозоя Евразии // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 1. С. 45-58.
3. Захаров Ю.Д., Уханева Н.Г., Игнатьев А.В., Попов

- А.М., Пунина Т.А. Предварительные данные по изотопному составу углерода и кислорода триасовых органических карбонатов Тетического пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т.18, № 3. С.47-53.
4. Позднепермский этап эволюции органического мира. Джульфинский и дорашамский ярусы СССР. Л.: Наука, 1983. 198 с.
 5. Позднепермский этап эволюции органического мира. Мидийский ярус СССР. Л.: Наука, 1989. 184 с.
 6. Курушин Н.И. Триасовые двусторчатые моллюски северо-восточной Азии (морфология, система, биоэкология, палеоэкология и палеобиогеография): Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Новосибирск, 1998. 45 с.
 7. Курушин Н.И., Захаров В.А. Климат Северной Сибири в триасовом периоде // Бюл. МОИП, отд. геол. 1995. Т. 70, № 3. С. 55-60.
 8. Тейс Р.В. Использование изотопного состава кислорода раковин и скелетов морских организмов для решения некоторых вопросов геохимии // Разделение элементов и изотопов в геохимических процессах. М.: Наука, 1979. С. 155-161.
 9. Шевырев А.А. Триасовые аммониты Северо-Западного Кавказа. М.: Наука, 1995. 174 с. (Тр. ПИН РАН; Т. 264).
 10. Alcalá-Herrera J.A., Grossman E.L., Gartner S. Nannofossils diversity and equistability and fine-fractions $\delta^{13}\text{C}$ across the Cretaceous/Tertiary boundary at Walvis Ridge Leg 74, South Atlantic // Marine Micropaleontology. 1992. V. 20, № 1. P. 77-88.
 11. Baud A.M., Magaritz M., Holser W.T. Permian-Triassic of the Tethys: carbon isotope studies // Geol. Rundschau. 1989. V. 78. P.649-677.
 12. Berner R.A. Drying, O_2 and mass-extinction // Nature. 1989. V. 340, № 6235. P. 603-604.
 13. Gruszczynski M., Halas S., Hoffman A., Malkowski K. A brachiopod calcite record of the oceanic carbon and oxygen isotope shifts at the Permian/Triassic transition // Nature. 1989. V. 337, № 6202. P. 64-68.
 14. Hallam A. The earliest Triassic as an anoxic event, and its relationship to the end-Palaeozoic mass extinction // Canad. Soc. Petrol. Geol. 1994. Mem. 17. P. 797-804.
 15. Holser W.T., Schoenlaub H.-P., Attrep M. et al. A unique geochemical record at the Permian/Triassic boundary // Nature. 1989. V. 337, N 6202. P. 39-44.
 16. Holser W.T., Schoenlaub H.P., Boeckelmann K., Magaritz M. The Permian-Triassic of the Gartnerkofel-1 core: synthesis and conclusions // Abhandl. Geol. Bundesanstalt. 1991. V. 45. P. 213-232.
 17. Morante R., Hallam A. Organic carbon isotopic record across the Triassic-Jurassic boundary in Austria and its bearing on the cause of the mass extinction // Geology. 1996. V. 24, N 5. P. 391-394.
 18. Punina T.A. Classification and correlation of Triassic limestones in Sikhote-Alin on the basis of corals // Late Palaeozoic and Early Mesozoic circum-Pacific events and their global correlation. World and Regional Geology 10. Cambridge University Press, 1997. P. 186-192.
 19. Punina T.A. Stages of the development of Triassic biogenic buildups in Sikhote-Alin // Mem. Geologie (Lausanne). 1997. N 30. P. 151-167.
 20. Zakharov Y.D. Type and hypotype of the Permian-Triassic boundary // Mem. Soc. Geol. It. 1988. V. 34 (1986). C. 277-289.
 21. Zakharov Yu.D. Ammonoid evolution and the problem of the stage and substage division of the Lower Triassic // Mem. Geologie (Lausanne). 1997. N 30. P. 121-136.
 22. Zhao J., Liang X., Zheng Z. The Late Permian cephalopoda of South China // Palaeontol. Sinica, new ser. B. 1978. N 12. P. 1-194.

Поступила в редакцию 9 октября 1998 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

Yu.D. Zakharov, N.G. Boriskina, A.V. Ignatyev, T.B. Afanasyeva, G.I. Buryi, V.Y. Vuks, G.V. Kotlyar, E.S. Panasenko, A.M. Popov, T.A. Punina, A.K. Cherbadzhy

Triassic carbonates in North Caucasus and Primorye: stable oxygen and carbon isotopes, Ca/Mg ratio, and correlation

Some Early Dorashamian, Middle Olenekian, Early Anisian, Late Ladinian-?Early Carnian, Late Carnian, Early Norian, and Early Rhaetian events marked by an anomalously high value of $\delta^{13}\text{C}$ (2.5-6.9‰) and more or less expressed decline in Ca/Mg ratio in organogenic carbonates of the Tethyan Realm might be explained by high bioproductivity of the marine basins in the conditions of transgressions and warm climate. The highest $\delta^{13}\text{C}$ values identified in the Triassic limestones of Malaya Laba (6.9‰) and Sakhray (4.2‰) River basins in North Caucasus and Russian Island (4.9‰) in Primorye region fall on the Middle Olenekian Tirolites-Amphistephanites Zone and its equivalents. Oxygen isotope analyses of brachiopod shells (with good preserved microstructure) from Nikitin and Urushten Formations show that the temperatures of the shallow water in marine basins in North Caucasus fluctuated during the Early Dorashamian from 23.8° to 24.2°C which is in accordance with our previous paleotemperature data for the *Paratirolites kittli* Zone of Transcaucasia (22.0-24.2°C). Similar conditions appear to have occurred in North Caucasus and South Primorye at least during the Middle Olenekian.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ И ТЕФРОХРОНОЛОГИЯ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ
ОСАДКОВ ОХОТСКОГО МОРЯ

С. А. Горбаренко*, А. Н. Деркачев*, А. С. Астахов*, Дж. Р. Саутон**,
В.В. Шаповалов-Чупрынин*, Д. Нюрнберг***

*Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

**Ливерморская Национальная лаборатория им. Лоуренса, США, г. Ливермор

***Исследовательский центр по морской геологии ГЕОМАР, Германия, г.Киль

В колонках глубоководных осадков Охотского моря выделены литологические горизонты согласно первичному описанию осадков и смиршлайдов и анализам содержания карбоната кальция, органического углерода и опала. Для трех опорных колонок сделано сопоставление литологии осадков с результатами изотопно-кислородного анализа и радиоуглеродными датами, методом ускорительной масс-спектрометрии, что позволило выявить время формирования карбонатных и диатомовых илов.

Анализ изменений магнитной восприимчивости и гранулометрического состава осадков и сопоставление их с изотопно-кислородной кривой и радиоуглеродными датировками позволили определить роль климата в вариациях магнитной восприимчивости осадков Охотского моря и связать их с изотопно-кислородными стадиями.

Посредством минералогического анализа в осадках Охотского моря выделены и идентифицированы вулканические прослои: K_0 , TR, K_2 и K_3 . На основании минералогических признаков, стратиграфического положения и радиоуглеродных дат определен возраст данных прослоев тефры - соответственно 8,1; 8,05; 26,8 и около 60 тысяч лет, установлены связь их с извержениями Камчатки и Курильских островов и ареалы их распространения в море.

Полученные результаты по литологии осадков, физическим свойствам, тефрохронологии, радиоуглеродному возрасту и изотопным записям позволили существенно детализировать стратиграфию и корреляцию верхнечетвертичных осадков Охотского моря.

Ключевые слова: Охотское море, осадки, литостратиграфия, тефрохронология, изотопно-кислородный анализ, радиоуглеродное датирование.

ВВЕДЕНИЕ

Исследования Безрукова [5, 6], Лисицина [16, 17], Жузе [12], Безрукова и Романкевича [7] показали, что палеогеография и характер осадконакопления Охотского моря значительно менялись во время глобальных климатических изменений голоцена и плейстоцена, что отразилось в литологическом составе осадков. Эти авторы показали, что во время теплых климатических условий в Охотском море происходило усиление аккумуляции аморфного кремнезема, органического углерода и карбоната кальция, а в холодные периоды доминировало терригенное осадконакопление. Однако исследования тех лет не были обеспечены радиоуглеродным датированием, изотопно-кислородной стратиграфией и другими современными методами анализа и корреляции осадков.

Полученные в Тихоокеанском океанологическом институте за последние 15 лет колонки донных осадков Охотского моря и изучение их литологии, геохимии, изотопного состава кислорода

планктонных и бентосных фораминифер, магнитной восприимчивости и радиоуглеродного возраста позволили добиться определенного прогресса в литостратиграфии и оценках скоростей накопления верхнечетвертичных осадков этого окраинного бассейна [2, 4, 8, 9].

Охотское море с востока и юго-востока окаймляется п-овом Камчатка и Курильскими островами, т.е. областями с активным вулканизмом, и поэтому является благоприятным объектом для изучения прослоев вулканического материала в донных осадках, их стратиграфического положения и возраста. Разработанная к настоящему времени наземная история развития вулканизма Камчатки и Курил [16, 24] позволяет выявить источники наиболее крупных извержений, проследить распространение их продуктов по акватории моря и существенно уточнить картину развития вулканизма этого региона.

Изучение минералогии вулканического материала дало возможность выделить несколько типов

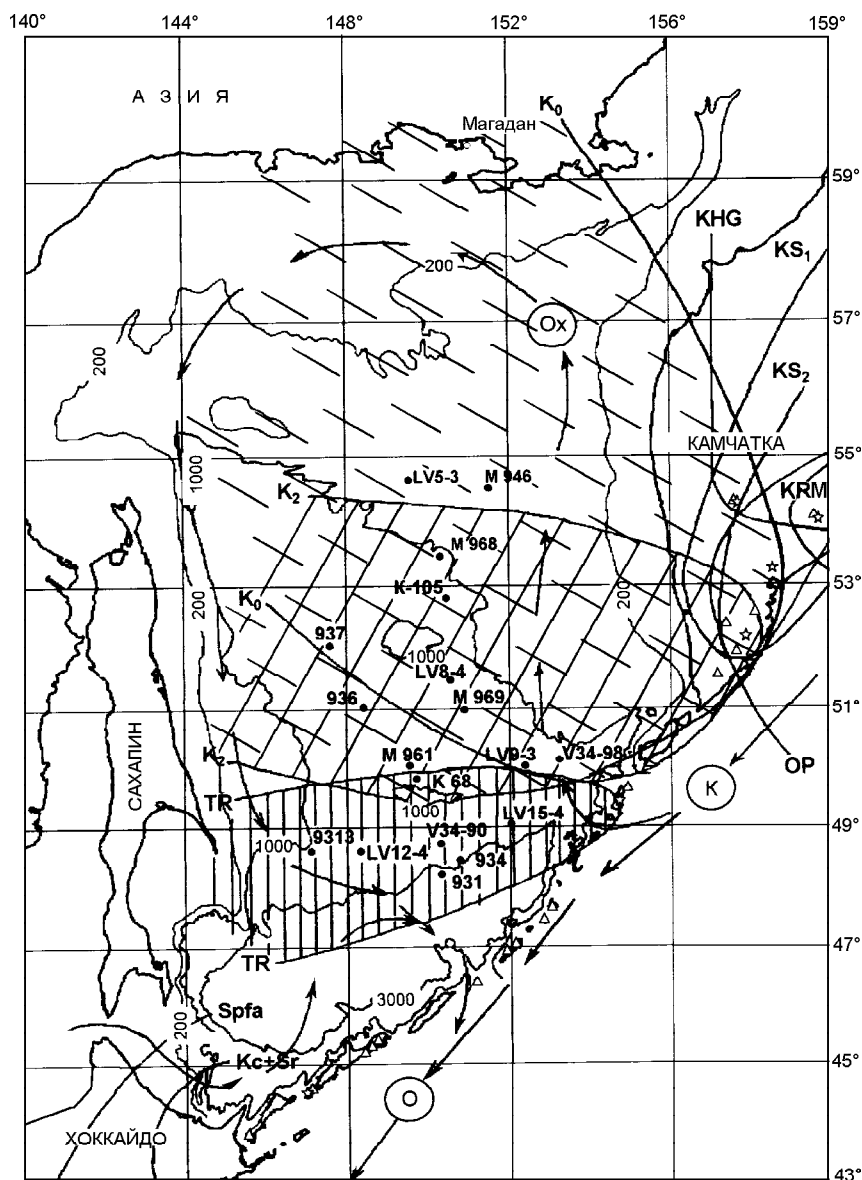


Рис. 1. Расположение изученных колонок в Охотском море и ареалы распространения в осадках продуктов вулканических извержений.

Стрелками показано Камчатское течение (К), циклоническая охотоморская ячейка (Ox) и течение Ойясио (O). Сплошные линии показывают ареалы распространения материалов извержений вулканов: K₀-Курильское озеро, п-ов Камчатка (пунктирная косая штриховка); TR -Тао-Русь, о. Онекотан, Курильские о-ва (вертикальная штриховка); K₂-Ксудач?, Южная Камчатка, (наклонная штриховка); KRM-Карымский; KHG-Хангар; KS₁, KS₂-Ксудач; OP-Опала. Наименования извержений вулканов даны по [25]. Spfa, Kc+Sr-извержения вулканов о-ва Хоккайдо, по [1, 29]. Звездочками указано положение вулканов с крупнейшими выбросами пирокластического материала в голоцене; треугольниками - в позднем плейстоцене.

прослоев тefры в осадках Охотского моря, скоррелировать их радиоуглеродным и литологическими методами и соотнести с наземным вулканизмом.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКИ

В данной работе использованы колонки донных осадков Охотского моря, отобранные в 13 рейсе НИС “Дмитрий Менделеев”, 13 рейсе НИС “Каллисто”, 34 рейсе НИС “Вулканолог”, 25 рейсе НИС “Академик А. Несмеянов” и 27 рейсе НИС “Академик Лаврентьев”. Расположение станций отбора колонок показано на рис. 1.

При характеристике состава осадков, выделении горизонтов в колонках использованы данные по литологическому описанию осадков, гранулометрическому составу и анализ микроскопичес-

ких препаратов (смершлайдов). Для изучения биогенной седиментации осадки анализировались на содержание карбоната кальция, органического углерода и аморфного кремнезема.

Анализ содержания карбонатного и органического углерода проводился кулонометрическим методом с использованием экспресс - анализатора АН-7529. Карбонатный углерод выделяли при помощи разбавленной соляной кислоты, а общий углерод - прокаливанием при температуре 1050°C. Органический углерод подсчитывали по разности общего и карбонатного.

Определение аморфного кремнезема проводилось фотоколориметрическим методом по восстановленной форме кремнемолибденовой гетерополи-кислоты после двукратной содовой вытяжки с ис-

пользованием фотоэлектрического концентрационного колориметра КФК-2.

Минералогический анализ прослоев выполнялся по общепринятой методике Петелина [19] с использованием иммерсионных жидкостей. Раздельно исследовались легкая и тяжелая (плотность более 2,89г/см³) подфракции крупноалевритовой (0,05-0,1мм) и реже - мелкосаммитовой фракций. В препаратах обычно определялось не менее 300 зерен. Для сопоставления прослоев тефры в легкой фракции, наряду с определением минерального состава, выделялись морфологические типы вулканического стекла и замерялись их показатели преломления в иммерсионных жидкостях. С помощью методов кластерного и факторного анализов, примененных к данным минералогического анализа, было достигнуто более объективное сопоставление и корреляция изученных прослоев тефры.

Гранулометрический анализ осадков выполнялся стандартным комбинированным методом В.П.Петелина [20].

Анализ магнитной восприимчивости (МВ) осадков проводился при помощи полевого измерителя магнитной восприимчивости ИМВ-1 и сверхвысокочастотного резонансного влагомера СВР-8 в комплекте с датчиком МВ от прибора ИМВ-1 и компьютером.

Радиоуглеродный возраст осадков определялся по отобранным раковинам планктонных и бентосных фораминифер (вес навески 2-8 мг) методом ускорительной масс-спектрометрии в Ливерморской Национальной лаборатории им. Лоуренса (США). Все приведенные в тексте значения радиоуглеродного возраста были скорректированы на возраст резервуара поверхностных вод Охотского моря, равного 1000 лет, согласно данным Дж. Соутона [10].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Минералогия прослоев тефры

В осадках Охотского моря изучен минералогический состав прослоев тефры (табл. 1), в результате чего идентифицированы следующие прослои К₀, TR, К₂, К₃, и К₄.

Прослой тефры К₀, представлен светло-серым алевритом с примесью мелкопесчаной фракции. Мощность его не выдержана. Пепел прослеживается в виде прерывистых линз или тонких прослоев толщиной от 2 мм до 2 см с нечеткими границами, иногда с хорошо выраженной флюидальной текстурой. В ряде случаев, благодаря интенсивной биотурбации, прослой тефры сильно деформирован: в ниже залегающем горизонте мощностью 10-25 см наблюдаются многочисленные округлые линзы небольшого диаметра (следы донных рою-

щих организмов), заполненные светло-серой тефрой.

Тефра состоит преимущественно из бесцветного вулканического стекла флюидально-ячеистой, реже - оскольчато-пузыристой формы с показателем преломления N=1.499-1.500. Примесь кристаллокластики и обломков пород незначительна (менее 10 %). Среди обломков пород преобладает стекловатая масса серого цвета с мелкими включениями рудных минералов, микролитов плагиоклаза и пироксенов. Прослой тефры характеризуется магнетит-ортопироксен-клинопироксеновой ассоциацией с несколько повышенным содержанием роговой обманки. Соотношение Сrx/Orx не одинаково, варьирует от 0.96 до 2.3. Содержание клинопироксена составляет 25.3-37.7 %, а ортопироксена - 13.5 - 26.4 %. Отличительной особенностью тефры является повышенное содержание вулканогенной буро-зеленой роговой обманки (табл. 1). В небольшом количестве присутствует бурая и базальтическая роговая обманка. Амфиболы представлены свежими обломками без следов вторичных изменений, встречаются также зерна в рубашке из вулканического стекла. Наиболее вероятным источником пирокластики для данного прослоя тефры могло быть мощное (объемом около 100 км³) взрывное извержение вулкана Курильского озера (п-ов Камчатка), в результате которого образовалась крупная кальдера. Траектория пеплопада вытянута в северо-западном направлении (рис. 1). Признаки присутствия вулканического стекла этого извержения отмечены в голоценовых отложениях на расстоянии более 1000 км на противоположном берегу Охотского моря в районе г. Магадан [23]. По данным И.В.Мелекесцева и О.А.Брайцевой с соавторами [18, 25], данное извержение произошло в раннем голоцене около 7660 лет назад.

Прослой тефры TR мощностью 1-2 см вскрыт колонками южнее возвышенности Академии Наук (рис. 1) и представлен преимущественно крупным алевритом темно-серого цвета. Характерная особенность - повышенное содержание кристаллокластики (до 15-20 %), состоящей из обломков и сростков кристаллов плагиоклаза и пироксенов, а также стекловатых обломков пород зеленовато-бурого цвета с многочисленными включениями микролитов этих минералов. Стекло представлено бесцветными частицами псевдоволокнистой (преобладают), флюидально-ячеистой и оскольчатой формы с показателем преломления 1.505 -1.507, реже больше 1.507. Иногда встречается андезитовое зеленовато-бурое стекло оскольчатой формы с высоким показателем преломления, содержащее многочисленные, беспорядочно ориентированные микролиты пироксенов игольчатой формы. Для прослоя характерна магне-

Таблица 1. Минералогический состав прослоев (в %) вулканического стекла в колонках Охотского моря (фракция 0.1 -0.05 мм).

| Номер станции | Тип стекла | Горизонт, см | ol | срх | орх | hb | ep | gar, zr | ap | ilm | mg | rf | срх/орх | N |
|---------------|------------------|--------------|------|-------|-------|-------|-------|---------|------|-------|-------|-------|---------|-------------|
| V34-98 | K ₀ | 173-175 | | 30.54 | 18.14 | 12.83 | 1.32 | | 1.77 | 4.43 | 14.6 | 16.37 | 1.68 | 1.495-1.500 |
| M-946 | K ₀ ? | 30-35 | | 29.64 | 13.47 | 19.54 | 9.09 | 1.34 | 0.33 | 9.09 | 14.81 | 2.69 | 2.2 | |
| M-969 | K ₀ ? | 150-158 | 0.26 | 37.7 | 16.41 | 16.16 | 2.05 | | 0.76 | 4.1 | 17.44 | 5.13 | 2.3 | |
| LV8-4 | K ₀ | 153-155 | | 25.29 | 26.42 | 16.23 | 1.51 | | 2.26 | 6.04 | 10.56 | 11.69 | 0.96 | 1.495-1.500 |
| K68 | K ₂ ? | 90-98 | | 30.19 | 34.9 | 5.82 | 1.11 | | 0.56 | 0.56 | 23.82 | 3.04 | 0.86 | 1.502-1.503 |
| K-105 | K ₂ | 155-160 | | 26.96 | 38.47 | 12.36 | 3.66 | 0.57 | | 1.97 | 9.27 | 6.75 | 0.7 | 1.502-1.504 |
| 936 | K ₂ | 297-301 | | 50 | 22.41 | 4.6 | 4.31 | | 0.57 | 1.44 | 14.37 | 2.29 | 2.23 | 1.502-1.504 |
| 937 | K ₂ | 267-270 | 0.24 | 26.93 | 16.4 | 1.17 | | | 0.71 | 5.12 | 45 | 4.45 | 1.64 | 1.502-1.504 |
| LV8-4 | K ₂ | 332-334 | | 23.78 | 25.08 | 2.28 | | | 0.97 | 36.81 | - | 11.07 | 0.95 | 1.502-1.504 |
| M-961 | K ₂ | 148-151 | | 33.56 | 21.92 | 1.15 | 0.68 | | 1.37 | 7.53 | 32.65 | 1.15 | 1.53 | |
| M-968 | K ₂ | 100-104 | | 31.71 | 22.96 | 0.2 | | 0.2 | 0.81 | 8.74 | 32.93 | 2.44 | 1.38 | |
| M-969 | K ₂ | 158-165 | | 30.52 | 32.01 | | | | 0.5 | 5.46 | 30.02 | 1.49 | 0.95 | |
| M-969 | K ₂ | 170-172 | | 30.71 | 32.23 | 4.32 | 1.02 | 1.01 | 0.51 | 9.9 | 18.02 | 2.28 | 0.95 | |
| 931 | TR | 453-455 | | 25.37 | 26.55 | 2.06 | 1.77 | | 0.59 | 3.84 | 35.4 | 4.43 | 0.96 | 1.505-1.507 |
| 934 | TR | 335-340 | 1.01 | 25.84 | 44.63 | 4.02 | 2.69 | | | 14.09 | | 7.72 | 0.58 | 1.505-1.507 |
| K-68 | TR? | 82-86 | | 36.49 | 30.74 | 6.08 | 1.35 | | 0.67 | 4.4 | 12.16 | 8.11 | 1.19 | |
| LV15-4 | TR | 110-112 | 0.25 | 20.66 | 37.76 | 1.54 | 1.27 | | 0.77 | 7.91 | 19.64 | 10.2 | 0.55 | |
| 9313 | K ₃ | 123-127 | | 24.11 | 25.06 | 4.02 | 1.42 | 0.48 | | 1.42 | 43.5 | | 0.96 | 1.502-1.504 |
| LV9-3 | K ₃ | 283-285 | | 26.36 | 26.97 | 2.42 | 0.61 | | | 6.36 | 24.55 | 12.73 | 0.98 | 1.505-1.506 |
| LV12-4 | K ₃ | 290-297 | | 21.46 | 21.71 | 0.76 | 1.01 | 0.25 | 0.51 | 3.54 | 48.74 | 2.02 | 0.99 | |
| LV12-4 | K ₃ | 297-298 | | 20 | 13.64 | 2.43 | 0.61 | | 0.91 | 10.3 | 45.75 | 6.36 | 1.47 | |
| LV15-4 | K ₃ | 363-367 | | 26.87 | 20.92 | 3.88 | 1.81 | 0.77 | 0.52 | 6.46 | 33.34 | 5.42 | 1.28 | 1.502-1.504 |
| LV15-4 | K ₄ | 527-528 | 0.23 | 29.84 | 16.63 | 6.15 | 1.82 | 0.23 | | 5.01 | 32.12 | 7.98 | 1.79 | 1.502-1.504 |
| K-68 | K ₄ ? | 396-408 | | 20.3 | 13.71 | 17.77 | 22.84 | | | 4.57 | 10.15 | 10.66 | 1.48 | 1.505-1.506 |

Примечание. ol - оливин, срх - клинопироксен, орх - ортопироксен, hb - роговая обманка, ep - эпидот, gar, zr - гранат, циркон, ap - апатит, ilm - ильменит, mg - магнетит, rf - обломки пород, срх/орх - отношение клинопироксена к ортопироксену, N - показатель преломления вулканического стекла.

тит-клинопироксен-ортопироксеновая ассоциация. В отличие от близкого по времени формирования прослоя тефры K₀, в его составе в большем количестве содержится ортопироксен (26.5 - 44.6 %), и существенно ниже количество роговой обманки (табл. 1), при устойчивом преобладании ортопироксенов над клинопироксенами (Срх/Орх = 0.55-0.96). Повышено также содержание магнетита до 12.2 - 35.4 %. Ортопироксен, в основном, представлен идиоморфными удлиненно-призматическими зернами, часто в рубашке из вулканического стекла и с многочисленными газовой-жидкими включениями. Траектория пеплопада трассируется в сравнительно узкой полосе в юго-западном направлении от о-в. Онекотан (рис. 1). Данные биостратиграфии и абсолютной геохронологии осадков изученных колонок позволили установить возрастной интервал формирования вулканического прослоя, который по времени сопоставим с крупным эксплозивным извержением вулкана Тао-Русыр на о-ов Онекотан, произошедшем около 7500 лет назад [25].

Прослой тефры K₂ занимает обширную площадь центральной части Охотского моря. Область его распространения вытянута в широтном направлении от берегов Камчатки до о. Сахалин (рис. 1). Мощность прослоя значительно варьирует от 1 до 20 см. Максимальные значения мощности отмечены в колонках, расположенных в понижениях рельефа между возвышенностями Института океанологии и Академии Наук; на станции M969 мощность его равна 22 см. В большинстве случаев прослой представлен частицами алевритово-мелкопесчаной размерности. Однако в наиболее мощных прослоях хорошо заметна дифференциация пирокластического материала по размеру частиц тефры. Внизу залегает алеврит светло-серого цвета с флюидальной текстурой, который перекрывается прослоем тефры красновато-серого цвета с ясно выраженной градиционной текстурой - от грубозернистого песка в нижней части прослоя до алеврита псаммитового в верхней его части. Одним из важнейших диагностических признаков прослоя является его красновато-серая окраска.

В составе тефры преобладает бесцветное вулканическое стекло оскольчато-ячеистой, реже флюидально-ячеистой формы с показателем преломления 1.502-1.504. Содержание кристаллокластики менее 10 %. Количество ортопироксенов и клинопироксенов примерно одинаковое с небольшим преобладанием ортопироксенов ($Srx/Orx = 0.7-0.95$, в отдельных случаях более 1.0) (табл. 1). Следует отметить, что это соотношение может изменяться даже в пределах одного прослоя. Так, детальное изучение состава наиболее мощных прослоев выявило значительное увеличение количества клинопироксенов в их верхних горизонтах (Srx/Orx до 1.5 - 2.0), что, вероятно, связано с дифференциацией пирокластического материала в процессе его осаждения [14, 15, 22]. В составе тяжелой фракции в большом количестве присутствует магнетит (до 45.0 %), в содержании которого также отмечены значительные колебания. Роговые обманки присутствуют в небольшом количестве (табл. 1). Клинопироксены встречаются преимущественно в виде идиоморфных короткопризматических кристаллов (часто в виде агрегатов нескольких кристаллов разного размера), со сглаженными краями, в рубашке из вулканического стекла. Среди ортопироксенов преобладают идиоморфные короткопризматические зерна в рубашке из стекла.

Наиболее вероятным источником пирокластики могли быть крупные эксплозивные извержения вулканов Южной Камчатки (Горелая Сопка, Опала, Ксудач, Курильского озера), произошедших в конце позднего плейстоцена [13, 18, 25]. Сказать конкретно, с каким вулканическим центром связан прослой тефры K_2 , в настоящее время не представляется возможным, ибо они довольно близки как по времени проявления мощного эксплозивного вулканизма, так и по пространственной локализации вулканов (рис. 1).

Прослой тефры K_3 серого цвета алеврито - песчаной размерности с обилием крупнозернистой фракции, представленной обломками пемзы размером до 2-7 мм. Наиболее отчетливо выражен в колонках ст. LV15-4 (гор. 363-367 см), LV12-4 (300-308 см), LV9-3 (283-285 см), 9313 (123-127 см).

Мощность прослоя тефры K_3 довольно значительна - до 8 см в колонке LV12-4. Для прослоя характерно обилие кристаллокластики (до 45-50 %) как в тонких, так и в грубых фракциях, представленной табличками и идиоморфными кристаллами плагиоклаза, пироксена, магнетита в рубашке из стекла. Реже встречаются обломки зеленовато-буроватого толстостенного пузыристого стекла андезитового состава. В мелкопесчано-алевритовой фракции

встречается бесцветное стекло нескольких морфологических видов: пемзовидное флюидальное, крупноячеисто - оскольчатое (обломки крупных пузырей) и реже - зеленовато-коричневое с многочисленными включениями микролитов пироксенов. Показатель преломления стекла изменяется в небольшом интервале значений: $N = 1.502-1.504$, в среднем около 1.503, для бурого стекла он выше. В минеральном комплексе преобладают магнетит (24.5 - 48.7 %), ортопироксен (13.6 - 27.0 %) и клинопироксен (20.0 - 26.9 %). Соотношение Srx/Orx примерно равно (0.96-1.47) при небольшом превышении в среднем клинопироксенов.

Основная часть ортопироксенов представлена идиоморфными короткопризматическими утолщенными кристаллами со сглаженными краями и многочисленными газово-жидкими включениями, иногда встречаются удлинено-призматические зерна. Клинопироксен присутствует преимущественно в виде свежих, угловатых осколков, реже - короткопризматических кристаллов в рубашке и их сростков.

В настоящее время дать точную привязку данного прослоя тефры к определенному вулканическому центру невозможно. Учитывая широкое простирание ареала прослоя, можно предположить, что основным эксплозивным центром мог быть один из вулканов средней части Курильской островной дуги (от о. Онекотан до о. Уруп), где в конце среднего плейстоцена произошло несколько крупных извержений со значительным выбросом эксплозивного материала, сопровождавшихся впоследствии образованием крупных и гигантских кальдер [11, 13, 24].

Примеры комплексной стратиграфии и тефрохронологии

Для изучения стратиграфического положения и возраста горизонтов, обогащенных биогенными элементами, характера изменений магнитной восприимчивости по длине колонок и выявленных вулканических прослоев тефры K_0 , TR, K_2 рассмотрим опубликованные ранее и полученные результаты изотопно-геохимических, литологических анализов и радиоуглеродного датирования колонок V34-98 и 936 (табл. 2) и V34-90 [6], расположенных соответственно в ареалах распространения указанных прослоев тефры.

Прослой TR (колонка V34-90, рис. 2). Для стратиграфического деления колонки V34-90 использованы данные анализа магнитной восприимчивости осадков, их гранулометрического состава (содержания фракций крупнее 0,01 мм и 0,15 мм), изотопного состава кислорода планктонных фораминифер и содержания карбоната кальция, органического углерода и аморфного кремнезема (рис. 2).

Таблица 2. Радиоуглеродный возраст, полученный методом ускорительной масс-спектрометрии, колонок 936 и V34-98, определенный по раковинам планктонных и бентосных фораминифер.

| Колонка, интервал см | Номер образца Cams | Вид | Измеренный возраст тыс. лет | Точность \pm тыс. лет | Скорректир. возраст |
|----------------------|--------------------|-------------------------|-----------------------------|-------------------------|---------------------|
| Кол. 936 | | | | | |
| 240 | 34111 | <i>N. pachyderma</i> s. | 21,76 | 0,17 | 20,76 |
| 400 | 34112 | <i>N. pachyderma</i> s. | 47,6 | 4 | 46,6 |
| 320-322 | 20034 | <i>Uvigerina</i> sp* | 30,73 | 0,39 | 28,8 |
| Кол. V34-98 | | | | | |
| 44 | 12473 | <i>Uvigerina</i> sp. * | 4,57 | 0,08 | 2,67 |
| 99 | 14688 | <i>N. pachyderma</i> s. | 5,85 | 0,06 | 4,85 |
| 204 | 14690 | <i>N. pachyderma</i> s. | 10,44 | 0,06 | 9,44 |
| 214 | 12471 | <i>N. pachyderma</i> s. | 10,76 | 0,22 | 9,76 |
| 219 | 14692 | <i>N. pachyderma</i> s. | 12,64 | 0,08 | 11,64 |
| 244 | 12472 | <i>N. pachyderma</i> s. | 13,28 | 0,13 | 12,28 |

Примечание. Для определений по планктонным фораминиферам *Neogloboquadrina pachyderma* s. (левозавитая) принята поправка на возраст поверхностных вод Охотского моря равна 1 тыс. лет [10]. *Для бентосных фораминифер *Uvigerina* sp. принята дополнительная поправка, равная 0,9 тыс. лет, учитывающая среднюю разницу возрастов планктонных и бентосных фораминифер из одного образца осадка Охотского моря (Дж. Соутон, персональное сообщение).

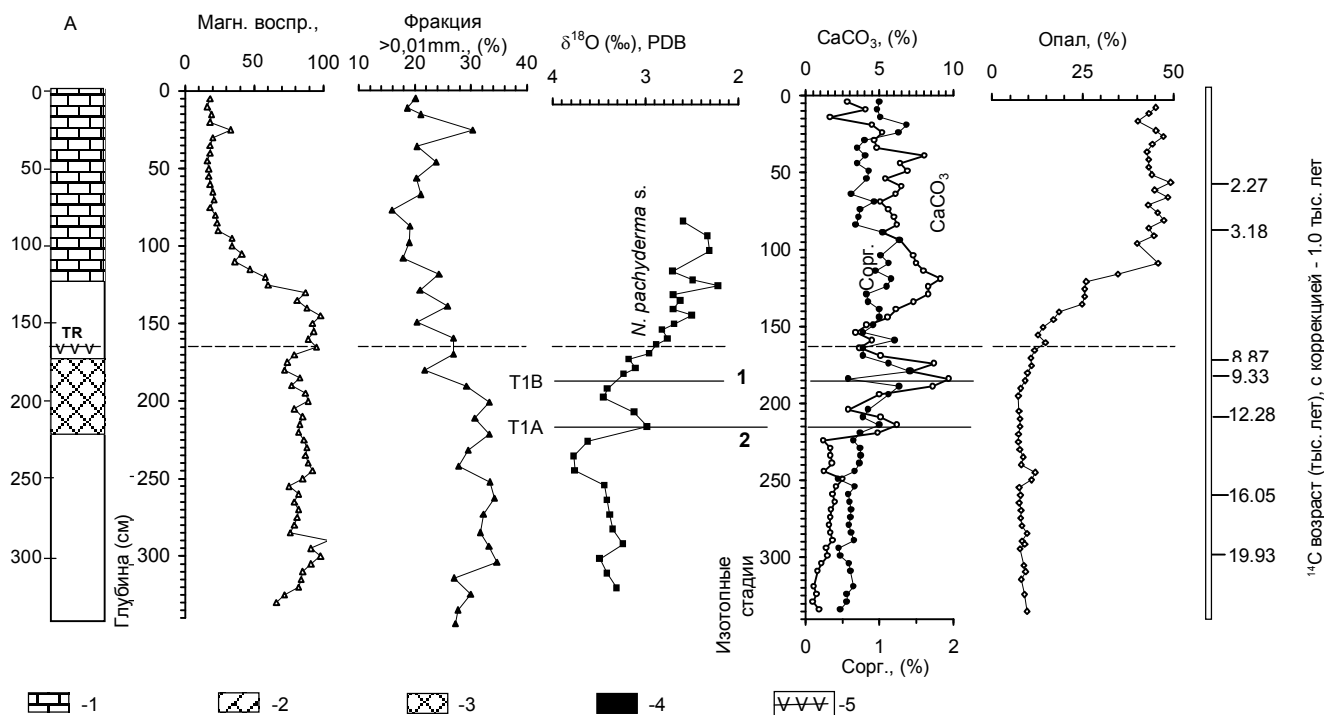


Рис. 2. Значения магнитной восприимчивости ($\cdot 10^{-6}$ ед. CGS), содержания фракции более 0,01мм (%), изотопного состава кислорода планктонных фораминифер *N. pachyderma* s., концентрации карбонатного и органического углерода и аморфного кремнезема (% на сухой вес осадка) колонки V34-90. В левой колонке показан литологический состав осадков: 1-диатомовые илы, 2-слабодиатомовые осадки, 3-слабокарбонатные осадки, 4 - прослой тифры, 5-прослой обогащенный вулканическим материалом; там же указано его название. Справа показаны радиоуглеродные даты, полученные методом ускорительной масс-спектрометрии, с поправкой на возраст поверхностных вод Охотского моря, равный 1 тыс. лет. [10].

Здесь показаны также литологические горизонты и радиоуглеродные даты, полученные методом ускорительной масс-спектрометрии.

В колонке выделены следующие литологические горизонты, обогащенные биогенными компонентами: диатомовые илы (0-120 см) и слабокарбонатный горизонт 170-220 см с примесью раковин фораминифер. Изменения магнитной восприимчивости осадков коррелируются с вариациями гранулометрического состава и биогенными горизонтами. Диатомовые илы, представленные наиболее мелкими фракциями с содержанием аморфного кремнезема до 45%, начали накапливаться в последние 5,2 тыс. лет и имеют очень низкие значения магнитной восприимчивости. Слабокарбонатный горизонт в средней части колонки также имеет несколько пониженные значения магнитной восприимчивости. Ниже диатомового горизонта происходит увеличение содержания алевритовой и песчаной фракций, представленной преимущественно терригенной компонентой, и рост магнитной восприимчивости осадков. Незначительное повышение магнитной восприимчивости наблюдается в области обогащения вулканическим материалом.

Записи изотопного состава кислорода планктонных фораминифер *N. pachyderma* s. и радиоуглеродные датировки [10] позволяют провести более детальное стратиграфическое расчленение осадков и уточнить время аккумуляции биогенных горизонтов. Помимо выделения границы изотопных стадий 1 и 2 на глубине 225 см изменения $\delta^{18}\text{O}$ планктонных фораминифер *N. pachyderma* s. ясно отражают терминации последнего оледенения T1A и T1B с возрастом около 12,5 тыс. лет и 9,5 тыс. лет соответственно (рис. 2), синхронные глобальным терминациям в связи с потеплением климата и ускоренным гляциоэвстатическим подъемом уровня моря [27]. Увеличение $\delta^{18}\text{O}$ планктонных фораминифер между терминациями T1A и T1B отражает похолодание климата, одновременное, согласно нашим датам, с глобальным похолоданием Молодой Дриас (Younger Dryas) [30]. Граница изотопных стадий 1 и 2 с возрастом, согласно нашим датировкам, в 12,5 тыс. лет лежит в основании слабокарбонатного горизонта и карбонатного пика 1A и соответствует стандартной датированной изотопно-кислородной шкале [31].

Изменения концентрации CaCO_3 в осадках этой колонки, как и в других колонках Охотского, Берингова морей и северо-западной части Тихого океана, подчиняются общей для этого региона закономерности [27]. Наблюдается слабое накопление карбоната во время последнего оледенения и начала дегляциации, пик во время терминации оле-

денения T1A по Фейербенксу [28] 12 тысяч лет назад, минимум, соответствующий похолоданию Поздний Дриас 11-10 тыс. лет назад, последующий пик, совпадающий с терминацией T1B 10-9,5 тыс. лет назад [27], последующее за ним снижение карбонатности и плавное увеличение с менее выраженным максимумом около 6-5 тыс. лет назад. Имеющиеся данные радиоуглеродного датирования колонки подтверждают эту региональную закономерность (рис. 2). Выделенный нами по литологическим признакам слабокарбонатный горизонт по сути включает в себя карбонатные пики 1A и 1B и формировался с 12,2 до 8,6 тыс. лет назад. Анализы содержания органического углерода также показывают рост Сорг. синхронно с терминациями T1A и T1B и позволяют предположить, что одновременные пики карбонатного и органического углерода были обусловлены преимущественно увеличением продуктивности вод в эти периоды потепления и некоторым распреснением поверхностных вод в связи с ускоренным глобальным таянием ледников [28].

Изученный нами прослой тефры TR (160-165 см) лежит выше карбонатного пика 1B и выпал около 8,05 тысяч лет назад, согласно интерполяции полученных нами радиоуглеродных дат. Напомним, что возраст извержения на о-ве Онекотан, послужившего источником данного прослоя, по наземным датировкам составляет около 7,5 тыс. лет [25].

Прослой K_0 (колонка V34-98). В этой колонке переход от диатомовых осадков с высоким содержанием аморфного кремнезема к терригенным осадкам постепенный, и поэтому при литостратиграфическом расчленении выделены диатомовый (0-75 см) и слабодиатомовый горизонты (75-135 см, рис. 3). Значения магнитной восприимчивости в диатомовом горизонте очень низкие. Они несколько увеличиваются в слабокремнистом (переходном) горизонте с ростом содержания алевритового и песчаного материала.

Слабокарбонатный горизонт в этой колонке расположен на глубинах 185-245 см. Количественные определения концентрации карбоната кальция показывают карбонатные пики 1A и 1B в пределах слабокарбонатного горизонта и последующее увеличение в среднем голоцене. Карбонатные пики 1A и 1B с возрастом 12,35-11,9 тыс. лет и 9,7-8,6 тыс. лет, соответственно, как и в колонке V34-90 и северо-западной Пацифике, формировались практически одновременно глобальным терминациям последнего оледенения T1A и T1B [28] и разделены низкокарбонатными осадками, сформированными при похолодании Молодой Дриас. Литологически выделенный слабо-

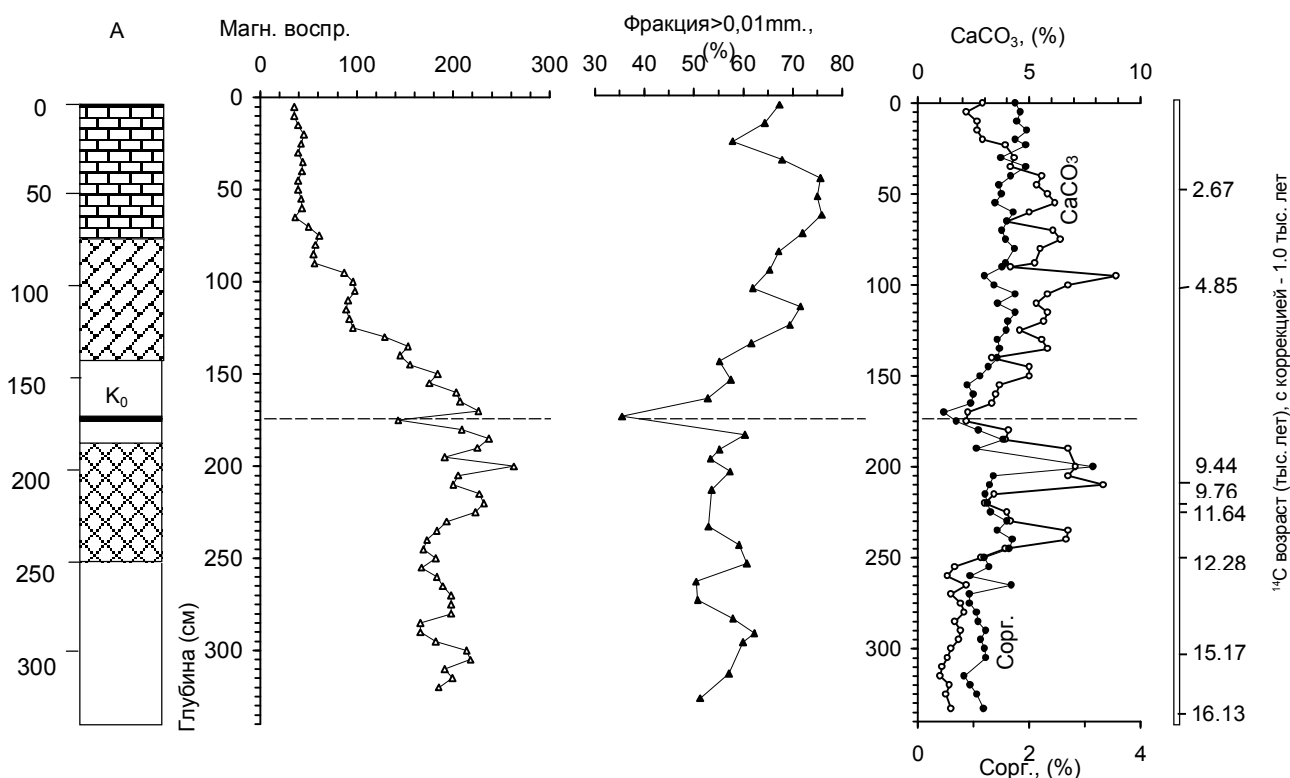


Рис. 3. Значения магнитной восприимчивости ($\cdot 10^{-6}$ ед. CGS), содержания фракции более 0,01мм (%) и концентрации карбонатного и органического углерода (% на сухой вес осадка) колонки V34-98. Слева - литология осадков, справа - датировки, условные обозначения аналогично рис. 2.

карбонатный горизонт здесь, как и в колонке V34-90, объединяет карбонатные пики 1А и 1В.

Радиоуглеродный возраст прослоя тефры K_0 (173-175 см), согласно имеющимся датам, составляет около 8,1 тыс. лет и расположен также выше карбонатного пика 11В. Возраст извержения озера Курильского, с которым мы идентифицируем данный прослой, по наземным датировкам равен 7,66 тыс. лет [25]. Вулканический прослой резко выделяется в записях магнитной восприимчивости - отрицательный пик до 140 ед. CGS $\cdot 10^{-6}$ и максимуме содержания алевритовой и песчаной фракций (рис. 3). Следует отметить идентичность стратиграфического положения и возраста прослоев K_0 и TR.

Прослой K_2 (колонка 936). В данной колонке выделены диатомовый горизонт на глубине 0-120 см и слабокремнистый - 112-160 см; по описанию микроскопических препаратов в интервале 560-630 см отмечается небольшая примесь (2-8%) диатомей (рис. 4). Изменения магнитной восприимчивости в верхней части колонки аналогичны вариациям в колонках V34-90 и V34-98: низкие величины восприимчивости в диатомовом горизонте и рост в нижележащих терригенных и слабикарбонатных отло-

жениях с увеличением содержания крупных фракций более 0,01 мм и более 0,15 мм. Фракция более 0,15 мм практически представляет весовую долю терригенной компоненты, переносимой плавучими льдами, поскольку вклад крупных планктонных и бентосных фораминифер здесь невелик. Резкие единичные пики этой фракции включают крупные частицы - гравий и гальку. Пиковые значения магнитной восприимчивости и обеих крупных фракций вблизи 300 см, несомненно, связаны с залеганием здесь прослоя тефры (297-300 см). Характер магнитных и гранулометрических кривых резко меняется ниже 300 см. Здесь в терригенных отложениях хорошо выделяются несколько интервалов с четко выраженным синхронным чередованием в изменениях магнитных свойств и гранулометрического состава: интервал 305-460 см с более низкими значениями магнитной восприимчивости и содержания крупных фракций; 460-560 см - высокие величины вышеуказанных физико-механических свойств; 560-640-низкие значения и 640-700 см-вновь повышенные.

Интервал 0-150 см. Изменения измеренных параметров осадков по длине ясно определяет границу изотопных стадий 1 и 2 в основании интервала на глубине 150 см. Аналогично колонкам V34-90 и V34-

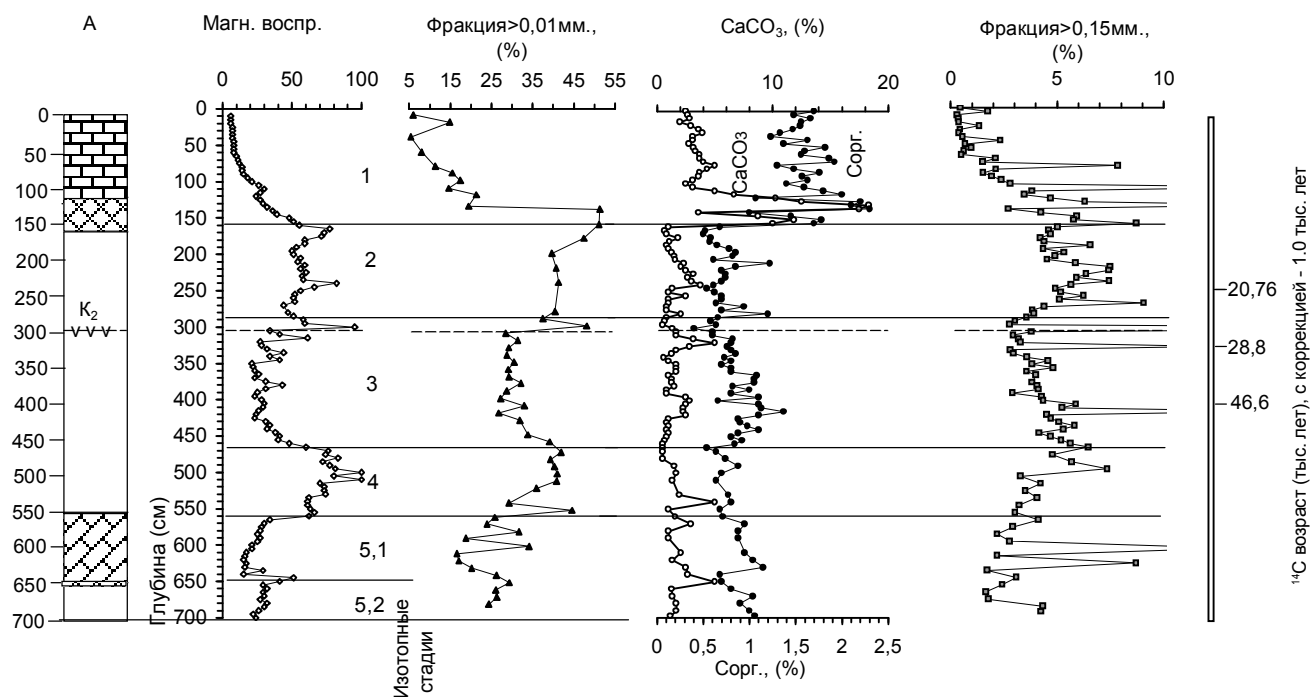


Рис. 4. Значения магнитной восприимчивости ($\cdot 10^{-6}$ ед. CGS), содержания фракций более 0,01 мм и 0,15 мм (%) и концентрации карбонатного и органического углерода (% на сухой вес осадка) колонки 936. Литология осадков и даты аналогично рис. 2.

98, магнитная восприимчивость здесь после диатомового минимума возрастает до устойчивых максимальных значений, и основание слабокарбонатного горизонта совпадает с основанием карбонатного пика 1А. В нижней части интервала по кривым карбонатности хорошо выделяются пики 1А и 1В и выше - менее выраженный среднеголоценовый пик. Резкое увеличение содержания фракции более 0,01 мм между карбонатными пиками 1А и 1В (терминациями T1А и T1В) связано с наступлением похолодания Молодой Дриас и последующими после терминации T1А ледниковыми условиями и ростом аккумуляции более грубых терригенных частиц.

Нижележащий интервал 150-280 см соответствует изотопной стадии 2 (последнему оледенению и началу дегляциации), сформирован в суровых климатических условиях с интенсивной поставкой крупных терригенных фракций и в том числе в результате ледового разноса. В ледниковых осадках доля крупной фракции, переносимой льдами (более 0,15 мм), возрастает до 5% (рис. 4), что свидетельствует о суровых климатических условиях и интенсивном выносе в акваторию моря грубообломочного материала с нижней части шельфа. Радиоуглеродный возраст границы 2 и 3 изотопных стадий (280 см), подсчитанный путем интерполяции от полученных

дат для горизонтов 240-242 см-20.76 тыс. лет назад и 320 см-28,8 тыс. лет назад, дает значение в 24,78 тыс. лет назад, что близко к возрасту данной границы по Мартинсону и др. [31] (24 тыс. лет назад).

Следующий интервал 290-460 см с низкими значениями восприимчивости и содержания крупных фракций осадка отлагался во время более теплой изотопной стадии 3. Полученная нами для горизонта 400 см радиоуглеродная дата в 46.6 тыс. лет сопоставима с возрастом изотопной стадии 3, равным 29-59 тыс. лет [31].

Интервал 460-560 см с большим содержанием крупнозернистого материала имеет высокие значения магнитной восприимчивости (рис. 4). Вероятно, этот интервал формировался при холодных условиях изотопной стадии 4 - 59 по 79 тыс. лет назад [31].

Интервал 560-640 см имеет низкую магнитную восприимчивость и более тонкий гранулометрический состав. Такое сочетание свойств осадков и отмеченное выше обогащение диатомеями позволяют говорить о формировании этого интервала во время теплой подстадии 5.1 с возрастом 89-91 тыс. лет по [31].

Интервал 640-700 см с повышенным содержанием магнитных минералов, алевритовой и песчаной фракций, вероятно, отлагался при более холод-

ных климатических условиях изотопной подстадии 5.2.

Содержания карбоната кальция в осадках изотопной стадии 1 изменяются аналогично детально описанным вариациям в колонках V34-90 и V34-98. В отложениях нижележащих стадий 2-5.2 карбонатность низкая с незначительными кратковременными пиками, вероятно отражающими более детальные изменения среды моря. Изменения концентрации органического углерода помимо кратковременных незначительных колебаний по длине колонки в среднем связаны с вариациями климата: повышены во время теплых изотопных стадий 1, 3 и 5.1 и низкие во время холодных стадий 2 и 4, что подтверждает ранние предварительные выводы [7].

Прослой тефры K₂ (297-301 см) хорошо выделяется также в записях магнитной восприимчивости и гранулометрического состава. Возраст его, согласно интерполяции имеющихся радиоуглеродных дат (табл. 2), равен 26,8 тыс. лет. При этом возраст осадков на глубине 320 см, определенный по бентосным фораминиферам *Uvigerina* sp. со средним значением 30,81 тыс. лет, был принят равным 28,81 тыс. лет с коррекцией на возраст резервуара поверхностных вод Охотского моря в 1 тыс. лет и средней разницы возраста между бентосными и планктонными фораминиферами, отобранными из одного образца, в 1 тыс. лет [Дж. Р. Соутон, персональное сообщение].

Магнитная восприимчивость осадков Охотского моря

Магнитная восприимчивость является наиболее экспрессным методом, применявшимся при изучении колонок и их литостратиграфическом расчленении. Значения ее в донных осадках Охотского моря определяются содержанием магнитных минералов, прежде всего магнетита [21]. В глубоководных отложениях зерна его имеют преобладающий алевритовый размер. Кроме того, повышенной магнитной восприимчивостью отличаются обломки некоторых магматических пород, в том числе пирокластик. В ней повышенной магнитной восприимчивостью обладают кристаллокластические и литокластические компоненты. Кислое вулканическое стекло имеет значительно меньшую магнитную восприимчивость, хотя также может выделяться по этому показателю среди глинистых или кремнистых осадков. Минимальной магнитной восприимчивостью отличаются кремнистая, карбонатная и глинистая составляющие осадков. В связи с такой зависимостью магнитных свойств осадков Охотского моря от наличия крупных литогенных компонент, вариации магнитной восприимчивости по колонкам описывают прежде всего изменения гранулометрическо-

го состава, что доказывают данные колонок V34-98 и 936 (рис. 3 и 4).

По данным корреляционного анализа, между содержаниями гранулометрических фракций и значениями магнитной восприимчивости (табл. 3) выявляется высокая положительная корреляция последней с фракцией крупнее 0,01 мм, где концентрируются основные магнитные компоненты осадков. Отдельные фракции внутри этого диапазона также, хотя и в различной степени, коррелируются со значениями магнитной восприимчивости. Лучшую корреляцию имеет мелкоалевритовая (0,01-0,05 мм) фракция, в которой сконцентрирован магнетит. Несколько хуже, но также достаточно устойчиво коррелируются песчаные и мелкогравийная фракции. В них концентрируются менее магнитные зерна - обломки пород, кристаллокластические и литокластические составляющие пирокластики. Необходимо отметить, что физико-механические свойства осадков, также в преимущественной мере определяемые гранулометрическим составом [3], имеют такие же вариации по колонкам, как и магнитная восприимчивость. Плотность осадков имеет значимую положительную корреляцию с магнитной восприимчивостью, а весовая влажность, анализировавшаяся на примере колонки 936 (табл. 3), - отрицательную.

В зависимости от преобладающих источников поступления песчано-алевритового материала в Охотском море выделяются два района с различными значениями магнитной восприимчивости в позднелейстоценовых осадках. В западной части, где поступающий с о-ва Сахалин и с аллювиальными выносами реки Амур песчаный материал имеет аркозовый состав и, следовательно, отличается более низкой магнитной восприимчивостью, вариации магнитных свойств определяются содержанием алевритовых фракций (рис. 5, табл. 3), в которых находится магнетит. Осадки имеют значительно меньшую среднюю магнитную восприимчивость, чем в восточной части (рис. 5), и в них по этому показателю выделяются почти все прослои пирокластики. В восточной части средние значения магнитной восприимчивости осадков в несколько раз выше (рис. 5, табл. 3). В большей мере они определяются обломками магматических пород среднего и основного состава, имеющими песчаную или гравийную размерность и поступившими при ледовом разnose от Курильских островов или Южной Камчатки. По значениям магнитной восприимчивости в этих осадках выделяются лишь некоторые прослои пирокластики, обогащенные кристаллокластикой.

Хорошо проявленная в западной части моря зависимость магнитной восприимчивости осадков от их гранулометрического состава позволяет найти причины выявленной в колонке 936 связи этих

Таблица 3. Значения коэффициента корреляции между содержаниями гранулометрических фракций, магнитной восприимчивостью и влажностью осадков западной (колонок 936) и восточной (колонок V34-98) частей Охотского моря.

| Гранулометрические фракции, мм; характеристики | Колонка 936 (55 проб) | | | Колонка V34-98 (33 пробы) | |
|--|-----------------------|----------------------------------|-----------|-------------------------------|---|
| | Среднее содержание, % | Значения коэффициента корреляции | | Среднее содержание фракций, % | Значение коэффициента корреляции с магнитной восприимчивостью |
| | | Магнитная восприимчивость | Влажность | | |
| <0.001 | 28.23 | -0.52 | 0.54 | 21.02 | 0.20 |
| 0.001-0.005 | 29.65 | -0.46 | 0.60 | 26.10 | -0.58 |
| 0.005-0.01 | 15.59 | -0.22 | 0.11 | 16.38 | -0.21 |
| 0.01-0.05 | 15.47 | 0.76 | -0.81 | 26.04 | 0.57 |
| 0.05-0.1 | 8.17 | 0.80 | -0.88 | 6.02 | 0.10 |
| 0.1-0.25 | 3.38 | 0.52 | -0.53 | 4.37 | 0.22 |
| 0.25-0.5 | 0.54 | 0.52 | -0.42 | 0.92 | 0.59 |
| 0.5-1 | 0.19 | 0.38 | -0.32 | 0.46 | 0.59 |
| 1-2 | 0.18 | 0.34 | -0.30 | 0.55 | 0.59 |
| 2-5 | 0.44 | -0.23 | 0.21 | 1.20 | 0.43 |
| 5-10 | 0.93 | 0.01 | -0.03 | - | - |
| <0.01 | 70.46 | -0.79 | 0.85 | 63.50 | -0.19 |
| <0.05 | 85.93 | -0.60 | 0.66 | 89.51 | -0.01 |
| 0.01-1 | 27.02 | 0.81 | -0.87 | 32.06 | 0.62 |
| >0.01 | 27.94 | 0.83 | -0.88 | 39.66 | 0.69 |
| >0.1 | 5.66 | 0.00 | -0.02 | 7.56 | 0.55 |
| MS | 38* | - | -0.87 | 139 | - |
| W, % | 64.51 | -0.87 | - | - | - |

Примечание. MS - магнитная восприимчивость; W - весовая влажность, * $\cdot 10^{-6}$ ед. CGS.

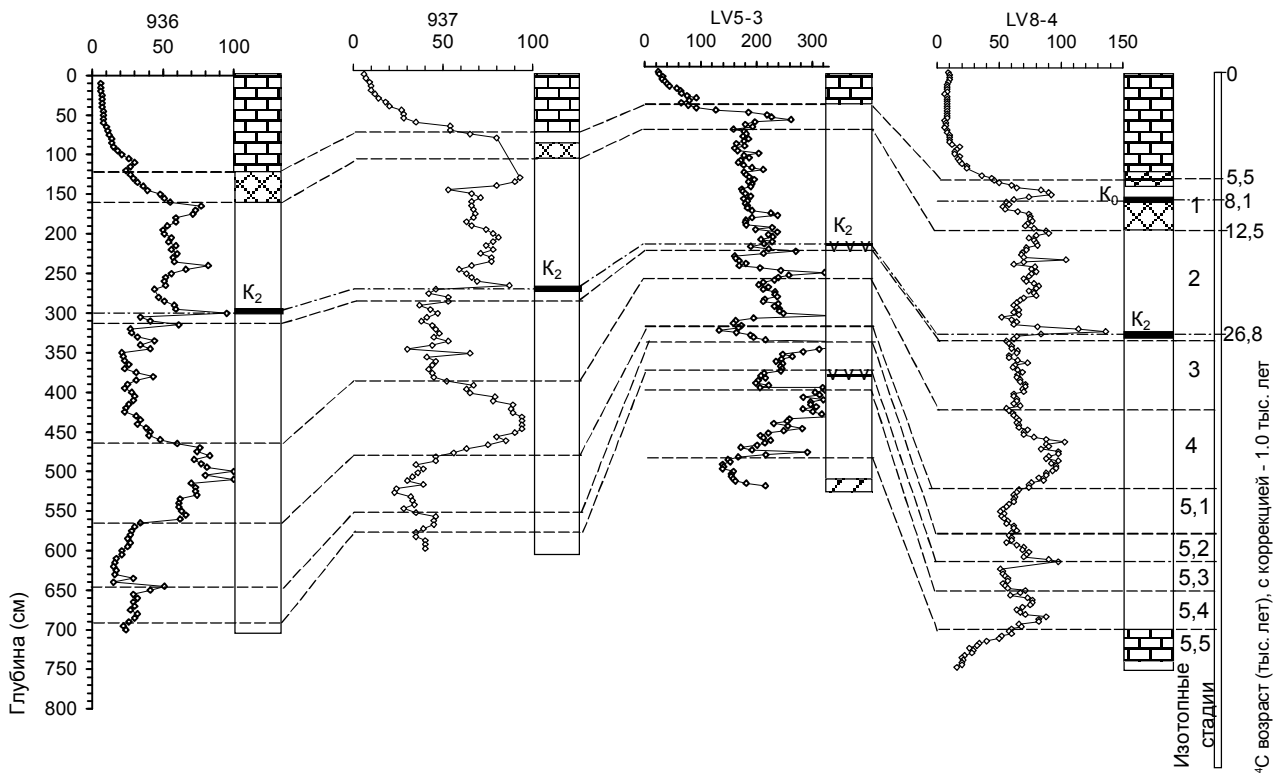


Рис. 5. Корреляция осадков колонок 936, 937, LV5-3 и LV8-4 по магнитной восприимчивости ($\cdot 10^{-6}$ ед. CGS), и литологии (обозначения литологических горизонтов аналогично рис.2). Штрих-пунктирные линии показывают корреляцию прослоев тефры K_0 и K_2 ; пунктирные - изотопно-кислородных стадий. Справа - изотопно-кислородные стадии, радиоуглеродный возраст прослоев тефры и оснований диатомового и слабокарбонатного горизонтов по полученным скорректированным датам.

физических свойств с климатическими условиями среды и режимом седиментации: низкие значения магнитной восприимчивости и содержания крупных фракций осадков во время потеплений и высокие величины - при похолоданиях. Физико-географические условия Охотского моря способствовали тому, что во время глобальных оледенений сильно увеличивалась поставка в акваторию моря крупных терригенных фракций, при этом поставка их морскими льдами, вероятно, играла одну из главных ролей. Например, как свидетельствуют данные по колонке 936, содержание фракции, переносимой только льдами (крупнее 0,15 мм) увеличивалось в несколько раз во время холодных периодов. Усиление атмосферной циркуляции в регионе во время оледенений [26] также способствовало более интенсивному переносу алеврита с континента, как на припайный лед зимой, так и непосредственно в акваторию моря. Выведенная и аналитически обоснованная нами за-

висимость магнитных свойств и гранулометрического состава осадков Охотского моря от климатических условий региона в прошлом позволяет использовать данные физико-механических параметров осадков для экспрессной стратиграфии и корреляции осадков данного бассейна на основе датированной изотопно-кислородной шкалы.

Стратиграфия и корреляция осадков

Выявленные литологические и физико-механические признаки стратиграфии осадков Охотского моря, а также радиоуглеродного возраста идентифицированных прослоев тефры позволяют провести корреляцию осадков в изученных колонках данного окраинного бассейна (рис. 1) и соотнести их с изотопно-кислородными стадиями.

На рисунке 6 показана стратиграфия и корреляция отложений колонок магматических пород V34-98, V34-90, 934 и 931 по данным магнитной вос-

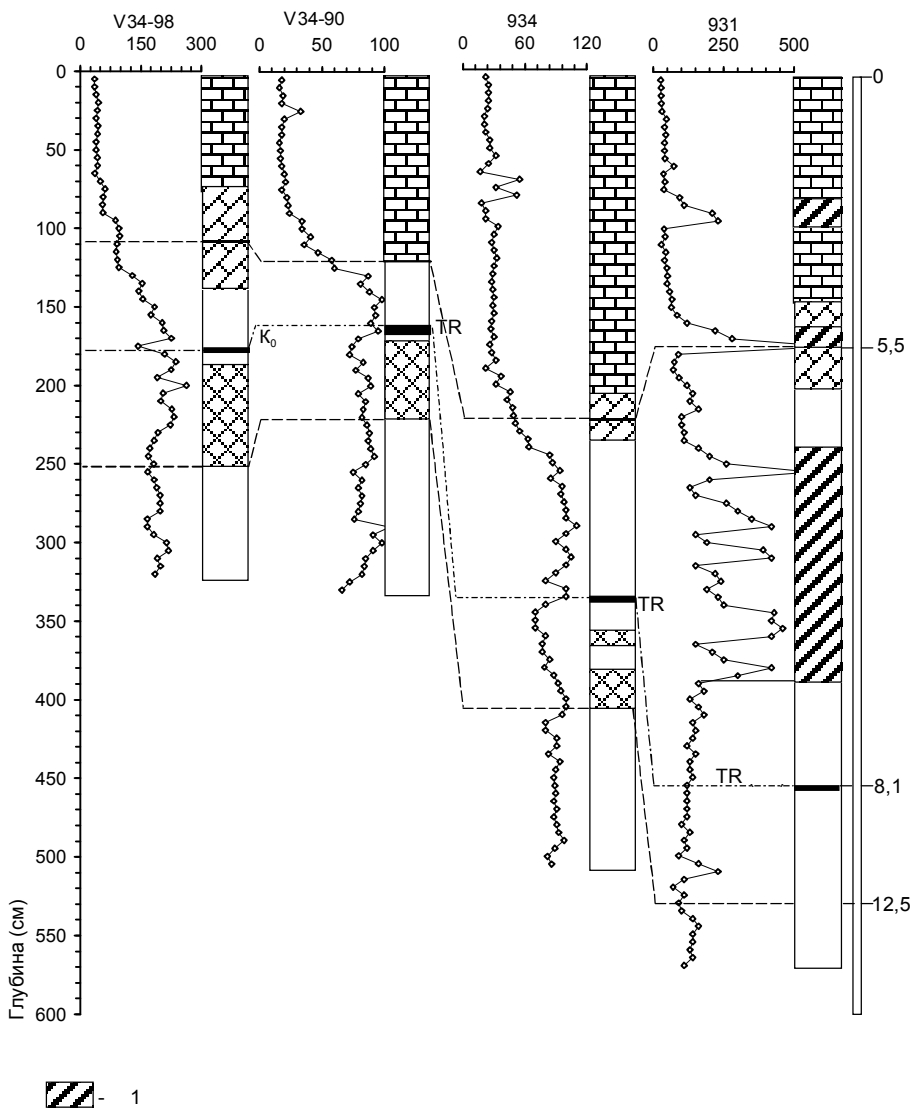


Рис 6. Корреляция осадков колонок V34-98, V34-90, 934 и 931 по записям магнитной восприимчивости ($\cdot 10^{-6}$ ед. CGS), прослоям тефры (K_0 и TR) и литологическим горизонтам. Обозначения литологических горизонтов аналогично рис. 2; 1 - турбидиты. Справа - радиоуглеродный возраст основания диатомового горизонта, прослоя тефры и основания слабокарбонатного горизонта с поправкой на возраст поверхностных вод Охотского моря [10], согласно тексту. Штрих-пунктирные линии показывают корреляцию прослоев тефры K_0 и TR; пунктирные - литологических горизонтов.

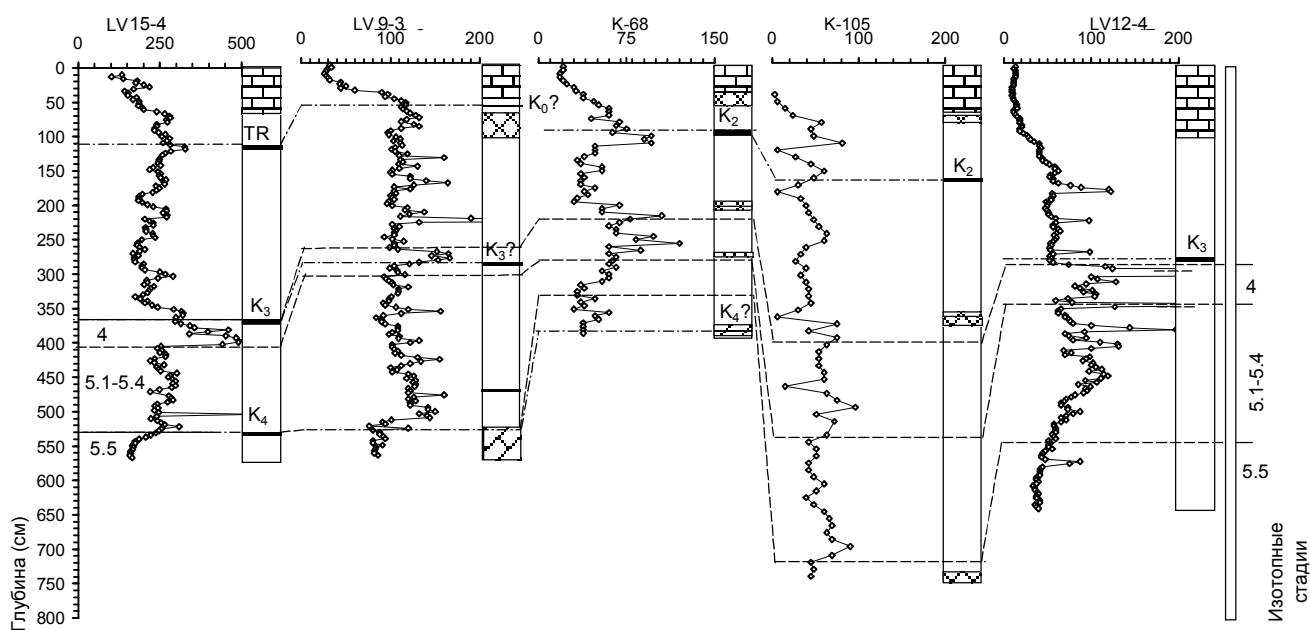


Рис. 7. Корреляция осадков колонок LV15-4, LV9-3, K-68, K-105, LV12-4 по магнитной восприимчивости, литологии и прослоям тефры TR, K₂ и K₃ и K₄, аналогично рис. 2, 5,6. Справа показаны границы изотопных стадий 4, 5.1-5.4 и 5.5.

приимчивости, положения литологических горизонтов и идентифицированных прослоев тефры K₀ и TR. В тех колонках, где при описании были выделены диатомовые и слабодиатомовые (переходные) горизонты, в качестве стратиграфического репера основания диатомовых осадков мы принимали середину слабодиатомового горизонта. Присутствие турбидитов в колонке 931, отобранной в глубоководной Курильской котловине, привело к высокой скорости седиментации и глубокому положению слоя тефры TR (455 см).

На рисунке 5 показаны аналогичные построения по стратиграфии и корреляции верхнечетвертичных отложений колонок 936, 937, LV 5-3 и LV8-4, включающих прослой тефры K₀ и K₂ с возрастом 8.1 и 26.8 тыс. лет соответственно. С правой стороны показаны корреляция магнитной восприимчивости и литологических горизонтов с изотопно-кислородными стадиями и радиоуглеродные даты литологических границ и вулканических прослоев K₀ и K₂, согласно установленной выше схемы колонки 936. В верхних частях записей магнитной восприимчивости всех колонок выделяется максимум, соответствующий оледенению стадии 2; а в нижних - холодной стадии 4. Минимум магнитной восприимчивости и слабодиатомовые илы в основании колонок LV5-3 и LV8-4 хорошо коррелируются с наиболее теплой изотопной стадией 5,5.

На рисунке 7 дана корреляция прослой тефры K₃, магнитной восприимчивости и литологических горизонтов в колонках LV9-3, LV12-4, LV15-4, K-68 и K-105. При стратиграфическом делении и корреляции колонок K-68 и K-105 мы использовали также ранее опубликованные данные радиоуглеродного возраста по методу распада, изотопно-кислородные кривые и аналитические определения содержания органических компонент [9]. По результатам корреляции кривых магнитной восприимчивости колонок LV9-3, 12 и 15 прослой тефры K₃ расположен в верхней части изотопной стадии 4, что соответствует возрасту около 60 тыс. лет, согласно датированной изотопно-кислородной кривой [31].

В ряде колонок в их нижних частях наблюдаются горизонты, значительно обогащенные тефрой - например, прослой K₄ (рис. 7, табл. 1). Однако проводить по ним какую-либо корреляцию, из-за ограниченного количества данных, пока преждевременно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В изученных колонках на основе первичного описания осадков, сфершлайдов и анализов содержания карбоната кальция, органического углерода и аморфного кремнезема выделены литологические горизонты. Сопоставление литологии осадков с результатами изотопно-кислородного анализа и радиоуглеродными датами, полученными методом ус-

корительной масс - спектрометрии, позволило выявить время формирования карбонатных и диатомовых илов.

Анализ изменений магнитной восприимчивости и гранулометрического состава осадков и сопоставление их с изотопно-кислородной кривой и радиоуглеродными датировками позволило определить роль климата в вариациях магнитной восприимчивости осадков Охотского моря и связать их с изотопно-кислородными стадиями.

По результатам минералогического анализа в осадках Охотского моря выделены и идентифицированы прослойки тефры K_0 , TR, K_2 и K_3 . Сопоставление данных прослоев с результатами литологического, изотопного анализа и радиоуглеродным возрастом определило их стратиграфическое положение и время (соответственно 8,1; 8,05; 26,8 и около 60 тысяч лет) и связь с предполагаемыми извержениями вулканов Камчатки и Курильских островов

Проведена корреляция осадков Охотского моря посредством литостратиграфии, включая магнитную восприимчивость, тефрохронологии.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (грант 99-05-64533). Часть колонок получена в совместной Российско-германской экспедиции по проекту КОМЕХ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Араи Ф. Археологические изучения вулканических пеплов Японии // Кадзанхай-кокогаку: Кокон-сёин, 1993. 265 с. (на яп. яз.)
2. Астахов А. С., Вагина Н. К., Горбаренко С. А., Демиденко В. П., Шаповалов В. В., Бирюлина М. Г. Скорости голоценового осадконакопления в Охотском море // Тихоокеан. геология. 1988. № 4. С.3-14.
3. Астахов А. С. Физико-механические свойства и абсолютные массы голоценовых отложений Охотского моря // Тихоокеан. геология, 1991. №2. С. 50-55.
4. Астахов А. С., Горбаренко С. А. Позднечетвертичные климатические изменения и геохимия терригенного осадконакопления в Охотоморском регионе // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, №1. С. 73-82.
5. Безруков П. Л. О распространении и скорости накопления в Охотском море кремнистых осадков // Докл. АН СССР. 1955. Т. 103, № 3. С. 473-476.
6. Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря // Тр. института океанологии. 1960. Т. 32, С. 96-157.
7. Безруков П. Л. и Романкевич Е. А. Стратиграфия и литология донных осадков северо-западной части Тихого океана // Докл. АН СССР. 1960. №2. С. 417-420.
8. Горбаренко С. А., Ковалюх Н. Н., Одиноква Л. Ю., Рыбаков В. Ф., Токарчук Т. Н., Шаповалов В. В. Верхнечетвертичные осадки Охотского моря и реконструкция палеогеографических условий // Тихоокеан. геология. 1988. № 2. С. 25-34.
9. Горбаренко С. А. Стратиграфия верхнечетвертичных осадков центральной части Охотского моря и его палеоокеанология по $\delta^{18}O$ и другим методам // Океанология. 1991. Т. 31, вып. 6. С. 1036-1042.
10. Горбаренко С. А., Чеховская М. П., Соутон Дж. Р. О палеосреде центральной части Охотского моря во время последнего оледенения- голоцена // Океанология. 1998. Т. 38, № 2. С. 305-308.
11. Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги, М.: Наука, 1967. 288 с.
12. Жузе А. П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана М.: Изд-во АН СССР, 1962. 259 с.
13. Камчатка Курильские и Командорские острова, (ред. И. В. Лучицкий) М.: Наука, 1974. 438 с.
14. Кирьянов В. Ю. Гравитационная эоловая дифференциация пеплов вулкана Шивелуч (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1983. №6. С. 30-39.
15. Кирьянов В. Ю., Соловьева Н. А. Изменения вещественного состава вулканических пеплов в результате гравитационной эоловой дифференциации // Вулканология и сейсмология. 1990. №4. С. 10-19.
16. Лисицин А. П. Некоторые данные о распределении грубообломочного материала в современных морских осадках // Докл. АН СССР. 1951. Т. 80. №6. С. 941-943.
17. Лисицин А.П. Осадкообразование в океанах М.: Наука, 1974. 438 с.
18. Мелекесцев И. В., Брайтцева О. А., Сулержицкий Л. Д. Катастрофические эксплозивные извержения вулканов Курило-Камчатской области в конце плейстоцена-начале голоцена. // Докл. АН СССР. 1988. Т. 300, №1. С. 175-181.
19. Петелин В. П. О выборе метода минералогического анализа песчано-алевритовых фракций донных осадков // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1961. Т. 50. С. 170-173.
20. Петелин В. П. Гранулометрический анализ морских донных осадков. М., Наука, 1967. 125 с.
21. Семаков Н. Н. Палеомагнитное изучение отложений южной части Охотского моря // Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1976. С. 113-128.
22. Фелицин С. Б., Кирьянов В. Ю. Площадная изменчивость состава тефры некоторых вулканических извержений по данным валового силикатного анализа // Вулканология и сейсмология. 1987. №1. С. 3-14.
23. Фирсов Л. В. Состав и условия отложения вулканического пепла окрестностей г. Магадан // Бюллетень вулканологических станций. 1966. №41. С. 50-58.
24. Эрлих Э. Н. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967.
25. Braitseva O. A., Sulerzhitsky S. D., Litasova S. N., Melekestsev I. V. Radiocarbon dating and tephrochronology in Kamchatka // Radiocarbon. 1993. V. 35, N. 3. P. 463-476.
26. COHMAP member. Climate changes of the last 18,000 years: Observations and model simulations. // Science. 1988. V. 241. P. 1043-1052.
27. Gorbarenko S. A. Stable isotope and lithological evidence of late-glacial and Holocene oceanography of the Northwestern Pacific and its marginal Seas // Quaternary Research. 1996. V. 46. P. 230-250.

28. Fairbanks R.G., A 17,000 years glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation // *Nature*. 1989. 342. 637-642.
29. Katsui Y., Evolution and magnetic history of some Krakatoan calderas in Hokkaido, Japan // *Journ. Fac. Sci. Hokkaido Univ.* 1963. Ser. IV. V. 11. P. 631-650.
30. Mangerud, J., Andersen S. T., Berglund, B. E., and Donner, J. J., Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification // *Boreas*. 1974. V.3. P. 109-128.
31. Martinson D. G., Pisias N. G., Hays J. D., Imbrie J., Moore T. C., and Shackleton N. J. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy // *Quatern. Res.* 1987. V.27, №. 1. C. 1-29.

Поступила в редакцию 29 декабря 1998 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

***S.A. Gorbarenko, A.N. Derkachev, A.S. Astakhov, J.R. Sauton, D. Nurnberg,
V.V. Shapovalov-Chuprynin***

Lithostratigraphy and tephrochronology of the Upper Quaternary deposits in the Sea of Okhotsk

Lithological horizons have been distinguished in sediments cores from different parts of the Sea of Okhotsk based on the primary description of sediments and smear slides, and analysis of the content of both calcium carbonate and organic carbon, and opal. Established sediment lithology has been correlated with oxygen isotope records and standard isotope scale and radiocarbon data by AMS method for three detailed studied cores. That allowed us to determine in detail the periods of carbonaceous and diatomaceous ooze in the Sea of Okhotsk. Changes in magnetic susceptibility and sediment granulometric composition have been also compared with oxygen-isotope curves and radiocarbon dates. The results obtained confirm that variations of the magnetic susceptibility are related to oxygen-isotope stages thus being influenced by the climatic changes.

Tephra interlayers K_0 , TR, K_2 , K_3 have been singled out and identified by mineralogical analysis in all studied cores. Stratigraphic location of these tephra in detailed studied cores and their radiocarbon ages (8.1, 8.05, 26.8 and about 60 ka, respectively) provided base correlation between the interlayers and eruptions of the Kamchatka's and the Kurils' volcanoes. That allows us to use the former ones as time markers of the Sea of Okhotsk deep-sea sediments.

New lithostratigraphic and tephrochronologic data obtained, permitted correlation of the Upper Quaternary sediments from the Sea of Okhotsk.

**КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ПОЗДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН О. КУНАШИР
(КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)**

Н.Г. Разжигаева*, Т.А. Гребенникова*, В.Б. Базарова*, Л.Д. Сулержицкий,
Л.М. Мохова*, Л.А. Ганзей*, В.С. Пушкарь*, А.В. Чернов***

*Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток

**Геологический институт РАН, г. Москва

Изучено строение покровного чехла континентальных отложений южной части о. Кунашир (белозерские слои), в составе которых выделяются пирокластические, аллювиальные, пролювиальные, озерные и болотные фации. Накопление отложений происходило в условиях активного эксплозивного вулканизма в позднем плейстоцене (48-30 тыс лет назад). Приведены результаты (диатомеи, споры и пыльца) био-, тифростратиграфического изучения и радиоуглеродного датирования отложений. Выделено несколько фаз развития растительности (темнохвойные, редкостойные мелколиственные, редкостойные еловые, редкостойные широколиственные леса), отражающие климатические условия, близкие к современным. Спорно-пыльцевые спектры с большим количеством *Betula sect. Nanae*, полученные из погребенной почвы в эоловом покрове, свидетельствуют о суровых климатических условиях и развитии мозаичных ландшафтов с участками березовых редколесий и кустарниковых группировок в конце последней ледниковой эпохи. Проведена корреляция палеоклиматических событий о. Кунашир, Хоккайдо, Сахалина и Приморья.

Ключевые слова: Курильские острова, плейстоцен, континентальные отложения, биостратиграфия, тифростратиграфия, палеоклимат.

ВВЕДЕНИЕ

Разнофациальные отложения, слагающие южную часть о. Кунашир, объединены в головнинскую свиту, возрастной диапазон которой оценивается от позднего плиоцена [13] до среднего [15] и позднего плейстоцена [10]. Исследования в центральной и южной части о. Кунашир показали, что в объем головнинской свиты были включены как верхнеплиоценовые-среднеплейстоценовые шельфовые фации, переслаивающиеся с вулканогенными образованиями (собственно головнинская свита), так и верхнеплейстоценовые разнофациальные континентальные отложения, которые выделены недавно в белозерские слои [16, 17]. Правомерность такого предложения обусловлена тем, что отложения этих двух стратиграфических единиц отвечают различным геологическим этапам развития острова, палеотектоническим обстановкам и разным фазам вулканической активности, а также тем, что их разделяет длительный стратиграфический перерыв около 220 тыс. лет.

Отложения, объединяемые в белозерские слои, широко распространены в обрамлении влк. Головинина и влк. Менделеева и генетически связаны с ак-

тивизацией их эруптивной деятельности во вторую половину позднего плейстоцена. Радиоуглеродный возраст этих отложений впервые был установлен Г.В. Полуниным [14] и И.В. Мелекесцевым с соавторами [11]. Белозерские слои представляют собой сложно устроенный континентальный чехол (мощностью до 70 м), в котором выделяются отложения пирокластических потоков и покровов, вулканические шлейфы и отложения сухих рек, прослои вулканических пеплов, солифлюкционные отложения, торфяники, аллювиальные и озерные фации, сложенные тифрой, переработанной и переотложенной в различных условиях. Большой интерес к этим отложениям обусловлен тем, что они позволяют восстановить картину развития обстановок осадконакопления в условиях интенсивного вулканизма позднего плейстоцена с эпизодическим и катастрофическим выбросом рыхлого пирокластического материала и активнейшими природными процессами, влияние которых на осадконакопление до сих пор плохо изучено. Важна также палеоклиматическая и палеоландшафтная информация для этого времени, впервые полученная для территории Южных Курил.

Белозерские отложения изучены во время полевых работ 1993-1997 гг. В качестве опорных разрезов белозерских слоев выбраны береговой обрыв, расположенный к северу от устья р. Белозерской (Белозерский клиф), и верхняя часть Головинского клифа, расположенного к югу от м. Пузанова (рис. 1, 2).

Белозерский клиф вскрывает отложения террасовидной поверхности (высотой до 10 м), сложенной озерными фациями с торфяниками и пеплами, перекрытыми аллювиально-пролювиальным и солифлюкционным шлейфом. В них вложены отложения “сухой долины” и прислонена 4-6 м аллювиальная терраса р. Белозерской (рис. 2). Белозерские слои несогласно перекрывают пемзовый туф предположительно среднеплейстоценового возраста. Сложное геологическое строение Белозерского клифа обусловлено как частыми фациальными сменами, эпизодическим поступлением пирокластического материала во время серии извержений влк. Головинна, так и последующей криогенной деформацией отложений.

Разрез 5795 (6196) вскрывает следующие отложения, сверху вниз (рис. 2, 3):

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. почва | 0.5 |
| 2. супесь желто-бурая, пористая, неслоистая | 1.0 |
| 3. тефра- желто-серый алеврит с прослоями, насыщенными мелкой пемзой | 1.4 |
| 4. пемза (до 3 см) в желто-сером алевритистом разнозернистом ожелезненном песке | 0.4 |
| 5. пепел - светло-серый алеврит и алевритистый среднезернистый песок | 0.2 |
| 6. торф темно-коричневый, плотный, ожелезненный на контактах, с линзой светло-серого пепла | 0.2 |
| 7. пепел - светло-серый алевритистый песок | 0.15 |
| 8. пемза, обломки дацитов, андезитов, базальтов (окатанность 1-2 класса, размер до 3 см) в желто-сером разнозернистом песке с гравием и многочисленными прослоями шлихов | 2.0 |
| 9. пепел - розовато-желтый глинистый алеврит с мелкозернистым песком, пятнисто ожелезненный | 0.26 |
| 10. торф темно-коричневый, плотный с горизонтально-волнистой слоистостью, с древесиной | 0.04 |
| 11. песок светло-серый от мелко- до крупнозернистого с пемзой | 0.10 |

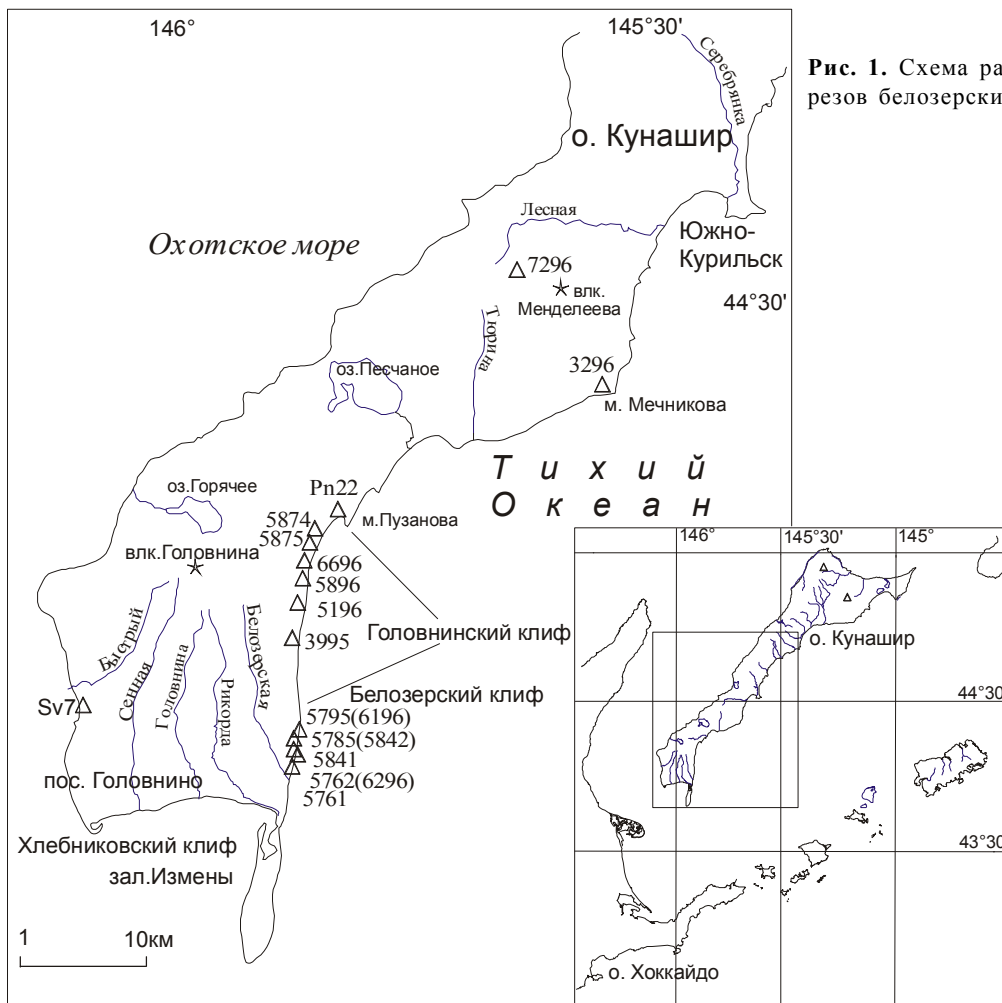


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов белозерских слоев на юге о. Кунашир.

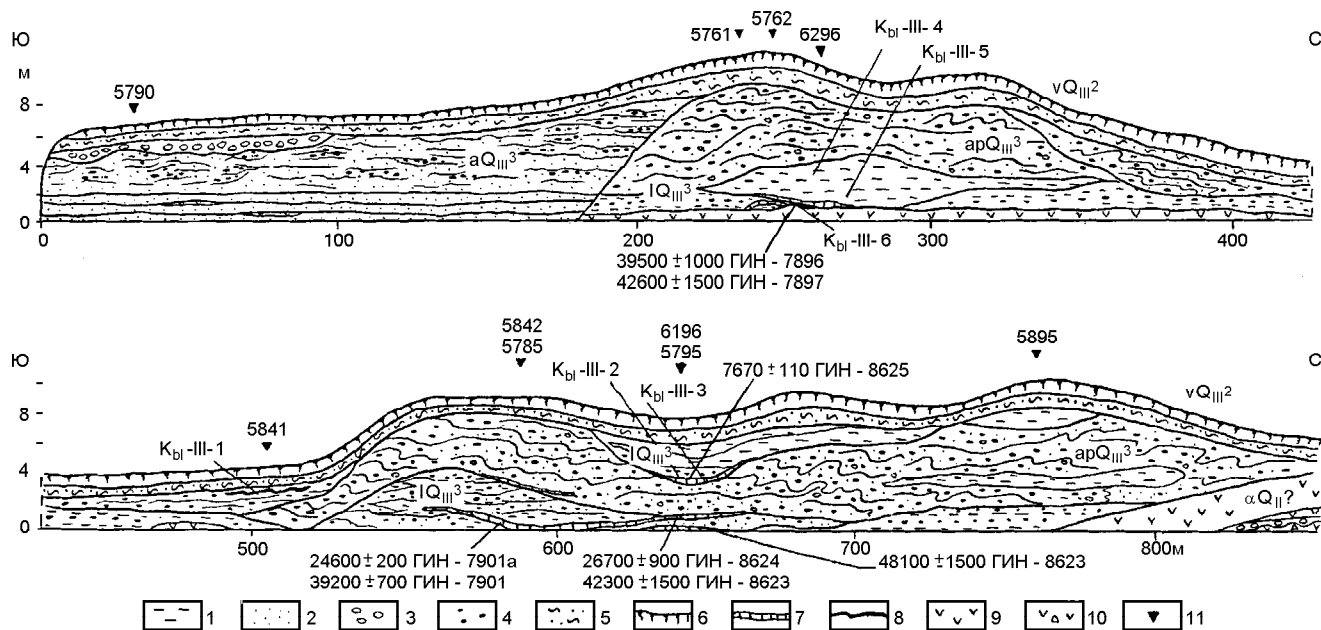


Рис. 2. Геологическое строение Белозерского клифа.

1-алевроит, 2-песок, 3-галька, 4-пемза, 5-супесь, 6-почва, 7-торф, 8-вулканический пепел, 9- туф, 10-туфобрекчия, 11-изученные разрезы. Kbl-III-1 (и др.) - индексы реперных прослоев тefры. Фации: а - аллювиальные, v - золовые, l - озерные, α - вулканогенные среднего состава, ар - аллювиально-пролювиальные, m - морские.

- 12. торф темно-коричневый, плотный с горизонтально-волнистой слоистостью, в кровле - с обилием древесины, в подошве - с пемзой..... 0.35
- 13. песок серый, разнoзернистый, со шлихом, насыщенный мелкой пемзой..... 0.40
- 14. торф темно-коричневый, плотный, с обилием древесины (включая корни in situ)..... 0.75

В разрезе вскрыты озерно-болотные (слои 6, 10-14), аллювиально-пролювиальные (слои 4, 8), золовые (слой 2) фации и ряд пепловых прослоев. В отложениях встречена богатая и разнообразная пресноводная диатомовая флора, в состав которой входят 165 форм, принадлежащих к 26 родам, а также переотложенные створки неогеновых морских диатомей. Изменения состава диатомовой флоры по разрезу позволили выделить 5 комплексов (рис. 3).

Комплекс I (6.45-7 м). Ведущими являются бентосные диатомей, среди которых преобладают виды обрастаний (до 45.6%). Наиболее обильны из них *Fragilaria virescens* var. *subsalina* (до 35.1%), *Achnanthes lanceolata* (до 10.4%). Высокой численности достигает тихопланктонный *F. leptostauron* var. *leptostauron* (до 42.8%). Участие донных видов незначительно (до 20%). Планктонные виды (10-28%) представлены *Aulacoseira granulata*, *A. italica* var. *italica*, *A. italica* var. *valida*, *A. distans* var. *distans*, *A. distans* var. *alpigena*, *A. ambigua*. Преобладают алка-лифилы (до 93%). Состав комплекса свидетельству-

ет, что отложения формировались в небольшом озере с зарослями макрофитов.

Комплекс II (6.25-6.45 м). Ведущими в осадках являются донные виды (до 70%): *Navicula minima* (до 5%), *N. cryptocephala* (до 7.6%), *N. soechrensis* var. *bassiaca* (до 13.4%), *Pinnularia appendiculata* (до 15.3%), *Stauroneis phoenicenteron* (до 10.8%). Планктонные диатомей единичны, значительно возрастает количество створок ацидофилов (до 55.3%). Структура комплекса диатомей указывает на снижение уровня озера и его заболачивание.

Комплекс III (5.85-6.15 м) свидетельствует о новом этапе обводнения озера. Увеличивается содержание планктонных форм (до 37%). Преобладают виды группы алкалифилов. В кровле отложений наибольшей численности достигают *Gomphonema parvulum* (35.6%), *Cymbella gracilis* (14.5%), *C. naviculiformis* (9.2%), *C. aequalis* (12.3%), *Diatoma vulgare* var. *vulgare* (4.9%), *D. hiemalis* var. *hiemalis* (1.2%), что свидетельствует об усилении речного влияния.

Комплекс IV (3.85-5.85 м) характеризуется высоким содержанием видов-обрастаний (46.7%), отмечен пик псевдопланктонной *Fragilaria leptostauron* var. *leptostauron* (до 28.3%). Предположительно отложения формировались в аллювиально-пролювиальных условиях.

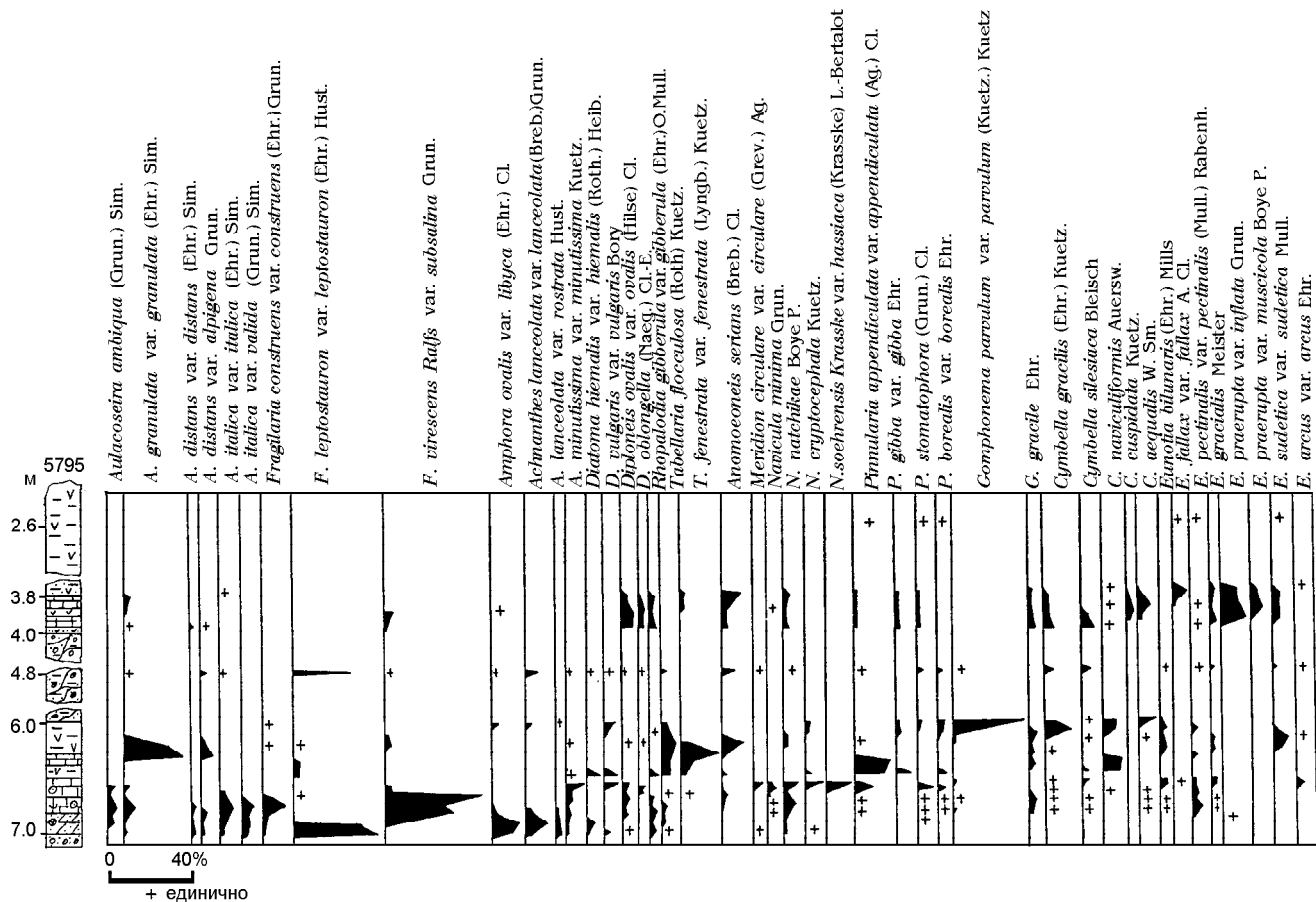


Рис. 3. Состав диатомовых водорослей из белозерских слоев, разрез 5795, Белозерский клиф.

Подрисуночные подписи см. Рис. 4.

Комплекс V (3.5-3.85 м) характеризуется появлением видов ацидофильной группы *Eunotia praerupta* var. *inflata* (до 12.5%), *E. praerupta* var. *musciicola* (до 5.5%), *E. glacialis* (до 3.3%), *E. sudetica* (4.3%), что отвечает условиям заболачивания.

Из слоев торфа получены информативные спорово-пыльцевые спектры, позволившие выделить три палинокомплекса (СПК), свидетельствующие об изменении растительности в период накопления отложений (рис. 4).

СПК I установлен для слоев торфа из основания разреза (слои 10, 12, 14). Преобладает пыльца древесных пород (до 98.9%), среди которых доминируют хвойные (*Picea* sect. *Eupicea* - до 57%, *P. sect. Omorica* - до 53%, *Abies* - до 13.6%, *Pinus* s/g *Haploxylon* - до 10.6%) с участием мелколиственных (*Betula* sect. *Albae* - до 13.6%, *B. sect. Costatae* - до 3.2%, *Betula* sp. - до 8.8%, *B. sect. Nanae* - до 5.6%, *Alnus* - до 6.8%, *Alnaster* - до 1.6%). Встречена пыльца *Tsuga*, в средней части отмечено увеличение содержания пыльцы древесных берез. Доля пыльцы широколиственных пород в сумме не превышает

2.9%. СПК отвечает развитию еловых и елово-пихтовых лесов с примесью мелколиственных и неморальных элементов. Появление *Myrica* и увеличение содержания пыльцы осок среди трав в кровле этого торфяника говорит о распространении болотных сообществ. Из отложений получены ¹⁴C-даты 48100±1500 лет, ГИН-8970 и 42300±500 лет, ГИН-8623 (древесина). ¹⁴C-дата 26700±900 лет ГИН-8624 (торф) из кровли торфяника рассматривается как омоложенная.

Верхний слой торфа (слой 6) по простирацию разреза переходит в три линзовидные прослоя. Для двух нижних выделен СПК II с преобладанием пыльцы мелколиственных (*Betula* sect. *Albae* - до 33%, *B. sect. Costatae* - до 13.3%, *Betula* sp. - до 22.5%, *B. sect. Nanae* - до 15%, *Alnus* - до 2.1%, *Alnaster* - до 27%, *Myrica* - 0.4%). Хвойные представлены *Pinus* s/g *Haploxylon* (до 19.7%) с незначительным участием *Picea* sect. *Eupicea*, *P. sect. Omorica*, *Abies*. Отмечено высокое содержание пыльцы трав и кустарничков (до 42.1%), среди которых обильны *Cyperaceae* (до 79%) и *Ericaceae* (до 14.9%). В верхнем прослое тор-

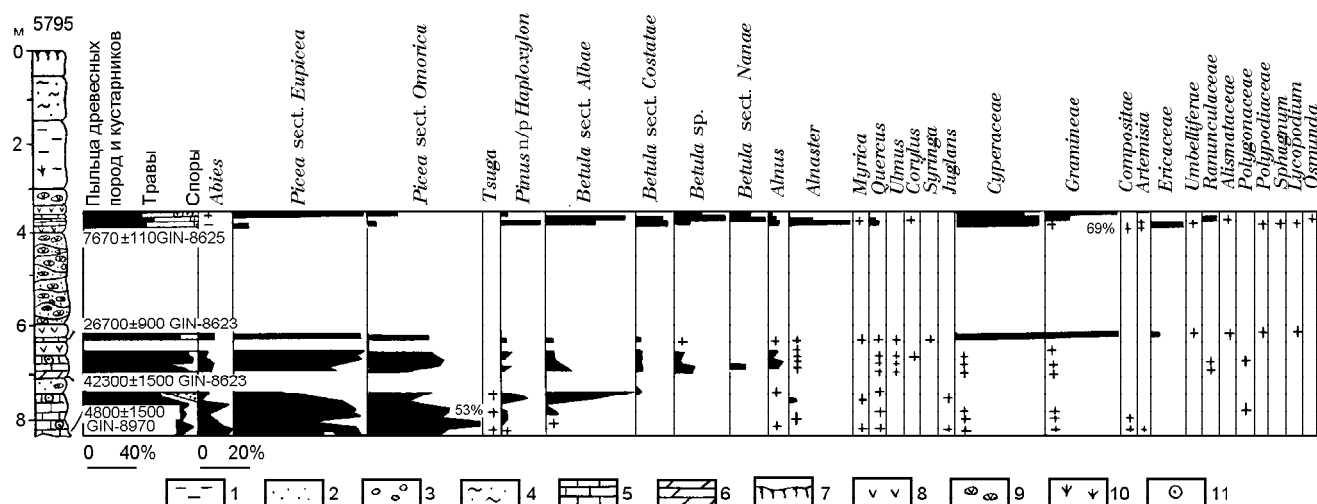


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза 5795, Белозерский клиф.

1-алеврит, 2-песок, 3-галка, 4-супесь, 5-торф, 6-торфянистый алеврит, 7-почва, 8-вулканический пепел, 9-пемза, 10-растительные остатки, 11-древесина.

фа (СПК III) преобладает пыльца древесных пород (48.2%), среди которых доминирует *Picea* sect. *Eurpicea* (77%). Среди трав (29.7%) преобладает *Gramineae* (69%) и *Cyperaceae* (30%). ¹⁴C-дата 7670±110 лет, ГИН-8625 (торф) из этого слоя является омоложенной, поскольку СПК торфяника не отвечают ландшафтным условиям оптимума голоцена на юге о. Кунашир [25]. Об образовании данного слоя торфа в позднем плейстоцене говорит также наличие горизонта покровных супесей (слой 2), маркирующего доголоценовые элементы рельефа острова [7].

Пепловый прослой, перекрывающий нижний торфяник, сопоставляется с пеплом Кн-III-5, широко распространенным в окрестностях влк. Головнина и фиксирующим его активизацию в середине позднего плейстоцена [18]. Разделяющие торфяные прослои отложения, насыщенные пемзой (слои 4, 8), представляют собой пролювиальный шлейф, сформированный временными водотоками, вероятно, за счет таяния снежников после кальдерообразующего извержения влк. Головнина. Пепловые прослои (слои 5, 7), включающие верхние прослои торфа, характеризуются тонким гранулометрическим составом, низким выходом тяжелой фракции и малым содержанием магнетита, что указывает на удаленность от вулканического источника. В тяжелой фракции преобладают ромбические пироксены. Показатели преломления вулканического стекла - 1.500-1.505. По своим минеральным характеристикам верхний пепел предположительно коррелируется с маркирующим пеплом Spfa-1 влк. Сикоцу о. Хоккайдо, который датируется 30-32 тыс. лет [26]. Прослой тефры из верхней части разреза (слой 3) со-

поставляется с крупным циклом эксплозивной активности влк. Головнина 30-32 тыс. лет назад [18].

Разрез 5785. Пресноводная диатомовая флора, изученная в основании разреза, включает 56 таксонов, относящихся к 24 родам. Обилие бентосных форм (до 95%) свидетельствует о существовании умеренно теплого озерного водоема с небольшими глубинами. Изменения в составе диатомей по разрезу позволило выделить два комплекса. Комплекс I (10.8-11 м) характеризуется преобладанием эпифитов (до 85%) *Achnanthes lanceolata* (17.7%), *A. minutissima* var. *minutissima* (6.8%), *Cymbella silesiaca* (6.3%) и псевдопланктонных *Fragilaria leptostauron* (31.2%), *F. virescens* (2.5%). Участие реофильных *Diatoma hiemalis* var. *hiemalis* (4.2%), *Hannaea arcus* (6.3%) указывает на поступление в водоем проточных вод. Большая часть встреченных видов - алкалифилы. Комплекс II (6.8-10.8 м) сформирован, в основном, эпифитами. Исчезновение реофилов свидетельствует о прекращении поступления в водоем проточных вод. Присутствие *Eunotia veneris* (13.2%), *E. glacialis* (8.3%), *E. praerupta* var. *bidens* (8.3%), *E. exiqua* (4.9%) говорит о заболачивании водоема.

В СПК I, полученном из торфяника в основании разреза, преобладает пыльца древесной растительности (до 98.6%), среди которой доминирует пыльца темнохвойных пород с участием мелколиственных и редкой пылью широколиственных [7]. Радиоуглеродный возраст торфа установлен в 24600±200 лет, ГИН-7901, дата, полученная по древесине, 39200±700 лет, ГИН-7901, по-видимому, более достоверна. Маломощный прослой торфа в средней части разреза характеризуется преобладанием пыльцы трав (74%), доминантом является *Cypr-*

raceae (98.8%) (СПК II). Среди пыльцы древесных пород и кустарников преобладает *Pinus s/g Haploxylon* (46.9%), увеличивается содержание пыльцы мелколиственных пород. Такой состав СПК близок к СПК II разреза 5795.

Глинистые минералы в озерных отложениях представлены гидрослюдами (до 43%), каолинитом с хлоритом (до 70%), в основании пачки отмечен смектит (до 12%), во всех пробах присутствуют сепиолит и гипс.

В 1994 г. в пемзовой толще в средней части разреза были обнаружены три маломощных торфяных прослоя (5842), резко отличающихся друг от друга по составу СПК. Во всех трех спектрах преобладает пыльца древесных пород и кустарников (70.7-84.7%). В нижнем прослое обильна пыльца мелколиственных пород (*Alnaster* 63%, *Alnus* 19%, *Betula sect. Nanae* 13%, *Betula sp.* 8.6%). Содержание пыльцы хвойных (*Picea sect. Eupicea* 6%) и широколиственных (*Quercus* 2.6%, *Juglans* 0.6%) невелико. В среднем прослое на фоне высокого содержания пыльцы кустарниковых берез (*Betula sect. Nanae* 38%; *Betula sp.* 21%) и *Alnaster* (18.9%) увеличивается содержание *Quercus* (13%) В верхнем прослое торфа доминирует *Quercus* (51.6%) с участием *Juglans* (2.1%) и *Tilia* (6.7%). Незначительно представлена пыльца кустарниковых берез (2.1%) и ольховника (4.8%).

Разрез 5841 вскрывает отложения сухой долины. Здесь обнаружены три прослоя темно-серого и черного пепла (мощностью до 6 см) андезибазальтового состава. Один из них, связанный с конечной фазой позднеплейстоценовой активизации влк. Головнина, широко распространен на юге о. Кунашир и является маркирующим [18].

Разрез 5762 (6296). В нижней части разреза встречена диатомовая флора, включающая 78 видов и разновидностей. Состав диатомовой флоры аналогичен комплексам из разреза 5785 и говорит о формировании осадков в мелком, хорошо прогреваемом озере, заросшем макрофитами. В нижней части торфяника преобладают бентические из группы акалифилов *Achnanthes lanceolata* var. *lanceolata* (до 10.2%), *A. lanceolata* f. *rostrata* (до 10.1%), *Cymbella silesiaca* (до 2.7%), *Fragilaria pinnata* var. *pinnata* (до 10.9%), *Navicula pupula* var. *pupula* (до 9%), *N. pupula* var. *elliptica* (до 6.1%). Планктонные представлены *Aulacoseira granulata* var. *granulata* (до 10%). Выше по разрезу в комплексе возрастает участие *Pinnularia brevicostata* var. *brevicostata* (7.6%), *P. borealis* var. *borealis* (до 14.1%), *P. gibba* var. *gibba* (до 4.6%), *Neidium iridis* var. *iridis* (до 2.9%), *Tabellaia flocculosa* (до 6.4%). Высокое содержание *Meridion circulare* var. *circulare* (до 10%) и *Diatoma vulgaris* var. *vulgaris* (до 8.5%) говорит о поступлении в озеро проточных

вод. В кровле торфяника заметную роль играют *Eunotia faba* (до 9.6%), *E. bilunaris* (до 3.4%), *E. pectinalis* var. *minor* (до 2.5%), *E. praerupta* var. *bidens* (до 9.5%), свидетельствующие о заболачивании водоема.

Здесь же под слоем торфа обнаружена линза туфодиазомита, в составе которого встречены 32 формы, относящиеся к 15 родам. Доминируют планктонные *Aulacoseira italica* var. *valida* (50.6%), *A. italica* var. *italica* (36.9%), виды, обитающие в озерах с высоким содержанием питательных веществ [5]. Причиной бурного развития диатомовой флоры могло служить выпадение риолитового пепла [10, 16]. Показатели преломления вулканического стекла колеблются в широких пределах 1.501-1.515, что говорит о поступлении пирокластического материала из разных вулканических источников. Наиболее вероятным представляется корреляция этого прослоя с пеплом Spfa-2 кальдеры Сикотсу, Хоккайдо, датированным цифрой около 40 тыс. лет [26].

СПК из слоя торфа характеризуется преобладанием пыльцы ели (до 65.7%). Радиоуглеродный возраст торфа составляет 39500±1000 лет, ГИН-7896, древесины из торфяника - 42600±1500 лет, ГИН-7897 [7].

Разрез 5761 вскрывает мощную линзу алевритовых и алевро-пелитовых пеплов дацитового состава влк. Головнина и базальтового - влк. Менделеева [18], переотложенных в озерной обстановке и интенсивно смятых в ледниковую эпоху.

Головинский клиф (высотой до 120 м) протягивается от м. Пузанова к югу на 11 км. Отложения, относимые к белозерским слоям, слагают верхнюю часть обнажения и изучены в районе северного и южного водопадов с отметками 60 м и 36 м. Белозерские слои в этом обнажении имеют мощность до 70 м, слабее криотурбированы, чем в Белозерском клифе, поскольку в верхней части выходит мощная пачка туфов (рис. 5).

Разрез 6696, расположенный на левом борту северного водопада, вскрывает:

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. почва | 0.5 |
| 2. пемзовый песок, крупнозернистый, ожелезненный, с волнистой слоистостью | 0.5 |
| 3. пемзовый гравий в зеленовато-сером глинистом песке со слоями оторфованных алевритов | 0.5 |
| 4. галька умеренной и плохой окатанности в ожелезненном разнозернистом глинистом песке | 1.6 |
| 5. переслаивание темно-коричневых и темно-серых разнозернистых песков с мелкой плохоокатанной галькой и гравием разнообразного состава со слоями шлихов, в середине пачки - прослой желтого алеврита | 13.2 |
| 6. пемзовый туф с гнездами светло-серого пепла | 1.75 |

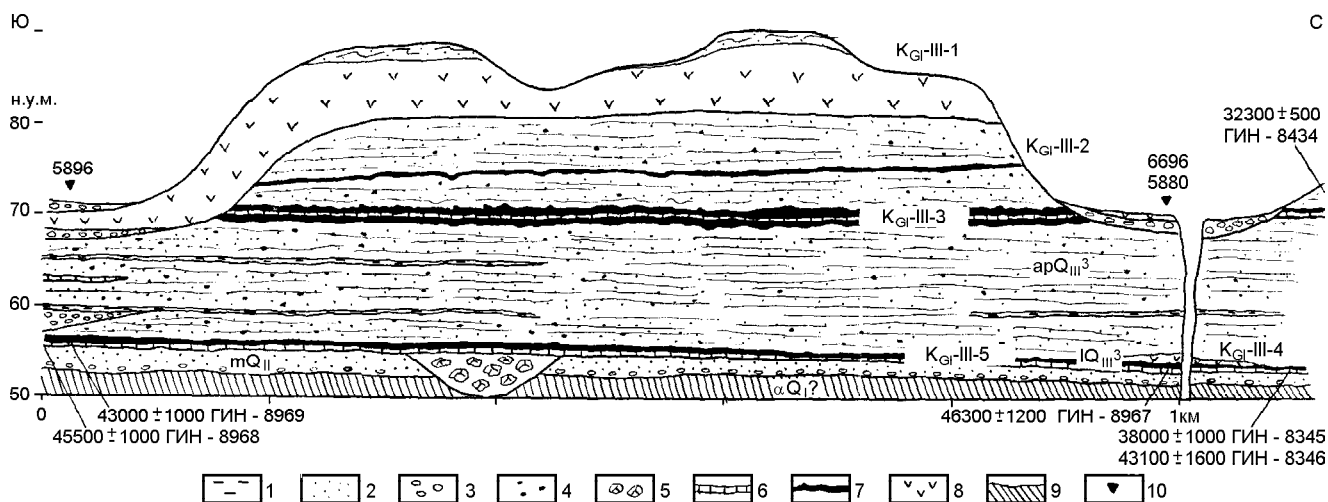


Рис. 5. Геологическое строение верхней части Головнинского клифа в районе северного водопада.

1-алеврит, 2-песок, 3-галька, 4-пемза, 5-глыбы, 6-торф, 7-вулканический пепел, 8-туф, 9-туфы и туфоалевролиты головнинской свиты, 10-изученные разрезы. Фации - см. рис. 2.

- 7. пепел - светло-серый алеврит с линзами песка 0.5
- 8. переслаивание темно-коричневых торфянистых алевритов, торфа со светло-серыми, кремовыми и голубовато-серыми алевритами с пемзовыми лапиллями, в кровле - обилие древесины 0.55
- 9. песок зеленовато-серый, крупнозернистый, хорошо сортированный, со шлихом 2.0
- 10. валуны и галька (окатанность 2,3,4 класса) . 0.5
- 11. белый пемзовый туф 53.0

Разрез вскрывает прибрежно-морские отложения (слои 9-10), несогласно залегающие на спекшемся туфе свиты (слой 11), озерно-болотные (слой 8), вулканогенные (слои 2, 3, 6, 7) и аллювиально-пролювиальные (слой 5) фации.

В кровле слоя 9 встречен смешанный комплекс диатомей, включающий морские виды (54,6%) и пресноводные (45,4%), характерные для озер (рис. 6). Из морских наибольшей численности достигают сублиторальные *Paralia sulcata* var. *sulcata* (15,9%), *Hyalodiscus obsoletus* (11,1%), *Cocconeis scutellum* var. *scutellum* (4,4%), *Actinoptychus senarius* (5,5%), *Arachnoidiscus ehrenbergii* (2,6%). Из неритических встречены *Thalassiosira eccentrica*, *T. kryophila*. Выделенный комплекс морских диатомей предположительно коррелируется с ассоциацией диатомей, включающих *Paralia sulcata* var. *sulcata* из среднеплейстоценовых отложений (изотопно-кислородная стадия 9) южной части Головнинского и Хлебниковского клифов [16]. На поверхности, сложенной морскими отложениями, в позднем плейстоцене образовалось озеро, что подтверждается присутствием пресноводных диатомей в составе флоры. Среди них наиболее обильны планктонные *Aulacoseira italica* var. *valida* (33,2%), *A. italica* var. *italica* (3,7%), *A.*

distans var. *distans* (2,4%). Бентосные виды (16,2%) представлены донными *Hantzschia amphioxys* var. *amphioxys* (5,1%), *Diploneis ovalis* var. *ovalis* (3,5%).

В пачке 8 встречена типично пресноводная флора. Изменения в составе диатомей позволили выделить 4 комплекса, характеризующих различные стадии существования озера.

Комплекс I (19,0-19,1 м). Преобладают сублиторальные виды, среди которых доминируют формы обрастаний (41%): *Achnanthes lanceolata* var. *lanceolata* (13%), *A. minutissima* var. *minutissima* (8,8%), *Diatoma hiemalis* var. *hiemalis* (3,3%), *Fragilaria construens* var. *construens* (5,5%), *F. construens* var. *venter* (5,8%), *F. leptostauron* var. *leptostauron* (3,6%). Донные формы (32%), в основном, представлены *Pinnularia lata* (14%), *P. stomatophora* (5,4%), *P. streptoraphe* var. *streptoraphe* (5,9%), *Navicula placenta* (5,4%), *N. bacillum* var. *bacillum* (4,5%). Из планктонных видов встречены *Aulacoseira distans* var. *distans* (5,1%), *A. distans* var. *alpigena* (5,5%). Преобладают алкалофилы. Комплекс отражает условия мелкого, заросшего макрофитами водоема. Комплекс II (18,8-19,0 м). Увеличивается содержание донных форм (до 87%). Доминируют *Pinnularia borealis* var. *borealis*, *P. streptoraphe* var. *streptoraphe*, *P. lata*, *Stauroneis phoenicenteron* var. *phoenicenteron*. Возрастает участие видов группы ацидофилов (до 36%), что свидетельствует о заболачивании водоема. Комплекс III (18,55-18,65 м) отражает условия обводнения озера. В составе диатомей вновь доминируют планктонные формы (до 50%). Комплекс IV (18,40-18,55 м) отражает болотные условия, о чем свидетельствует высокое содержание *Pinnularia borealis* (до 37,7%), *Eunotia praerupta* var. *praerupta* (до 4,6%).

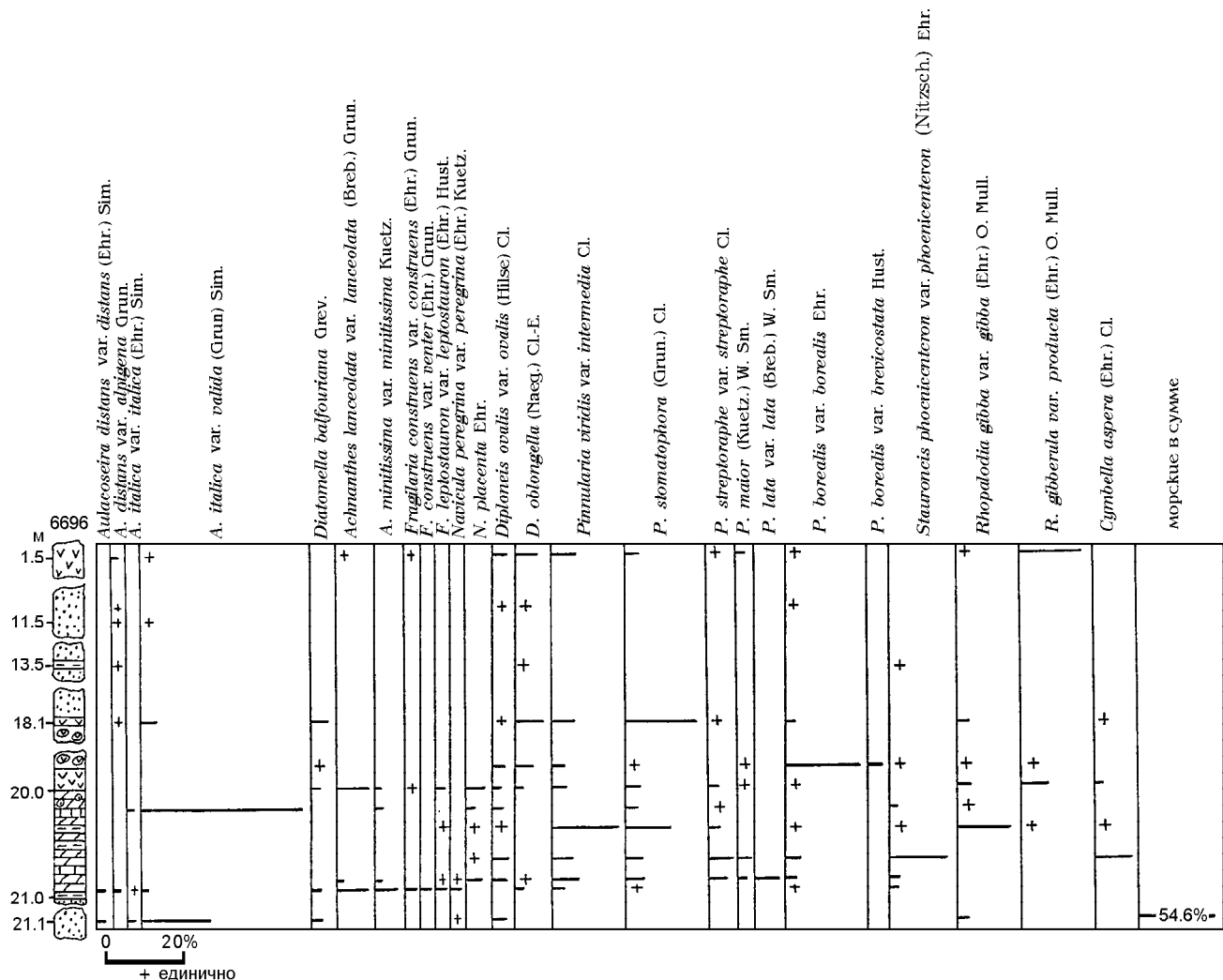


Рис. 6. Состав диатомовых водорослей из белозерских слоев, разрез 6696, Головинский клиф.

Подрисовочные подписи см. рис. 4.

В пачке 5 в прослое алевролита наряду с пресноводными формами встречены морские переотложенные виды *Coscinodiscus marginatus* var. *fossilis*, *Puxidicula zabelinae*, *Actinocyclus ochotensis*.

СПК, полученный из торфяника (пачка 8) (рис. 7), характеризуется преобладанием пыльцы древесной растительности (до 92.6%), среди которой доминируют темнохвойные (*Picea* sect. *Eupicea* - до 61%, *P. sect. Omorica* - до 16%, *Abies* - до 9%, *Pinus* s/g *Haploxylon* - до 10%) с участием мелколиственных пород (*Betula* sect. *Albae* - до 15%, *B. sect. Costatae* - до 2.8%, *B. sect. Nanae* - до 1.5%, *Betula* sp. - до 5.3%, *Alnus* - до 8.3%, *Alnaster* до 8%). Отмечена пыльца *Tsuga* (до 1.5%) и широколиственных (*Quercus*, *Juglans*). Состав СПК отвечает развитию темнохвойных лесов. По древесине получена ¹⁴C-дата 46300±1200 лет, ГИН-8967. Серия прослоев пеплов фиксирует начальную фазу активности вулкана Головинина.

Разрез 5896 вскрывает те же пачки, которые выходят в разрезе 6696 (рис.5). Прослой торфа включает 84 формы диатомовых водорослей, относящихся к 25 родам, среди которых донные и виды перифитона встречены приблизительно в одинаковых количествах. Наибольшей численности достигают *Achnanthes minutissima* var. *minutissima* (до 8.6%), *Cymbella elginensis* (до 4%), *Fragilaria construens* var. *construens* (до 4.5%), *F. leptostauron* var. *martyi* (до 11%), *Diploneis ovalis* var. *ovalis* (до 8.2%), *Pinnularia borealis* var. *borealis* (до 11%). Планктонные виды (10-12%) представлены *Aulacoseira italica* var. *italica*, *A. italica* var. *valida*, *A. distans* var. *alpigena*, *A. distans* var. *distans*. Преобладают алкалофилы. Такой состав диатомового комплекса характерен для мелководного проточного водоема. Возраст прослоя торфа определен по древесине в 43000±1000 лет, ГИН-8969.

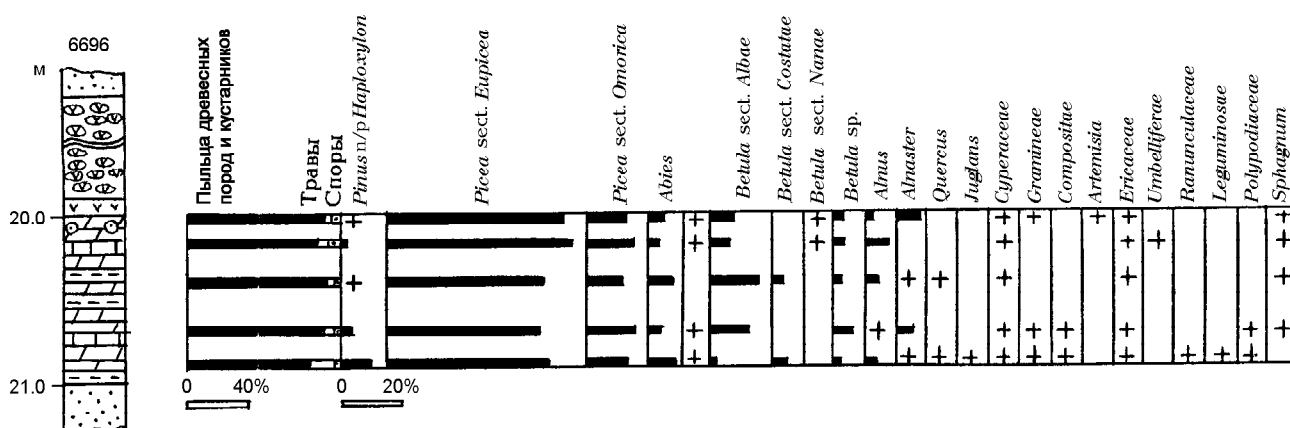


Рис. 7. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза 6696, Головинский клиф, северный водопад. Подрисовочные подписи см. рис. 4.

В пачке разнозернистых песков и гравийников (пачка 5) обнаружен бедный пресноводный комплекс диатомей, среди которых наиболее часто встречаются аэрофилы *Pinnularia borealis* var. *borealis*, *Hantzschia amphioxys* var. *amphioxys*, а также *Eunotia praerupta* var. *praerupta*. Здесь же из линзы заторфованного песка получен СПК, в котором пыльца древесных и кустарниковых пород составляет 60.5%, пыльца трав - 6.5%, споры - 33%. Преобладает пыльца хвойных (61.4%), в ее составе ведущую роль играет *Pinus s/g Haploxyton* (38%), резко снижается доля *Picea sect. Eupicea* (10%), *P. sect. Omorica* (2.4%), *Abies* (11%). Представительна пыльца мелколиственных пород (*Betula sect. Albae* 11.1%, *B. sect. Costatae* 6.4%, *B. sect. Nanae* 0.8%, *Betula sp.* 1.6%, *Alnus* 8.4%, *Alnaster* 3.2%), широколиственные включают *Quercus* (2.4%) и *Ulmus* (2.8%). Среди спор преобладают папоротники (*Polypodiaceae* 51%, *Osmunda* 8.8%) и *Lycopodium* (37%), встречен *Sphagnum* (2.8%). Структура СПК отражает развитие на склонах влк. Головина группировок кедрового стланика, редкостойных хвойных и березовых лесов, фиксирующих восстановление древесной растительности после серии катастрофических извержений влк. Головина.

Разрез 5874 расположен в 1 км к северу от северного водопада, где изучен нижний торфяник. СПК характеризуется преобладанием пыльцы темнохвойных. ¹⁴C-даты по древесине составляют 38000±1000 лет, ГИН-8345 и 43100±1600 лет, ГИН-8346.

Разрез 5875. В 300 м к северу от северного водопада из обвала отобрана проба из верхнего торфяника, по которому получена ¹⁴C-дата 32300±500 лет, ГИН-8434.

Разрез 3995, расположенный в 200 м к югу от южного водопада, вскрывает белозерские отложения (мощностью 3.75 м), несогласно перекрывающие среднеплейстоценовые шельфовые фации, формирующие 35-40 м террасовидную поверхность [16]. Разрез включает серию пепловых прослоев, слой торфа, в верхней части - аллювиальные разнозернистые пески с гравием и галькой. В СПК из торфа отмечено высокое содержание пыльцы трав (до 32.6%) и спор (до 28.9%). Пыльца древесных пород и кустарников (38.5-59.7%) отражает существование редкостойных широколиственных лесов (*Quercus* - до 45%, *Juglans* - до 13.8%, *Ulmus* - до 9.2%, *Corylus* - до 5.4%, *Carpinus* - до 1.8%, *Syringa* 1.8%, *Acer* 0.6%) при участии мелколиственных (*Betula sect. Albae* - до 24%, *B. sect. Costatae* - до 17%, *Betula sp.* - до 5.2%, *Alnus* - до 9.4%, *Alnaster* - до 3.8%). Хвойные представлены *Pinus s/g Haploxyton* (до 1.4%). Среди трав доминантами являются *Cyperaceae* (до 70%) и *Graminea* (до 53.5%), среди спор - папоротники. Из торфа получена ¹⁴C-дата 31000±1200 лет, ГИН-8622.

Белозерские отложения в окрестностях влк. Менделеева изучены менее детально.

Разрез 3296, расположенный на м. Мечникова, вскрывает прослой торфа (мощность 0.15 м), перекрытый покровом слоистой тефры (мощность более 40 м). В СПК преобладает пыльца древесных пород и кустарников (до 87.2%), среди которых доминируют хвойные (*Picea sect. Omorica* до 68.2%, *P. sect. Eupicea* до 11.4%, *Abies* до 5.5%, *Pinus s/g Haploxyton* до 10.9%) и обильно представлены мелколиственные (*Alnaster* до 25%; *Betula sect. Albae* до 14.4%; *B. sect. Costatae* до 3.5%, *Betula sp.* до 5.6%, *B. sect. Nanae* до 10.3%, *Alnus* до 0.4%). Широколиственные *Quercus*, *Ulmus*, *Juglans* встречены единич-

но. Отмечено присутствие переотложенной пыльцы (до 6.9%) *Taxodiaceae*, *Castanea*. Структура СПК отвечает развитию темнохвойных лесов с участием мелколиственных.

Разрез 7296 находится в карьере на 19 км трассы Южно-Курильск - Головнино в пределах уплощенной поверхности высотой 100-120 м. Здесь вскрыта толща (мощность более 10 м) пирокластических отложений влк. Менделеева, среди которых выделяются три пачки, отвечающие катастрофическим извержениям вулканского и плинианского типа. Пирокластический чехол перекрыт покровом эоловой супеси, относимой к позднему плейстоцену, и маломощным слоем голоценовой тефры с углями, по которым получена ^{14}C -дата 2550 ± 40 лет, ГИН-8964. В эоловой супеси обнаружена погребенная почва, из которой выделен СПК, включающий пыльцу древесных пород и кустарников (58.8-67.6%) и споры (32.4-41.2%). Преобладает пыльца мелколиственных пород (*Betula* sect. *Nanae* 32-33%, *Betula* sp. 25-26%, *B.* sect. *Albae* 17-38%, *B.* sect. *Costatae* 5.3-7%, *Alnus* 0.4%, *Alnaster* 2.3-4.7%). Хвойные представлены *Abies* (до 0.6%), *Picea* sect. *Eupicea* (3.7%), *Pinus* s/g *Haploxyton* (5%), единично встречена пыльца широколиственных (*Juglans*, *Ulmus*, *Quercus* по 0.3%). Споры включают *Lycopodium* (до 100%) и *Bryales* (до 1.3%). Структура СПК отражает существование березовых редколесий с участками, занятыми кустарниковыми группировками. В кровле погребенной почвы обнаружен риолитовый пепел (%: SiO_2 71.89, TiO_2 1.14, Al_2O_3 12.14, Fe_2O_3 5.40, FeO 3.44, MnO 0.13, MgO 2.15, CaO 2.0, Na_2O 1.15, K_2O 0.34, P_2O_5 0.23), сложенный вулканическим стеклом с показателями преломления 1.496-1.500. Предположительно пепел сопоставляется с маркирующим пеплом En-a влк. Энива, о. Хоккайдо, имеющим датировки в 15-17 тыс. лет, разнос пирокластики проходил в восточном направлении (более 200 км) [26].

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ, ПАЛЕОКЛИМАТЫ И ПАЛЕОЛАНДШАФТЫ

Белозерские слои, характеризующиеся частыми фаціальными сменами, несут в себе информацию о позднеплейстоценовой истории развития территории о. Кунашир, характеризующейся частыми климатическими изменениями и активной вулканической деятельностью. Определенную сложность в палеогеографические построения для этого времени вносят результаты радиоуглеродного датирования, поскольку достоверность дат, близких к предельным значениям, достаточно условна и требует применения дополнительных методов возрастной привязки. Одним из таких методов может служить тефростратиграфия, хорошо разработанная для Японских островов [26]. Хотя у авторов статьи нет единой

точки зрения на достоверность полученных радиоуглеродных дат, в статье делается попытка восстановить ход геологических процессов, исходя из имеющихся данных абсолютного возраста и корреляции маркирующих пепловых прослоев о. Кунашир и о. Хоккайдо. Для корректности палеогеографических реконструкций использован большой фактический материал, полученный для позднего плейстоцена о. Хоккайдо [21, 24, 31, 32].

Образование белозерских слоев тесно связано с мощной фазой активности вулканов Головнина и Менделеева в позднем плейстоцене, сменившей период покоя, длившийся со среднего плейстоцена [16]. По торфу и сгоревшей древесине удалось датировать два крупных цикла эксплозивной активности влк. Головнина, которые произошли около 38-43 тыс. лет назад и 30-32 тыс. лет назад, и кальдерообразующее извержение влк. Менделеева, датированное в 38-39 тыс. лет [11, 14, 18]. О тесной генетической связи белозерских отложений с вулканической активностью говорит резкое увеличение мощности слоев по мере приближения к вулканическим центрам от 10 м (в 12-15 км) до 70 м (в 4-5 км). Большую роль в перемыве и переотложении пирокластики на склонах и в обрамлении вулканов, по-видимому, играли временные водотоки, активно перерабатывавшие большие объемы рыхлого пирокластического материала. Современные аналоги таких толщ, слагающие вулканогенно-пролювиальные равнины у подножьев вулканов, описаны на Камчатке [9]. Активное смещение материала на склонах гор, развитие солифлюкционных процессов и интенсивная аллювиальная аккумуляция с образованием мощных конусов отмечена для временного интервала 60-30 тыс. лет назад на Юго-Восточном и Восточном Хоккайдо [19, 31].

Позднеплейстоценовая активизация вулканов имела синхронный характер в пределах Курило-Камчатского региона и о. Хоккайдо, где в интервале 30-40 тыс. лет назад сформировалось большинство позднеплейстоценовых кальдер [4, 11, 26]. К этому же времени относится образование на Камчатке покровных "супесей" (мощностью до 40 м), сложенных перевеянной и перемытой временными водотоками пирокластикой, образованной за счет интенсивного проявления эксплозивного кислого вулканизма в интервале 43-30 тыс. лет назад [4, 12]. Накопление покровных отложений этого возраста носило трансрегиональный характер для вулканических областей Западной Пацифики [27].

Образование торфяников, по-видимому, происходило в условиях относительного ослабления вулканической деятельности. Торфяники и озерные отложения распространены на участках развития спекшихся туфов и туфоалевролитов, которые слу-

жили водоупорными горизонтами и создавали условия для переувлажнения. В развитии небольших короткоживущих позднплейстоценовых озер выделяются два цикла, включающих фазы обводнения и заболачивания. Большое количество микроэлементов, поставляемых с пеплами, служило причиной бурного развития диатомовой флоры.

Анализ пыльцевых диаграмм, полученных для озерно-болотных отложений, позволил выделить несколько фаз развития растительности о. Кунашир во второй половине позднего плейстоцена.

1. Фаза развития темнохвойных лесов и болотно-лесных ландшафтов на участках осушенного шельфа выделена для интервала 38-48 тыс. лет назад. Преобладающей породой была, по-видимому, *Picea glenhii* в сочетании с *Picea jezoensis* и *Abies sachalinensis*. Торфяники и озерные отложения, отвечающие этой фазе, широко распространены на юге острова. В середине фазы отмечено увеличением роли берез. Аналогичные еловые и елово-пихтовые леса развиты в настоящее время на севере Кунашира, Итурупа и в южной части о. Сахалин [1, 8]. Климат был несколько холоднее современного, среднегодовая t° , вероятно, составляла $0-+2^{\circ}\text{C}$, t° июля $+16-18^{\circ}\text{C}$, t° января $-17-20^{\circ}\text{C}$, осадки - 800 мм. По-видимому, хвойный лес по обрамлению влк. Головинина был полностью уничтожен в начале эруптивной фазы, в составе восстановившейся растительности большую роль стал играть кедровый стланик.

2. Фаза редкостойных березовых лесов с широким распространением зарослей ольхи, ольховника и болотных группировок с преобладанием осок, вересковых, лютиковых на низменных участках свидетельствует об ухудшении климатических условий и высокой влажности. Обращает на себя внимание широкое распространение зарослей кедрового стланика, что связано не столько с опусканием верхней границы леса, сколько с участием его в составе пионерных группировок, развивавшихся на тefре, покрывающей склоны и слагающей мощный аллювиально-пролювиальный шлейф по обрамлению влк. Головинина.

3. Фаза редкостойных еловых лесов фиксирует небольшое кратковременное потепление климата. Пепловый прослой, коррелируемый с маркирующим пепловым прослоем Spfa-1 влк. Сикоцу (о. Хоккайдо), предположительно позволяет сопоставить время накопления отложений около 32 тыс. лет назад [26].

4. Фаза широколиственных лесов предполагает развитие на острове редкостойных неморальных лесов с участием дуба, ореха, клена, ясеня, граба, сирени и берез. Высокое содержание пыльцы трав говорит о существовании обширных лугов, разнотравья с преобладанием злаков, полыни, сложно-

цветных, на переувлажненных участках - осок. Выделение этой фазы наиболее дискуссионно. По мнению А.М.Короткого, такой состав СПК соответствует последнему межледниковью, а ^{14}C -дата 31000 ± 1200 лет, ГИН-8622 омоложена, поскольку на уровне 31 тыс. лет назад в пределах о. Хоккайдо были распространены елово-пихтовые леса с примесью каменной березы [33] и темнохвойная тайга на юге Сахалина [8]. Однако не исключено, что фаза, отвечающая кратковременному потеплению с климатическими условиями, близкими к современным, существовала во второй половине позднего плейстоцена. Об этом свидетельствует и характер СПК, выделенных из тонких торфянистых прослоев разреза 5842, в которых сочетаются холодолюбивые кустарниковые березы, произраставшие на болотистых низменных участках, и теплолюбивые широколиственные породы, занимающие нижнюю часть склонов влк. Головинина.

5. Фаза редкостойных березовых лесов с ограниченным участием в древостоях темнохвойных пород и участками, занятыми кустарниковыми березами и ольховником, по-видимому, относится к концу ледникового периода. Данный тип растительности выделен в погребенной почве из покровной эоловой супеси, перекрывающей белозерские слои. Эоловый покров, по-видимому, сформирован в конце позднего плейстоцена, когда на осушенных участках шельфа исчезли вечномерзлые грунты и активно шло перевевание рыхлого материала. Вулканический пепел, выходящий в ее кровле, коррелируется с пеплом Ep-a о. Хоккайдо, что позволяет предположить время образования погребенной почвы около 15-17 тыс. лет назад.

Таким образом в белозерских слоях зафиксировано две фазы потепления в интервале 38-42 тыс. лет назад и 30-32 тыс. лет назад, разделенные небольшим похолоданием. Покровная супесь с погребенной почвой фиксирует условия конечной фазы последней ледниковой эпохи.

В отличие от покровной супеси характерной чертой белозерских слоев являются сильные криотурбации и следы активного проявления солифлюкционных процессов, что свидетельствует о существовании мощной зоны вечной мерзлоты и суровых климатических условий в последнюю ледниковую эпоху, обусловленных глобальным похолоданием, усиленным близостью холодного Охотского моря, смещением на юг фронта Куроиси и воздействием холодного течения Оясио [7]. Многочисленные следы существования зоны вечной мерзлоты зафиксированы в континентальных отложениях о. Хоккайдо [19, 28]. Состав покровных отложений Японских островов свидетельствует об усилении выноса эоловой пыли из Восточной Азии во время последней леднико-

вой эпохи, что связывают с усилением зимнего муссона [29].

КОРРЕЛЯЦИЯ ОТЛОЖЕНИЙ И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

Для корреляции белозерских отложений и позднплейстоценовых палеогеографических событий на Кунашире наиболее интересными представляются данные, полученные для о. Хоккайдо, где для временного интервала 48-25 тыс. лет назад установлен относительно теплый и влажный климат с серией флуктуаций. Для этого времени выделены палинозоны и фазы развития растительности [20, 21, 23, 24, 31, 32].

В пределах южного Хоккайдо выделены зоны *Picea-Abies-Betula* (40-48 тыс. лет назад), *Picea-Abies-Larix* (40-26 тыс. лет назад) [23], на юго-востоке - палинозона IIIb с преобладанием *Picea* (45-25 тыс. лет назад) [31, 32], отражающие развитие темнохвойных лесов с участием берез и широколиственных и более прохладные и влажные климатические условия, чем современные. В Центральном Хоккайдо для интервала 32-38 тыс. лет также выделена зона *Picea* с участием *Abies*, *Pinus*, *Larix*, *Betula*, *Alnus*, *Myrica* [22]. На Восточном Хоккайдо для интервала около 36 тыс. лет назад выделена палинозона ТК-I (*Picea-Larix*), отвечающая развитию елово-пихтовых лесов с участием лиственницы, берез и небольшого количества широколиственных (*Quercus*, *Acer*, *Ulmus*, *Corylus*, *Fraxinus*) [24]. Эти отложения коррелируются с торфяниками белозерских слоев о. Кунашир, по которым выделена фаза существования темнохвойных лесов и получена серия ¹⁴C-дат, соответствующая интервалу 38-48 тыс. лет назад. Расцвет темнохвойных лесов наблюдался в это время и на о. Сахалин, где возрастным аналогом белозерских слоев являются отложения каменского термохрона [8].

Зона ТК-II (*Larix-Betula*), установленная для Восточного Хоккайдо и характеризующаяся высоким содержанием пыльцы берез, ольхи и трав (*Cyperaceae*), может быть сопоставлена с фазой развития редкостойных березовых лесов белозерских слоев. Предполагается, что климатические условия были холоднее современных [21]. Возрастной интервал палинозоны ТК-III (*Picea-Abies*) с доминированием пыльцы елей соответствует времени немногим ранее 32 тыс. лет назад. Торфяники палинозоны ТК-IV с высоким содержанием *Larix*, *Picea* и трав включают маркирующие пепловые прослойки Spfa-1 и NI-a, позволяющие оценить время накопления отложений зоны около 32 тыс. лет назад. С этими палинозонами предположительно коррелируется фаза развития редкостойных еловых лесов на о. Кунашир.

В южной части Хоккайдо зафиксировано два коротких теплых эпизода: *Betula-Tsuga-Quercus* -

около 34 тыс. лет назад и *Betula-Abies-Ulmus* - около 31 тыс. лет назад. Возможно, последнему потеплению соответствует фаза развития редкостойных широколиственных лесов, установленная для торфяника о. Кунашир с ¹⁴C-датой 31000±1200 лет, ГИН-8622. Аналогичные данные получены для морской колонки RC 12-40, отобранной в северо-западной части Тихого океана к востоку от о. Хоккайдо, где увеличение содержания пыльцы *Quercus* установлено для интервалов около 34, 31 и 27 тыс. лет назад [21].

Зона *Abies-Picea-Ulmus* (26-25 тыс. лет назад) отвечает кратковременному теплему эпизоду на о. Хоккайдо. В настоящее время ее аналог на о. Кунашир не установлен.

Фазы потепления, выделенные на Японских островах в интервале 50-40 тыс. лет назад и 31-24 тыс. лет назад, коррелируются с интерстадиалом Порт Талбот и Плам Пойнт II Северной Америки [3, 34]. По-видимому, два потепления, фиксируемые в белозерских слоях о. Кунашир, также можно сопоставить с этими событиями.

Белозерские отложения сопоставляются с отложениями каргинского межледникового Сибири [2] и черноручьинским горизонтом Приморья [6]. На шельфе Приморья белозерские слои, отвечающие фазе развития темнохвойных лесов, коррелируются с древнеприморскими отложениями, накопление которых происходило 37-44 тыс. лет назад при уровне моря на 45-50 м ниже современного [30]. Белозерские слои с высоким содержанием пыльцы широколиственных, по-видимому, можно сопоставить с новоприморскими отложениями, сформированными 29-36 тыс. лет назад во вторую стадию второй позднплейстоценовой трансгрессии с подъемом уровня моря до отметок -10-15 м. Именно в этих отложениях фиксируется термальный оптимум второй половины позднего плейстоцена [30].

В последнюю ледниковую эпоху на юге Хоккайдо были развиты бореальные леса с преобладанием *Picea glenhii* и *P. jezoensis*, а в пределах Восточного и Северного Хоккайдо существовала лесотундра [33]. Ряд исследователей допускают, что в это время на севере Хоккайдо существовали рефугиумы темнохвойных пород, а на юге, возможно, дуба и ильма [20]. Климатические условия были холоднее и суше современных: летние температуры были на 7-8°C, зимние - на 9° ниже современных, среднегодовые осадки не превышали 700 мм, климат был более континентальным [20, 22]. На Сахалине в это время (мицулевский криохрон) были развиты ландшафты тундр и лесотундр со среднегодовыми температурами на 8°C ниже современных [8]. Для второй половины этой эпохи на о. Кунашир установлено развитие мозаичных ландшафтов с участками березовых редколесий и кустарниковых группировок.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Активный эксплозивный вулканизм на юге о. Кунашир в позднем плейстоцене (48-30 тыс. лет назад) привел к образованию сложно устроенного континентального чехла (белозерские слои), в составе которого выделяются пирокластические, аллювиальные, пролювиальные, озерные и болотные фации, сложенные переработанной и переотложенной тейфрой. Торфяники, образованные в периоды ослабления вулканической активности, запечатлели несколько фаз развития растительности (темнохвойные, редкостойные березовые, редкостойные еловые, редкостойные широколиственные леса), отражающие климатические условия, близкие к современным. Широкое развитие криогенных текстур свидетельствует о развитии зоны вечной мерзлоты и суровых климатических условиях в районе Южных Курил в последнюю ледниковую эпоху. Во вторую половину этой эпохи на о. Кунашир был сформирован эоловый супесчаный покров с погребенной почвой. В это время на острове получили развитие березовые редколесья и кустарниковые группировки.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты 95-05-15309 и 97-05-65362. Экспедиционные работы частично финансировались за счет проекта 96-05-65369.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеева Л.М. Флора острова Кунашир. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. 130 с.
2. Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1971. 332 с.
3. Боуэн Д. Четвертичная геология. М.: Мир, 1981. 272 с.
4. Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д., Литасова С.Н. Возраст действующих вулканов Курило-Качатского региона // Вулканология и сейсмология. 1994. № 4-5. С. 5-32.
5. Жузе А.П. Кремнистые осадки в современных и древних озерах // Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966. С. 301-318.
6. Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С. Четвертичные отложения Приморья. Стратиграфия и палеогеография. Новосибирск: Наука, 1980. 234 с.
7. Короткий А.М., Разжигаева Н.Г., Гребенникова Т.А., Мохова Л.М., Ганзей Л.А., Пушкарь В.С., Базарова В.Б. Морские террасы и развитие береговой зоны острова Кунашир в плейстоцене. Деп. в ВИНТИ № 3033-В94. Владивосток, 1994. 66 с.
8. Короткий А.М., Пушкарь В.С., Гребенникова Т.А. и др. Морские террасы и четвертичная история шельфа Сахалина. Владивосток: Дальнаука, 1997. 195 с.
9. Краевая Т.С. Генетические типы грубообломочных отложений стратовулканов. М.: Недра, 1977. 127 с.
10. Малеев Е.Ф. Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. М.: Наука, 1975. 256 с.
11. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Сулержицкий Л.Д. Катастрофические эксплозивные извержения вулканов Курило-Камчатской области в конце плейстоцена-начале голоцена // Докл. АН СССР. 1988. Т.300, № 1. С.175-181.
12. Мелекесцев И.В., Краевая Т.С., Брайцева О.А. Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. М.: Наука, 1970. 104 с.
13. Пискунов Б.Н. О плиоценовых отложениях южной части о. Кунашир (Курильские о-ва) // Тр. СахКНИИ. Вып. 15. Южно-Сахалинск, 1963. С. 82-84.
14. Полуниин Г.В. Об абсолютном возрасте высокой террасы и вулкана Менделеева на о. Кунашир // Бюл. вулканол. станций. 1969. № 45. С. 53-55.
15. Прялухина А.Ф. Материалы по стратиграфии Южных Курильских островов // Тр. СахКНИИ. Южно-Сахалинск, 1961. Вып. 10. С. 3-13.
16. Пушкарь В.С., Разжигаева Н.Г., Короткий А.М., Мохова Л.М. Позднеголоценовая трансгрессия среднего плейстоцена на о. Кунашир (Курильские острова) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 6. С. 52-63.
17. Пушкарь В.С., Разжигаева Н.Г., Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Шаповалов В.П., Ганзей Л.А., Мохова Л.М. Плиоцен-плейстоценовые отложения и события побережья залива Измены (Южный Кунашир, Курильские острова) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 5. С. 50-64.
18. Разжигаева Н.Г., Короткий А.М., Сулержицкий Л.Д., Гребенникова Т.А., Ганзей Л.А., Базарова В.Б. Позднеплейстоценовая тейфра в районе вулкана Головнина, о-ов Кунашир (Курильские о-ва) // Вулканология и сейсмология. 1998. № 2. С. 66-76.
19. Hirakawa K. Chronology and evolution of landforms during the Late Quaternary in the Tokachi Plain and adjacent areas, Hokkaido, Japan // Catena. 1977. V. 4. P. 255-288.
20. Igarashi Y. History of environmental change in Hokkaido from the viewpoint of palynological research // Biodiversity and Ecology in the Northernmost Japan. 1993. Hokkaido Univ. Press. P. 2-19.
21. Igarashi Y. Quaternary forest and climate history of Hokkaido, Japan, from marine sediments // Quaternary Science Reviews. 1994. V. 13. P. 335-344.
22. Igarashi Y., Igarashi T., Daimaru H., Yamada O., Miyagi T., Matsushita K., Hiramatsu K. Vegetation history of Kenbuchi Basin and Furano Basin in Hokkaido, North Japan, since 32, 000 yrs BP // The Quat. Res. (Daiyonki-Kenkyu). 1993. V. 32, N 2. P. 89-105.
23. Igarashi Y., Kumano S. Vegetational changes during the Last Glacial Age in Hokkaido // The Quat. Res. (Daiyonki-Kenkyu). 1981. V. 20, N 3. P. 129-141.
24. Igarashi Y., Miyata Y., Noi H., Yamada O. Fossil pollen and spore assemblages of the Last Glacial Age from the eastern part of the Konsen Plateau, Eastern Hokkaido // The Quat. Res. (Daiyonki-Kenkyu). 1990. V.29, N 2. P. 131-138.
25. Kороткий А.М., Разжигаева Н.Г., Гребенникова Т.А., Ганзей Л.А., Мохова Л.М., Базарова В.Б., Сулержицкий Л.Д. Holocene Marine Terraces of Kunashiri Island, Kuril Islands // The Quat. Res. (Daiyonki-Kenkyu), 1995. V. 34, N 5. P.359-375.
26. Machida H., Arai F. Atlas of tephra in and around Japan. Univ. of Tokyo Press, 1992. P. 146-165.
27. Ono Y. The northern landbridge of Japan // The Quat. Res.

- (Daiyonki-Kenkyu). 1990. V. 29. P. 183-192.
28. Ono Y. Glacial and periglacial paleoenvironments in the Japanese Islands // *The Quat. Res. (Daiyonki-Kenkyu)*. 1991. V. 30. P. 203-211.
29. Ono Y., Naruse T. Snowline elevation and eolian dust flux in the Japanese Islands during isotope stages 2 and 4 // *Quat. Intern.* 1997. V. 37. P. 45-54.
30. Ryazantsev, A.A., Bersenev, I.I. Datings of Late Pleistocene and Holocene deposits in Primorye shelf. - *Geology and Geophysics of the Japan Sea // (Japan-USSR Monograph Ser.* 1996. V 1. P. 295-315.
31. Sakaguchi Y., Katon S. The paleoclimate of Northern Japan during the Lastglacial revealed by Pollen Analytical Study on the Terrace Deposits of Southern Hokkaido // *Bull. of the Dep. of Geogr. Univ. of Tokyo*. 1990. N 22. P. 1-16.
32. Sakaguchi Y., Katon S. Paleoclimate in Northern Japan during the Last Interglacial-glacial cycle // *Journ. of Geogr.* 1993. V. 102, N 3 (925). P. 288-313.
33. Tsukada M. *Paleoecology. Synthesis.* Kyoritsu Shuppan Co., Ltd. 1974. 231 p.
34. Yasuda Y. The cold climate of the Last Glacial Age in Japan // *The Quat. Res. (Daiyonki-Kenkyu)*. 1987. V. 25, N 4. P. 277-294.

Поступила в редакцию 20 декабря 1997 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

N.G. Razjigaeva, T.A. Grebennikova, V.D. Bazarova, L.D. Sulerzhitskiy, L.M. Mokhova, L.A. Ganzeiy, V.S. Pushkar, and A.V. Chernov

Terrestrial Late Pleistocene deposits of the Kunashiri Islands, Kurile Islands

Terrestrial cover deposits of southern Kunashiri Island (Belozerskiy layers) include pyroclastic, alluvial, proluvial, lacustrine, and swamp facies. The deposits were accumulated during Late Pleistocene active explosive volcanism (48-30 ka. B.P.). Biostratigraphy (diatoms, spore and pollen), tephrostratigraphy and radiocarbon dating results are discussed. Some phases of vegetation development were distinguished. Dark-coniferous, small-leaved, spruce and broad-leaved forests reflect climatic conditions similar to or cooler than the present. Spore and pollen assemblages with abundant *Betula* sect. *Nanae* obtained from the buried soil from an eolian sandy loam indicate rigorous climatic conditions and development of mosaic landscapes (birch forests and shrub associations) at the end of the last Glacial Maximum. Paleoclimatic events on Kunashiri Island are correlated with Hokkaido, Sakhalin and Primorye.

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОВ ВПАДИНЫ ДЕРЮГИНА
(ОХОТСКОЕ МОРЕ)*****Н.В. Астахова****Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

В работе рассматривается распределение микроэлементов в верхнем слое (до 5 м) голоцен - верхнеплейстоценовых осадков вдоль двух субширотных профилей в северной части впадины Дерюгина. В результате кластерного анализа 16 элементов были объединены в 5 обособленных геохимических группировок, из которых подробно рассмотрены две: 1) Ag и Mo, - Mn, 2) Ba, Ni и Sr. Анализ распределения Ag и Mo в осадочной толще и находки молибденита позволили сделать вывод о том, что обогащение осадков этими элементами произошло в результате эдафогенного размыва магматических пород, несущих серебряно-молибденовое оруденение и расположенных, вероятно, на северо-западном склоне впадины Дерюгина. Другая геохимическая группировка связана, вероятнее всего, с гидротермальной баритовой минерализацией, выявленной в северо-восточной части впадины Дерюгина. Судя по характеру распределения марганца в колонках донных осадков, поступление его носило пульсирующий характер. В течение голоцена и позднего плейстоцена во впадине Дерюгина выделяются три цикла гидротермальной активности. Наиболее интенсивная гидротермальная деятельность отмечается в голоцене.

Ключевые слова: Охотское море, впадина Дерюгина, осадки, геохимия золота, молибдена, марганца.

Впадина Дерюгина расположена в западной части Охотского моря у северной оконечности о. Сахалин. Очертания впадины определяются подводным цоколем о. Сахалин, верхним уступом склона банки Кашеварова и склонами возвышенности Института океанологии. Оконтуривается впадина изобатой 1500 м и морфологически представляет собой абиссальную равнину, слегка приподнятую по краям и плоскую в центральной, наиболее углубленной части. В прибортовых частях и в центре равнины встречаются обособленные холмы и гряды. Краевые части и склоны впадины расчленены узкими и глубокими подводными долинами. Согласно В.В. Харахинову, регматическую сеть глубоководных котловин (Дерюгина, Тинро) составляют, в основном, коровые разломы, входящие в зону влияния литосферных мегасдвигов. Интенсивная рифтогенная переработка консолидированной коры одновременно формирует флюидную среду глубоководных бассейнов. Образовавшиеся в ходе сильного растяжения коры зоны "зияния" и повышенная флюидопроницаемость консолидированной коры и литосферной мантии определили тот факт, что тепловая энергия, поступающая из глубоких слоев Земли в виде мощных, длительно действующих локальных конвективных потоков, разрушает почти все слои литосферы. Глубинные флюидные потоки, контролирующиеся сетью разломов, обеспечивают сильнейший прогрев литосферы. Восточно-Дерюгинский осадочный бассейн объединяет целую сеть уз-

ких (до 10-20 км) субширотных грабенов, образуя одну крупную клинораздвиговую систему. Грабены и горсты располагаются параллельно или эшелонированно, иногда пересечены поперечными разломами [9]. Покров рыхлых осадков значительно выравнивает рельеф интенсивно расчлененного фундамента, хотя в общих чертах он повторяет морфологию дна. Мощность осадочного чехла в западной части достигает 6-8 км, на восточном борту значительно уменьшается, в центре впадины местами составляет 250 м. В ряде мест акустический фундамент выходит из-под чехла на поверхность дна [8]. Основным типом поверхностных осадков впадины Дерюгина являются диатомовые пелиты, кремнистые или слабокремнистые. С северного и западного бортов впадины они оконтуриваются более алевритистыми терригенными разностями, что связано с повышенной поставкой и осаждением здесь материала с прилегающих шельфов. Для глубоководных илов характерны также прослойки песчано-алевритовой разности, рассеянный по разрезу гравийно-галечный материал ледового разноса, сильно измененный раковинный детрит. На глубине примерно 250 см в осадке прослеживается пирокластический горизонт. Верхний, окисленный слой во впадине Дерюгина имеет максимальную для Охотского моря мощность (10-18 см) и содержит до 3% марганца. Так как фоновое содержание Mn в поверхностных осадках варьирует в пределах 0.1-0.5 %, то эта аномалия объяснялась диагенетическими процессами при низкой скорости осадконакопления в этом районе [3].

Баритовая минерализация во впадине Дерюгина была обнаружена в начале 80-х годов [1,2]. При драгировании невысоких холмов в северо-восточной части впадины в точках с координатами $54^{\circ}01.6$ с.ш. и $146^{\circ}16.4$ в.д. в интервале 1700-1480 м (15 рейс НИС "Каллисто", 1981 г., нач. экспедиции Б.И. Васильев) и $54^{\circ}00.9$ с.ш. и $146^{\circ}15.7$ в.д. в интервале 1480-1470 м (31 рейс НИС "Пегас", 1986 г., нач. экспедиции О.С. Корнев) было поднято множество крупных обломков травертиноподобного барита, обломки песчаников и конгломератов с карбонатно-баритовым цементом, большое количество вмещающего осадка серого цвета с сильным запахом сероводорода, с фрагментами подводящих каналов и с баритовыми жеодами. Часть поверхности некоторых образцов покрыта тонкой (1-2 мм) коркой гидроокислов марганца. Содержание ВаО в изученных образцах достигает 62,3%. Отмечается также высокое содержание стронция (до 2,5 %). Детальное изучение поднятых образцов позволило сделать вывод о гидротермальном генезисе этих образований [2]. По данным споро-пыльцевого анализа вмещающие осадки имеют позднплейстоценовый возраст [4]. В этой же драге находился осадок светло-коричневого цвета (алевро-пелитовый ил), без запаха, резко отличающийся по внешнему виду и по химическому составу от осадка серого цвета. Здесь также присутствует барит, но в виде отдельных кристаллов или их сростков. Ни прожилков, ни крупных пустот, выполненных баритом, в этом осадке не обнаружено. Вероятнее всего, барит здесь является эдафогенным. Судя по положению коричневого осадка в драге, он залегал у основания баритовых холмов. Летом 1998 года в 28 рейсе НИС "Академик М. Лаврентьев" в Российско-Германской экспедиции в рамках проекта "КОМЕХ" в этом районе при помощи подводного фотографирования было обнаружено довольно обширное поле баритовых холмов, высотой до 10 м, а в придонной воде - аномально высокие содержания метана [10].

Химический и минералогический состав осадков впадины Дерюгина изучался автором по двум субширотным профилям: северному и центральному (отбор колонок длиной до 4.7 м проводился О.В. Дударевым в 7 рейсе НИС "Академик А. Несмеянов", 1986 г.) (рис. 1). По аналогии с ранее изученными в этом районе колонками, осадки могут считаться голоцен - верхнеплейстоценовыми. Вещественный состав осадков определялся под биноклем и микроскопом по стандартной методике и рентгеноструктурным анализом. Биогенная составляющая осадка представлена спикулами губок, створками диатомей, реже - раковинами фораминифер. Алевроитовая составляющая осадка представлена обломками пород, амфиболами, пироксенами, эпидотом,

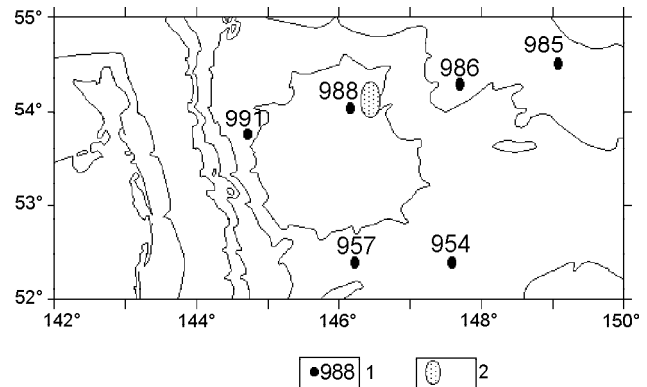


Рис. 1. Местоположение станций отбора проб донных осадков.

1 - станция и ее номер, 2 - поле развития баритовой минерализации.

магнетитом, ильменитом, гидроокислами железа, гранатами, цирконом, слюдами, хлоритом, апатитом, кварцем, полевыми шпатами, вулканическим стеклом. Имеются единичные зерна вивианита, барита, арсенопирита, молибденита. С интервала примерно в 1 м в толще осадка резко возрастает количество аутигенного пирита, который зачастую составляет 50-90 % тяжелой подфракции. Рентгеноструктурный анализ глинистой составляющей этих осадков выявил, что преобладающими компонентами в них являются смектиты и гидрослюда, подчиненное значение имеет каолинит и хлорит. Химический состав и содержание микроэлементов определялся классическим силикатным и спектральным полуколичественным анализами. Предварительный отмыв морских солей не производился, так как осадок представлен плотным алевроитовым пелитом, и

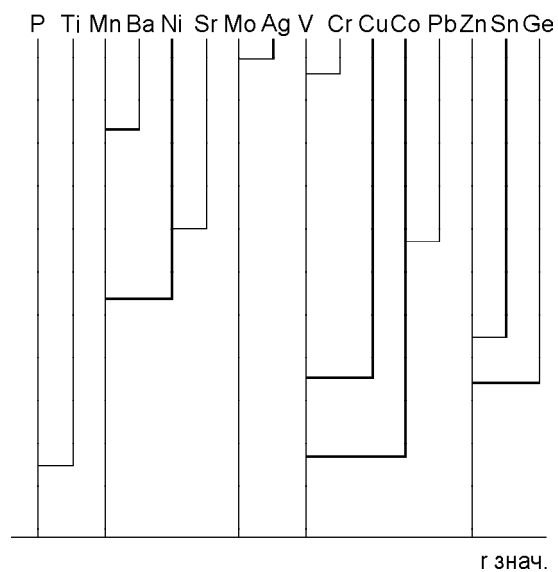


Рис. 2. Дендрограмма парагенетических ассоциаций микроэлементов в осадках впадины Дерюгина.

иловые воды не оказывают заметного влияния на его химический состав. Данные спектрального анализа несколько отличаются от силикатного, в частности получены более низкие значения марганца. Но так как пробы обрабатывались и анализировались одновременно, то эта ошибка постоянная и не влияет на результаты математической обработки. Например, график распределения MnO в осадочной колонке ст. 988, определенного методом “мокрой” химии, аналогичен распределению Mn по данным спектрального анализа. Химический состав осадков по северному профилю и содержания микроэлементов в осадках северной и центральной части впадины Дерюгина приведены в таблице 1,2. Для выделения групп элементов в осадках был выполнен кластерный анализ. В результате, 16 элементов были объединены в 5 обособленных геохимических группировок (рис. 2), одну из которых составляют серебро и молибден. Коэффициент парной корреляции между ними равен 0.8. Содержание Ag в осадках северного профиля составляет 1 – 0.05 г/т (37 анализов), в среднем 0.23 мг/т. Причем малые содержания приурочены к основанию изученной толщи (4.0-4.7м) (табл. 2) Для центральной части впадины характерно более равномерное распределение серебра в осадках. Оно составляет 0.1 – 0.03 г/т (16 анализов), в среднем 0.07 г/т. Содержание Mo в осадках северного профиля варьирует в пределах 0.8-8.0 г/т, в среднем - 2.9 г/т. В центральной части - 1.5-2 г/т, в

среднем 1.7 г/т. При минералогическом анализе фракции 0.1-0.5 мм осадков северной части впадины были встречены единичные чешуйки молибденита. Это может свидетельствовать о близости источника сноса, т.к. молибденит из-за его малой твердости быстро истирается при переносе. Другую геохимическую группу свинец-кобальт-медь-ванадий-хром можно объяснить поставкой этих микроэлементов с суши, т.к. с терригенной составляющей осадка тесно связаны кобальт и хром [6]. Третья геохимическая группа марганец-барий-никель-стронций связана, вероятнее всего, с баритовой минерализацией, выявленной в северо-восточной части впадины Дерюгина [1,2]. Для объяснения связей в оставшихся двух геохимических группах (цинк-олово-германий и титан-фосфор) у нас нет пока достаточных данных. При анализе графиков распределения микроэлементов в колонке донных осадков, отмечается аномальное поведение Mn. Если в колонках 991, 986 и 957 распределение Mn по длине колонки равномерное, то в колонках 988 и 954 содержание Mn изменчивое, наблюдается превышение фонового до 10 раз. Причем, на станции 988 выделяются три горизонта, обогащенных Mn (рис. 3). Аналогичные с Mn графики распределения в осадках имеют Ba, Sr и Ni (рис. 4). Это подтверждается и факторным анализом. Станции 988 и 954 расположены на северном и южном профилях и отобраны, согласно структурной карты, вдоль одного и того же разлома (рис. 5). Кроме это-

Таблица 1. Химический состав (в %) осадков северной части впадины Дерюгина.

| станция | интервал | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | п.п.п. | сумма | |
|---------|----------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|--------|-------|------|
| 991 | 153-158 | 65.07 | 0.47 | 9.02 | 4.74 | 0.05 | 2.19 | 1.93 | 2.88 | 1.16 | 0.08 | 11.85 | 99.5 | |
| | 214-216 | 60.36 | 0.53 | 11 | 4.8 | 0.08 | 2.4 | 2.16 | 4.03 | 1.49 | 0.11 | 12.5 | 99.5 | |
| | 324-329 | 59.65 | 0.62 | 11.88 | 6.23 | 0.04 | 2.52 | 2.4 | 3.02 | 1.72 | 0.11 | 11.54 | 99.5 | |
| | 344-347 | 59.59 | 0.62 | 11.85 | 6.05 | 0.05 | 2.47 | 2.04 | 2.74 | 1.73 | 0.09 | 12.21 | 99.5 | |
| 988 | 40-50 | 55.16 | 0.45 | 9.47 | 5.1 | 2.17 | 3.58 | 2.72 | 4.81 | 1.3 | 0.12 | 14.57 | 99.5 | |
| | 105-200 | 53.8 | 0.64 | 12.97 | 5.94 | 1.34 | 3.16 | 4.53 | 3.95 | 1.68 | 0.16 | 11.27 | 99.5 | |
| | 170-180 | 58.58 | 0.73 | 14.39 | 6.18 | 0.15 | 2.84 | 2.08 | 4.09 | 2.26 | 0.1 | 8.05 | 99.5 | |
| | 220-230 | 58.33 | 0.69 | 14.1 | 5.6 | 0.71 | 2.85 | 2.44 | 3.82 | 2.17 | 0.13 | 8.6 | 99.5 | |
| | 280-290 | 57.42 | 0.73 | 14.57 | 6.37 | 0.31 | 2.98 | 1.99 | 4.26 | 2.36 | 0.12 | 8.34 | 99.5 | |
| | 340-350 | 57.81 | 0.75 | 14.71 | 6.26 | 0.3 | 2.85 | 1.73 | 3.79 | 2.44 | 0.12 | 8.7 | 99.5 | |
| | 400-415 | 55.45 | 0.73 | 14.32 | 6.8 | 0.19 | 3.05 | 1.49 | 4.66 | 2.39 | 0.12 | 10.25 | 99.5 | |
| | 420-428 | 57.08 | 0.71 | 14.81 | 6.57 | 0.16 | 2.79 | 1.4 | 3.57 | 2.61 | 0.11 | 9.63 | 99.5 | |
| | 986 | 50-60 | 56.32 | 0.71 | 13.53 | 6.21 | 0.06 | 3.02 | 3.11 | 4.54 | 1.65 | 0.11 | 10.19 | 99.5 |
| | | 105-120 | 60.92 | 0.75 | 14.12 | 5.79 | 0.05 | 2.35 | 2.8 | 3.97 | 2.31 | 0.12 | 6.29 | 99.5 |
| 150-160 | | 58.42 | 0.74 | 14.76 | 6.85 | 0.06 | 3.11 | 2.35 | 3.65 | 2.26 | 0.14 | 7.1 | 99.5 | |
| 170-180 | | 57.59 | 0.75 | 14.68 | 6.26 | 0.06 | 3.04 | 2.23 | 4.24 | 2.25 | 0.13 | 8.22 | 99.5 | |
| 210-230 | | 57.02 | 0.76 | 14.75 | 6.54 | 0.05 | 3.03 | 2.37 | 4.36 | 2.12 | 0.12 | 8.32 | 99.5 | |
| 240-250 | | 59.47 | 0.72 | 14.52 | 6.05 | 0.06 | 2.5 | 2.63 | 4.7 | 2.04 | 0.12 | 6.63 | 99.5 | |
| 260-270 | | 60.68 | 0.74 | 14.68 | 5.97 | 0.06 | 2.42 | 2.65 | 3.89 | 2.15 | 0.12 | 6.08 | 99.5 | |
| 340-350 | | 57.71 | 0.74 | 12.48 | 7.3 | 0.07 | 2.81 | 2.2 | 4.66 | 2.26 | 0.09 | 9.13 | 99.5 | |
| 360-370 | | 59.06 | 0.79 | 12.31 | 7.35 | 0.07 | 2.73 | 2.58 | 3.3 | 2.2 | 0.1 | 8.97 | 99.5 | |
| 400-410 | | 59.08 | 0.73 | 14.17 | 6 | 0.06 | 2.79 | 2.17 | 3.84 | 2.14 | 0.11 | 8.36 | 99.5 | |
| 985 | 440-450 | 59.89 | 0.74 | 14.27 | 6.02 | 0.08 | 2.75 | 2.26 | 3.83 | 2.34 | 0.08 | 7.21 | 99.5 | |
| | 112-120 | 63.66 | 0.71 | 14.86 | 4.74 | 0.06 | 2.38 | 3.39 | 3.59 | 1.99 | 0.1 | 3.96 | 99.5 | |
| | 150-158 | 64.95 | 0.68 | 14.69 | 5.01 | 0.05 | 2.04 | 3.66 | 3.3 | 1.89 | 0.1 | 3.1 | 99.5 | |

Примечание. Анализы выполнены рентгеноспектральным методом в лаб. “Приморгеология”.

Таблица 2. Содержание микроэлементов (10⁻⁴%) в осадках северной и центральной частей впадины Дерюгина.

| № станций. | интервал | Sn | Pb | Zn | Cu | Ag | Ge | V | Cr | Ni | Mn | Ti | Co | Mo | Ba | Sr | P | |
|------------|----------|---------|------|------|------|------|------|-----|-----|-----|------|------|------|-----|------|------|------|-----|
| 991 | 0-5 | 5 | 10,0 | 60 | 50 | 0,15 | 0,8 | 40 | 30 | 20 | 500 | 2000 | 3 | 1,5 | 300 | 50 | 2000 | |
| | 25-35 | 6 | 15,0 | 150 | 50 | 0,2 | 1 | 60 | 50 | 30 | 600 | 3000 | 4 | 2 | 600 | 50 | 800 | |
| | 65-75 | 6 | 10,0 | 150 | 50 | 0,3 | 1 | 60 | 40 | 30 | 600 | 3000 | 5 | 2 | 600 | 50 | 500 | |
| | 105-115 | 6 | 15,0 | 150 | 50 | 0,3 | 1 | 60 | 50 | 30 | 600 | 3000 | 5 | 3 | 600 | 50 | 500 | |
| | 125-135 | 6 | 15,0 | 200 | 50 | 0,3 | 1 | 60 | 40 | 30 | 500 | 2000 | 4 | 2 | 300 | 40 | 400 | |
| | 153-158 | 2 | 20,0 | 150 | 50 | 1 | 1 | 80 | 60 | 30 | 500 | 1500 | 5 | 8 | 200 | 100 | 500 | |
| | 185-195 | 5 | 20,0 | 150 | 50 | 0,15 | 1,5 | 50 | 40 | 30 | 500 | 2000 | 4 | 3 | 300 | 40 | 400 | |
| | 214-216 | 3 | 30,0 | 150 | 300 | 0,8 | 1 | 80 | 60 | 40 | 400 | 1500 | 5 | 8 | 150 | 80 | 400 | |
| | 324-329 | 3 | 20,0 | 150 | 100 | 0,8 | 1,5 | 80 | 80 | 30 | 500 | 2000 | 5 | 8 | 200 | 100 | 300 | |
| | 344-347 | 2 | 20,0 | 100 | 30 | 0,5 | 1 | 80 | 60 | 30 | 500 | 2000 | 5 | 8 | 300 | 100 | 300 | |
| 450-464 | 5 | 20,0 | 200 | 50 | 0,05 | 1 | 80 | 50 | 30 | 500 | 3000 | 5 | 1,5 | 300 | 40 | 400 | | |
| 988 | 40-50 | 4 | 20,0 | 150 | 80 | 0,6 | 0,4 | 60 | 40 | 60 | 8000 | 3000 | 8 | 1,5 | 1000 | 150 | 300 | |
| | 105-120 | 5 | 30,0 | 100 | 80 | 0,3 | 0,4 | 100 | 50 | 80 | 6000 | 3000 | 10 | 1,5 | 800 | 200 | 300 | |
| | 150-160 | 4 | 40,0 | 150 | 60 | 0,2 | 1 | 100 | 80 | 40 | 800 | 2000 | 10 | 2 | 150 | 60 | 400 | |
| | 170-180 | 5 | 40,0 | 100 | 50 | 0,15 | 1 | 100 | 80 | 40 | 600 | 2000 | 10 | 4 | 150 | 80 | 400 | |
| | 220-230 | 4 | 40,0 | 150 | 50 | 0,2 | 1,5 | 100 | 80 | 60 | 3000 | 2000 | 8 | 3 | 200 | 100 | 500 | |
| | 280-290 | 6 | 40,0 | 150 | 80 | 0,2 | 1 | 100 | 80 | 50 | 1000 | 2000 | 8 | 2 | 150 | 80 | 400 | |
| | 340-350 | 4 | 50,0 | 150 | 300 | 0,2 | 1 | 100 | 80 | 40 | 1000 | 2000 | 10 | 3 | 150 | 80 | 400 | |
| | 360-370 | 5 | 40,0 | 100 | 50 | 0,08 | 1,5 | 80 | 80 | 40 | 2000 | 1500 | 8 | 2 | 150 | 100 | 400 | |
| | 400-415 | 4 | 40,0 | 80 | 40 | 0,15 | 0,8 | 80 | 80 | 30 | 600 | 1500 | 6 | 2 | 100 | 50 | 300 | |
| | 420-425 | 4 | 40,0 | 150 | 100 | 0,15 | 1 | 100 | 80 | 50 | 800 | 2000 | 10 | 5 | 200 | 60 | 400 | |
| 986 | 50-60 | 3 | 30,0 | 100 | 300 | 0,1 | 1 | 80 | 60 | 40 | 300 | 1500 | 6 | 1 | 100 | 150 | 300 | |
| | 105-120 | 4 | 30,0 | 100 | 300 | 0,1 | 1 | 80 | 80 | 30 | 400 | 2000 | 6 | 1,5 | 150 | 60 | 400 | |
| | 150-160 | 4 | 30,0 | 150 | 300 | 0,15 | 1 | 100 | 80 | 50 | 400 | 2000 | 8 | 1,5 | 100 | 30 | 500 | |
| | 170-180 | 4 | 30,0 | 100 | 400 | 0,08 | 1,5 | 80 | 80 | 40 | 400 | 2000 | 8 | 1,5 | 150 | 50 | 400 | |
| | 210-230 | 3 | 30,0 | 150 | 300 | 0,08 | 1,5 | 80 | 80 | 30 | 300 | 1500 | 6 | 1,5 | 100 | 40 | 300 | |
| | 240-250 | 4 | 20,0 | 100 | 400 | 0,2 | 1 | 100 | 80 | 40 | 500 | 3000 | 10 | 1,5 | 150 | 40 | 400 | |
| | 260-270 | 4 | 20,0 | 150 | 400 | 0,08 | 1 | 100 | 80 | 40 | 500 | 2000 | 8 | 2 | 150 | 40 | 400 | |
| | 305-310 | 4 | 30,0 | 200 | 500 | 0,1 | 1 | 80 | 80 | 40 | 400 | 2000 | 6 | 2 | 150 | 40 | 400 | |
| | 340-350 | 2 | 30,0 | 100 | 300 | 0,1 | 1 | 80 | 60 | 30 | 300 | 1500 | 5 | 1 | 100 | н.о | 300 | |
| | 360-370 | 3 | 40,0 | 80 | 80 | 0,1 | 1 | 80 | 60 | 40 | 300 | 1500 | 6 | 1,5 | 100 | н.о | 400 | |
| 985 | 400-410 | 3 | 30,0 | 80 | 300 | 0,06 | 1 | 60 | 60 | 30 | 300 | 1500 | 5 | 1,5 | 100 | н.о | 400 | |
| | 440-450 | 4 | 40,0 | 100 | 300 | 0,03 | 1 | 80 | 80 | 40 | 500 | 2000 | 6 | 1,5 | 100 | н.о | 400 | |
| | 40-50 | 3 | 30,0 | 60 | 30 | 0,1 | 1 | 40 | 60 | 30 | 400 | 1500 | 0,8 | 0,8 | 100 | н.о | 300 | |
| | 112-120 | 5 | 30,0 | 150 | 40 | 0,15 | 1,5 | 100 | 100 | 60 | 500 | 3000 | 8 | 1,5 | 150 | 50 | 600 | |
| | 150-158 | 4 | 20,0 | 150 | 50 | 0,15 | 1,5 | 100 | 100 | 40 | 500 | 2000 | 10 | 1,5 | 150 | 50 | 500 | |
| | 170-178 | 4 | 20,0 | 150 | 30 | 0,1 | 1,5 | 100 | 100 | 40 | 500 | 3000 | 8 | 1,5 | 200 | 50 | 500 | |
| | 954 | 0-35 | 5 | 15,0 | 150 | 60 | 0,08 | 1 | 50 | 50 | 40 | 4000 | 1000 | 4 | 1,5 | 1000 | 40 | 400 |
| | | 50-60 | 6 | 30,0 | 150 | 60 | 0,08 | 1 | 60 | 60 | 40 | 4000 | 1000 | 5 | 2 | 1000 | 100 | 400 |
| | | 130-160 | 15 | 40,0 | 200 | 80 | 0,08 | 2 | 80 | 60 | 60 | 2000 | 2000 | 8 | 1,5 | 1000 | 100 | 500 |
| | | 340-350 | 5 | 20,0 | 150 | 60 | 0,08 | 1 | 50 | 50 | 40 | 5000 | 600 | 6 | 1,5 | 400 | 80 | 400 |
| 380-390 | | 6 | 30,0 | 150 | 60 | 0,05 | 1,3 | 60 | 60 | 50 | 600 | 2000 | 10 | 1,5 | 800 | 80 | 400 | |
| 420-470 | | 8 | 40,0 | 200 | 60 | 0,06 | 1,5 | 60 | 60 | 40 | 3000 | 2000 | 8 | 1,5 | 400 | 60 | 500 | |
| 957 | 0-30 | 6 | 30,0 | 150 | 60 | 0,06 | 1 | 60 | 40 | 30 | 800 | 1500 | 6 | 2 | 600 | 80 | 300 | |
| | 40-70 | 8 | 40,0 | 150 | 60 | 0,08 | 1,5 | 60 | 60 | 30 | 600 | 1500 | 8 | 2 | 600 | 60 | 300 | |
| | 80-90 | 6 | 40,0 | 150 | 60 | 0,06 | 1 | 50 | 50 | 40 | 500 | 1500 | 6 | 2 | 400 | 60 | 400 | |
| | 170-200 | 6 | 40,0 | 150 | 50 | 0,06 | 1,5 | 60 | 60 | 40 | 600 | 2000 | 8 | 1,5 | 500 | 100 | 400 | |
| | 230-240 | 8 | 30,0 | 150 | 50 | 0,06 | 1,5 | 60 | 60 | 40 | 600 | 1500 | 8 | 2 | 500 | 100 | 500 | |
| | 290-300 | 10 | 40,0 | 150 | 50 | 0,08 | 1,5 | 60 | 60 | 40 | 500 | 1500 | 10 | 1,5 | 500 | 100 | 400 | |
| | 350-360 | 10 | 30,0 | 150 | 60 | 0,06 | 1 | 60 | 60 | 40 | 600 | 1500 | 8 | 1,5 | 600 | 100 | 300 | |
| | 390-400 | 10 | 40,0 | 150 | 50 | 0,06 | 1 | 60 | 60 | 40 | 600 | 1500 | 8 | 1,5 | 600 | 100 | 400 | |

Примечание. Микроэлементы определены спектральным полуколичественным анализом в лаб. "Приморгеология".

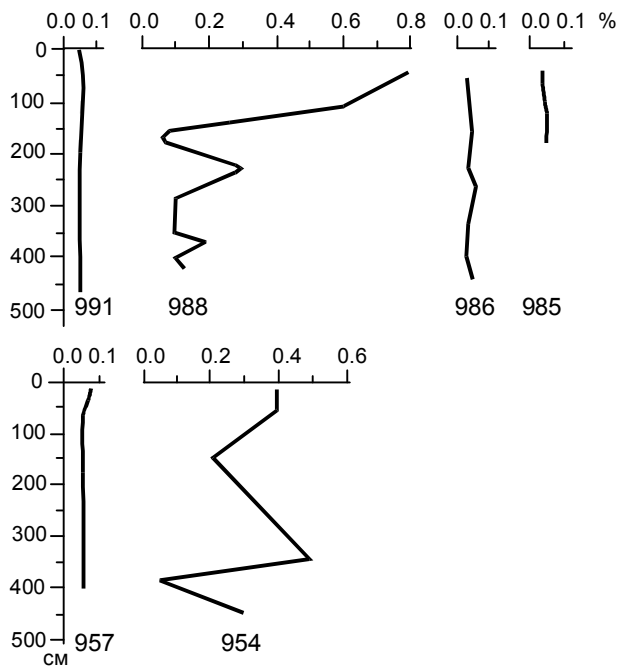


Рис. 3. Распределение марганца в колонках донных осадков впадины Дерюгина.

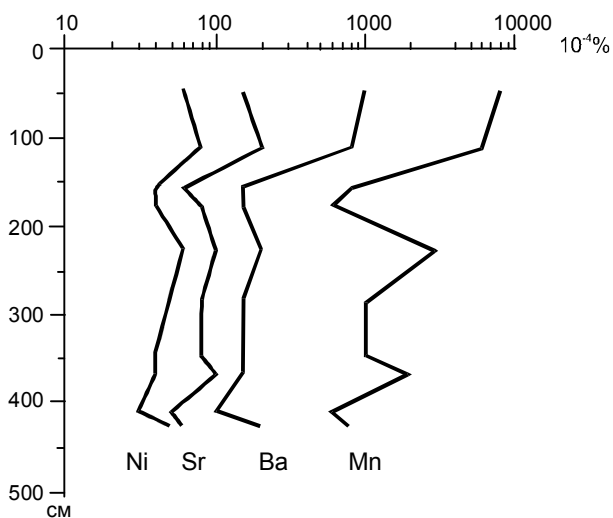


Рис. 4. Распределение никеля, стронция, бария и марганца в колонке донных осадков станции 988.

го, станция 988 находится вблизи баритового рудопроявления, где на некоторых образцах отмечаются тонкие корки гидроокислов Mn, а также чередование баритовых и марганцевых прослоев в образцах травертиноподобных баритов. Следовательно, можно говорить о том, что высокое содержание Mn в этих колонках донных осадков связано с гидротермальной деятельностью. Максимальное значение железо-марганцево-титанового модуля во впадине Дерюгина 19.5, что в три раза превышает стандарт по Охотскому морю. Формально их нельзя от-

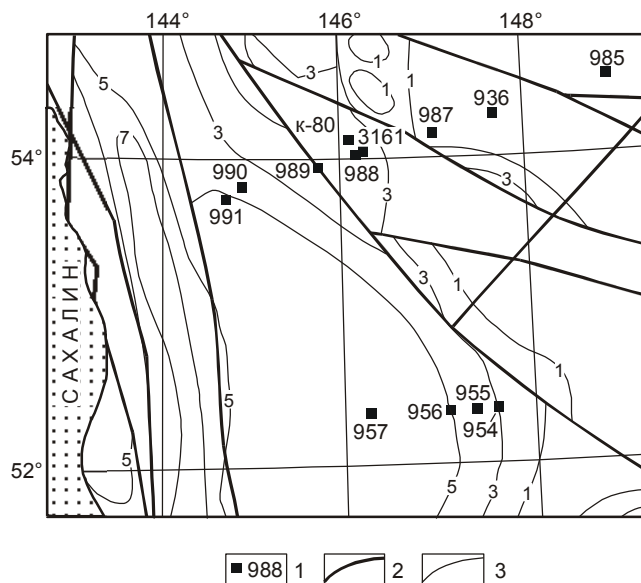


Рис. 5. Расположение изученных станций во впадине Дерюгина Охотского моря.

1 - станция и ее номер; 2 - зоны разломов; 3 - изогипсы акустического фундамента, км по [7].

нести к металлоносным осадкам, т.к. этот модуль меньше 20. Но Н.М. Страхов предложил его для оценки влияния вулканизма на осадочный процесс, когда при поствулканических эксгаляциях выносятся большое количество железа и марганца. А во впадине Дерюгина поступление гидротермальных растворов происходит по глубинному разлому, перекрытому мощным осадочным слоем, поэтому вероятно, что основное осаждение вещества из растворов произошло на глубине, в толще осадка. По аналогии с трубкой К-80, отобранной в этом районе, граница между голоценом и поздним плейстоценом, по результатам радиоуглеродных датировок, находится на глубине 70-80 см от поверхности дна [5]. Таким образом, в голоцене и позднем плейстоцене можно выделить три цикла гидротермальной активности в северо-восточной части впадины Дерюгина (рис. 3). Следовательно, принимая во внимание распределение марганца в осадочной колонке, можно говорить о пульсирующем характере гидротермальной деятельности, при этом с каждым последующим циклом наблюдается ее усиление. Пик максимальной гидротермальной активности приходится на середину голоцена.

Необычное распределение в осадочной толще имеют также Ag и Mo. В донных осадках южного профиля распределение их равномерное. Максимальные значения содержаний этих элементов (более чем в 10 раз выше фонового) наблюдаются в осадках станции 991 в северо-западной части впадины Дерюгина (табл. 2, рис. 6,7). Содержание этих элементов в осадках северного профиля постепенно

уменьшается к востоку. Учитывая приуроченность повышенных содержаний серебра и молибдена к ограниченному участку, высокую корреляционную связь между ними, находки молибденита, образование которого происходит лишь в высоко- и средне-температурных гидротермальных месторождениях, можно исключить терригенную поставку данных элементов в осадок. Скорее всего, обогащение донного осадка Ag и Mo происходит в результате подводного размыва магматических пород северо-западного борта впадины Дерюгина, несущих серебряно-молибденовое оруденение.

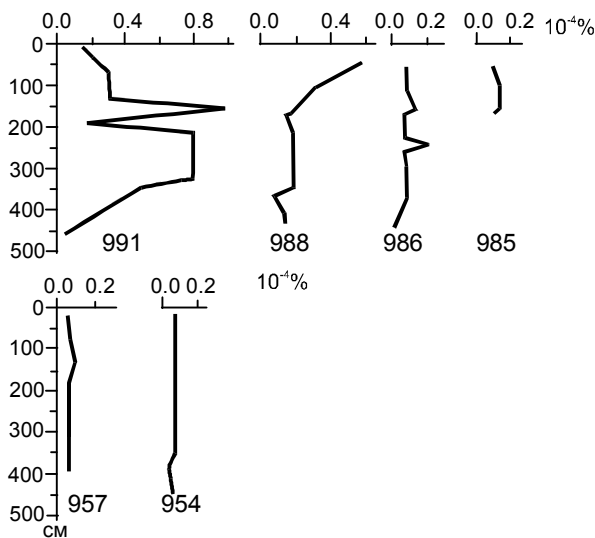


Рис. 6. Распределение серебра в колонках донных осадков впадины Дерюгина.

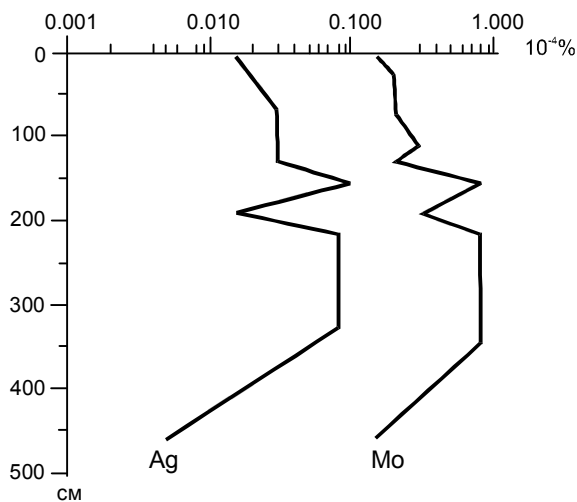


Рис. 7. Распределение серебра и молибдена в колонке донных осадков станции 991.

Таким образом, обработка данных химического состава донных осадков, отобранных по двум субширотным профилям в северной части впадины Дерюгина, позволила сделать следующие выводы:

1. Во впадине Дерюгина в течение позднего плейстоцена и голоцена выделяются три цикла гидротермальной активности. Причем с каждым последующим циклом наблюдается ее усиление. С этими процессами связано поступление в осадок Mn, Ba, Sr, Ni.

2. Обогащение осадков северного профиля Ag и Mo происходит в результате подводного размыва магматических пород с серебряно-молибденовым оруденением. Вероятнее всего, выходы этих пород расположены на северо-западном склоне впадины Дерюгина.

Работа выполнена по проекту 3.2.6. ФЦП "Мировой океан".

ЛИТЕРАТУРА

1. Астахова Н.В., Липкина М.И., Мельниченко Ю.И. Гидротермальная баритовая минерализация во впадине Дерюгина Охотского моря // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295, № 1. С. 212-215.
2. Астахова Н.В., Нарнов Г.А., Якушева И.Н. Карбонатно-баритовая минерализация во впадине Дерюгина (Охотское море) // Тихоокеан. геология. 1990. № 3. С. 37-42.
3. Безруков П.Л. Донные отложения Охотского моря // Геологические исследования в дальневосточных морях // Тр. Ин-та океанологии. Т. XXXI. М., 1960. С. 15-95.
4. Вагина Н.К., Астахова Н.В. О возрасте гидротермальной минерализации во впадине Дерюгина Охотского моря // Стратиграфия и корреляция четвертичных отложений Азии и Тихоокеанского региона (тез. докл. междунар. симпоз.). Находка, 1988. Т.1. С. 17-19.
5. Горбаренко С.А., Ковалюх Н.Н., Одиноква Л.Ю., и др. Верхнечетвертичные осадки Охотского моря и реконструкция палеоокеанологических условий // Тихоокеан. геология. 1988. № 2. С. 25-34.
6. Захарова М.А., Воронова В.А. Малые элементы в кайнозойских отложениях южной части Сахалина // Геохимия осадочных образований юга Сахалина. Владивосток, 1976. С. 149-167.
7. Обжиров А.И. Газогеохимические поля придонного слоя морей и океанов. М.: Наука, 1993. 139 с.
8. Туезов И.К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск: Наука, 1975. 232 с.
9. Харахинов В.В. Тектоника Охотоморской нефтегазоносной провинции: Дис... д-ра геол.-минер. наук в виде науч. докл. Оха-на-Сахалине, 1998. 77 с.
10. Cruise report: KOMEX I and II, RV Professor Gagarinsky cruise 22, RV Akademik M.A.Lavrentyev cruise 28. Geomar report 82. Kiel 1999. 188 p.

N. V. Astakhova

Geochemical peculiarities of the sediments in the Deryugin trough, the Sea of Okhotsk

Microelement distribution in the upper (up to 5 m) Holocene-Upper Pleistocene sediments along the northern and southern sublatitudinal profiles located in the northern part of the Deryugin trough is discussed. The mathematical data processing of the chemical analysis has been made. On the basis of the cluster analysis, 16 elements have been combined into 5 geochemical groups. One of them includes Ag and Mo, another - Mn, Ba, Ni and Sr. Analysis of Ag and Mo distribution in the sediments and findings of molybdenite permitted conclusion that the enrichment of the sediments by these elements resulted from the edaphic washing of magmatic rocks which form Ag/Mo mineralization and are probably located on the northwestern slope of the Deryugin trough. The other geochemical group is most likely to be connected with hydrothermal barytic mineralization revealed in the northeastern part. Considering the type of Mn distribution in the bottom sediment columns, the supply of Mn is pulsating in character. It allows us to conclude that during the Holocene - Late Pleistocene, three cycles of hydrothermal activity were recognized for the Deryugin trough. The most intensive hydrothermal activity occurred during the Holocene.

ПЕТРОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 550.42(571.61)

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В
РАССЛОЕННЫХ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ ИНТРУЗИЯХ СТАНОВОЙ
СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ (НА ПРИМЕРЕ ВЕСЕЛКИНСКОГО МАССИВА)**

И.В.Бучко

Отделение региональной геологии и гидрогеологии ДВО РАН, г.Благовещенск

По содержанию элементов платиновой группы (ЭПГ) в расслоенном интрузиве дунит-клинопироксенит-габбровой формации по преобладанию того или иного платиноида установлено два типа их распределения - платиновый и палладиевый. Первый приурочен к горизонтам с малосульфидным оруденением, распространенным в оливинитах, и характеризуется преобладанием платины над палладием. Второй пространственно совпадает с горизонтами хроммагнетитов в орто- и клинопироксенитах, для него свойственно превышение количества палладия над платиной.

Ключевые слова: Становая система, расслоенные интрузии, ультрабазиты, базиты, элементы платиновой группы.

Проблема изучения элементов платиновой группы (ЭПГ) в расслоенных интрузивах Становой складчато-блоковой системы (СБС) издавна привлекает внимание исследователей. Из мировой практики известно, что основными промышленными типами платинового оруденения являются месторождения малосульфидного и сульфидного медно-никелевого типа, а также хромитовые слои. Попытка выявить наличие вышеуказанных типов платинометалльного оруденения в одном из расслоенных массивов дунит-клинопироксенит-габбровой формации Становой СБС, перспективной в отношении сульфидной медно-никелевой минерализации, была проведена при участии автора статьи.

Веселкинский массив ультрабазит-базитов находится на северо-западе Амурской области в бассейне верховьев р.Средний Уркан. Он располагается в пределах Урканского (Амазаро-Гиллюйского) блока Становой СБС Алдано-Станового щита юго-восточного обрамления Сибирской платформы [1, 2, 6]. А.И. Лобовым [3] описываемый интрузив включен в Верхне-Урканскую платиноносную зону, общей протяженностью около 90 и шириной около 15 км, в которой интрузии основных и ультраосновных пород

образуют многочисленные мелкие тела, локализованные в зонах шовных дислокаций позднего архея, площади которых редко достигают 10-15 км².

Веселкинский массив представляет собой вытянутое в субширотном направлении тело длиной 8 км и шириной 3 км (рис.1). В его пределах выделена расслоенная серия пород [1], в основании которой находятся ультраосновные разности (дуниты, оливиниты, пироксениты), приуроченные к центральной части интрузива (рис.1). Основные разности тяготеют к периферии массива (западная, юго-западная и южная части массива) и представлены роговообманковыми габбро, анортозитами. С востока на запад в массиве уменьшается количество и мощность оливиновых пород (рис.1). Породы расслоенной серии пересекаются более поздними вебстеритами и габброноритами. В краевых частях интрузива распространены диориты и кварцевые диориты. Массив разбит на блоки, граничащие по тектоническим нарушениям. В пределах блоков залегание пород согласное, с падением их в южном направлении под углом 60° [1].

В пределах плутона выделены две ассоциации пород - дунит-клинопироксенит-габбровая и оливинит-пироксенит-габбровая. Первая ассоциация по-

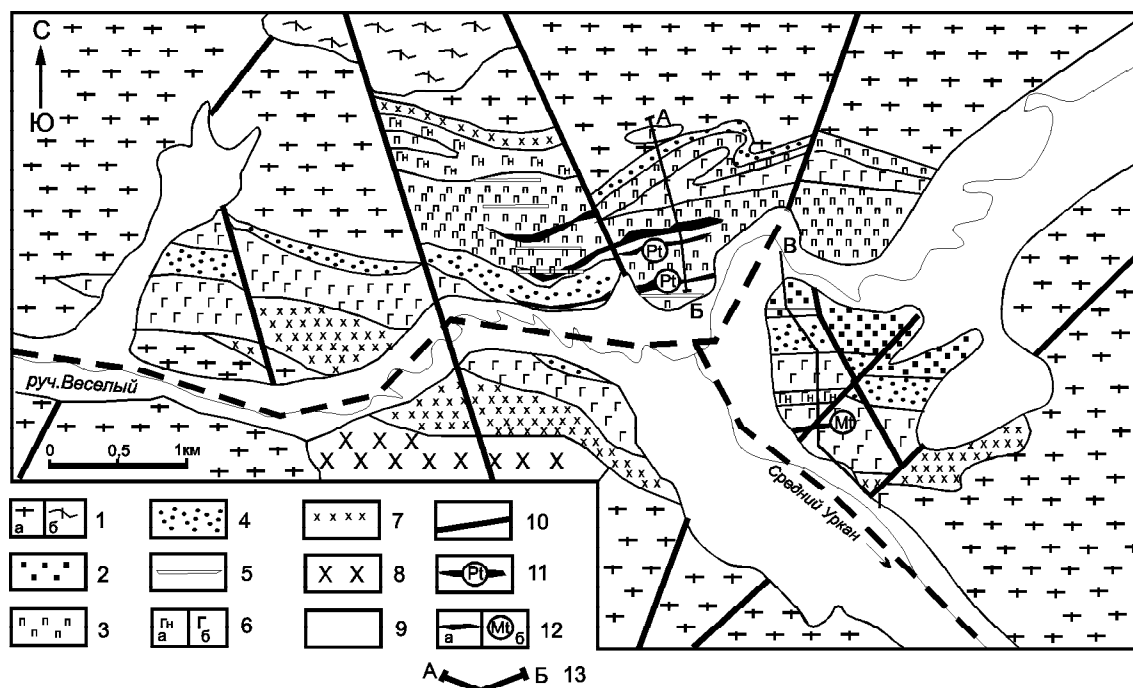


Рис. 1. Схема геологического строения Веселкинского массива. Составила И.В.Бучко по [1].

1 - позднеархейские образования: а - граниты и плагииграниты гнейсовидные, б - амфибол-плагноклазовые кристаллические сланцы; 2 - 7 - породы расслоенного Веселкинского массива: 2 - оливиниты серпентинизированные, верлиты; 3 - оливиновые клинопироксениты и клинопироксениты, вебстериты; 4 - чередующиеся горнблендиты, плагиигорнблендиты; 5 - предполагаемые внемасштабные дайки вебстеритов; 6 - габбронориты с отдельными прослоями магнетитовых разностей (а), роговообманковые габбро с прослоями клинопироксенитов (б); 7 - диориты и кварцевые диориты с прослоями габброноритов; 8 - юрские диориты; 9 - четвертичные отложения; 10 - разрывные нарушения; 11 - проявления платиноидов; 12 - горизонты ортопироксен-оливин-хромитовых руд (а); горизонт магнетитового габбро (б); 13 - линии геолого-геофизических профилей. Прерывистой линией указан предполагаемый разлом близширотного направления.

род расположена к северу от субширотного разлома и представлена дунитами, ортопироксен-хромитовыми кумулатами и хромититами, лерцолитами, оливиновыми клинопироксенитами, клинопироксенитами, габброидами. Оливинит-пироксенит-габбровая ассоциация свойственна для южной части интрузива и представлена оливинитами, верлитами, ортопироксенитами, горнблендитами, габброидами.

В целом, это типично расслоенный интрузив, относимый к дунит-клинопироксенит-габбровой формации.

Распределение элементов платиновой группы в породах Веселкинского расслоенного плутона крайне неравномерное. Наибольшие их содержания составляют 0.24-1.74 г/т (по данным атомно-абсорбционного анализа (таблица) и 5.73 г/т (по данным спектрально-сцинтилляционного анализа) в дунитах и ортопироксен-хромитовых породах, образующих небольшие прослои мощностью до 20 см, расположенные в нижней части разреза интрузива (рис. 1). В меньших количествах ЭПГ (до 0.1 г/т) присутствуют в оливинитах (Pd, Pt) и лерцолите (Pt, Pd), причем максимальные их содержания приходятся на образцы с максимальным количеством никеля.

Золото приурочено к перидотитам и клинопироксенитам с максимальным содержанием меди.

Кроме ЭПГ, связанных с хромитсодержащими породами, в верхней части разреза интрузива (габброидной) по данным спектрального-сцинтилляционного анализа выделена зона с повышенными содержаниями ЭПГ в ассоциации с пирротинном и золотом.

Анализ распределения содержаний ЭПГ, нормированных по хондриту, позволил выделить два типа: палладиевый (А) и платиновый (Б) (рис. 2). График нормированных по хондриту содержаний ЭПГ, свойственный палладиевому типу распределения, характеризуется отчетливым обогащением тяжелыми платиноидами по сравнению с легкими. Это придает графику восходящий характер, что характерно для многих известных расслоенных интрузивов (Бушвельд, Стиллуотер, Великая Дайка и др.) (рис. 2). Этот тип является преобладающим для клинопироксенитов Веселкинского массива. Платиновый тип распределения характеризуется преобладанием Pt в отношении Pd и Rh, что выражено отчетливым максимумом на диаграмме (рис. 2). Он харак-

Таблица. Содержание элементов платиновой группы (ЭПГ), золота, никеля и хрома в породах Веселкинского массива, г/т

| Номер | | Характеристика породы | Атомно-абсорбционный анализ | | | | | | | | | | | | | Сцинтилляционный спектральный анализ | | | | |
|-------|---------|----------------------------|-----------------------------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|------|--------------------------------------|--|--|--|--|
| п/п | пробы | | Pt | Pd | Ir | Ru | Rh | Au | Ag | Ni | Cr | Pt | Pd | Rh | Au | | | | | |
| 1 | 1009/8 | клинопироксенит | 0,084 | 0,04 | 0,015 | 0,012 | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. | 0,04 | 0,04 | - | 0,10 | | | | | |
| 2 | 1007/10 | дунит | 0,18 | 0,06 | <0,005 | 0,014 | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. | 949 | 0,20 | 1зн. | 0,09 | | | | | | |
| 3 | 1011/6 | роговообманковое габбро | 0,12 | 0,014 | <0,005 | 0,009 | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. | 72 | 0,04 | - | 0,01 | | | | | | |
| 4 | 1010/37 | габбронорит | 0,06 | 0,004 | <0,005 | 0,011 | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. | 165 | 0,04 | - | - | | | | | | |
| 5 | 1012/19 | оливинит | 0,06 | 0,004 | 0,005 | 0,006 | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. | 402 | 0,008 | - | - | | | | | | |
| 6 | 1013/20 | вебстерит | 0,06 | 0,010 | 0,015 | 0,011 | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. | 369 | - | - | - | | | | | | |
| 7 | 1008/35 | роговообманковое габбро | 0,06 | 0,026 | 0,012 | 0,03 | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. | 37 | - | - | - | | | | | | |
| 8 | 1013/17 | лерцолит | 0,03 | 0,004 | 0,02 | 0,012 | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. | 461 | - | - | - | | | | | | |
| 9 | 1007/11 | дунит | 0,10 | 0,01 | - | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. | 1127 | 0,04 | 0,03 | 2зн. | 0,02 | | | | | |
| 10 | 1007/38 | оливиновый клинопироксенит | - | - | 0,10 | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. | 412 | 0,108 | - | - | | | | | | |
| 11 | 12/23-2 | оливиновый клинопироксенит | - | - | - | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. | 532 | 0,04 | 0,0005 | 12зн. | 0,30 | | | | | |
| 12 | 12/24 | оливиновый клинопироксенит | - | - | - | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. | 459 | 0,008 | - | 7зн. | - | | | | | |
| 13 | 12/25 | оливиновый клинопироксенит | - | - | 0,08 | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. | н.о. | 422 | - | - | 22зн. | 0,02 | | | | | |
| 14 | 13/17 | ортопироксенит | 0,41 | 1,03 | н.о. | н.о. | 0,020 | 0,057 | 0,775 | 3000 | 86200 | 5,26 | 0,47 | - | н.о. | | | | | |
| 15 | 13/17a | хромитовая порода | 0,45 | 1,29 | н.о. | н.о. | 0,028 | 0,03 | 0,38 | н.о. | н.о. | 0,4 | 0,36 | - | н.о. | | | | | |
| 16 | 13/17b | ортопироксенит | 0,28 | 0,97 | н.о. | н.о. | 0,020 | 0,092 | 0,38 | н.о. | н.о. | 0,03 | 0,13 | - | н.о. | | | | | |
| 17 | 13/27 | дунит | 0,009 | 0,14 | н.о. | н.о. | 0,005 | 0,015 | 0,285 | 6000 | 3000 | - | 0,14 | - | н.о. | | | | | |
| 18 | 13/28 | оливиновый клинопироксенит | 0,07 | 0,15 | н.о. | н.о. | 0,002 | 0,023 | 0,195 | 7000 | >10000 | 0,02 | 0,18 | - | н.о. | | | | | |
| 19 | 13/31 | оливиновый клинопироксенит | 0,075 | 0,23 | н.о. | н.о. | <0,002 | 0,018 | 0,057 | 10000 | 10000 | 0,24 | 0,02 | - | н.о. | | | | | |
| 20 | 1011/60 | клинопироксенит | 0,028 | 0,069 | н.о. | н.о. | <0,002 | 0,008 | 0,18 | 3000 | 1000 | 0,18 | - | н.о. | - | | | | | |
| 21 | 13/53 | серпентинит (по дуниту) | 0,05 | 0,15 | н.о. | н.о. | <0,002 | 0,005 | 0,034 | н.о. | н.о. | 0,3 | - | н.о. | н.о. | | | | | |
| 22 | 17/2 | клинопироксенит | 0,07 | 0,195 | н.о. | н.о. | <0,002 | 0,004 | 0,026 | 1000 | >10000 | 0,67 | 0,08 | - | н.о. | | | | | |

Примечание. Атомно-абсорбционный анализ проб 1-13 выполнен в лаборатории АмурКНИИ ДВО РАН, аналитик С.М.Радомский, 14-22 - в аналитическом центре ОИГТМ СО РАН, аналитик В.Г.Цимбалист. Сцинтилляционный спектральный анализ выполнен в Институте геохимии СО РАН, аналитик С.И. Прокопчук. Результаты определения родия по данным сцинтилляционного анализа даны в знаках (импульсах), н.о. - не обнаружен.

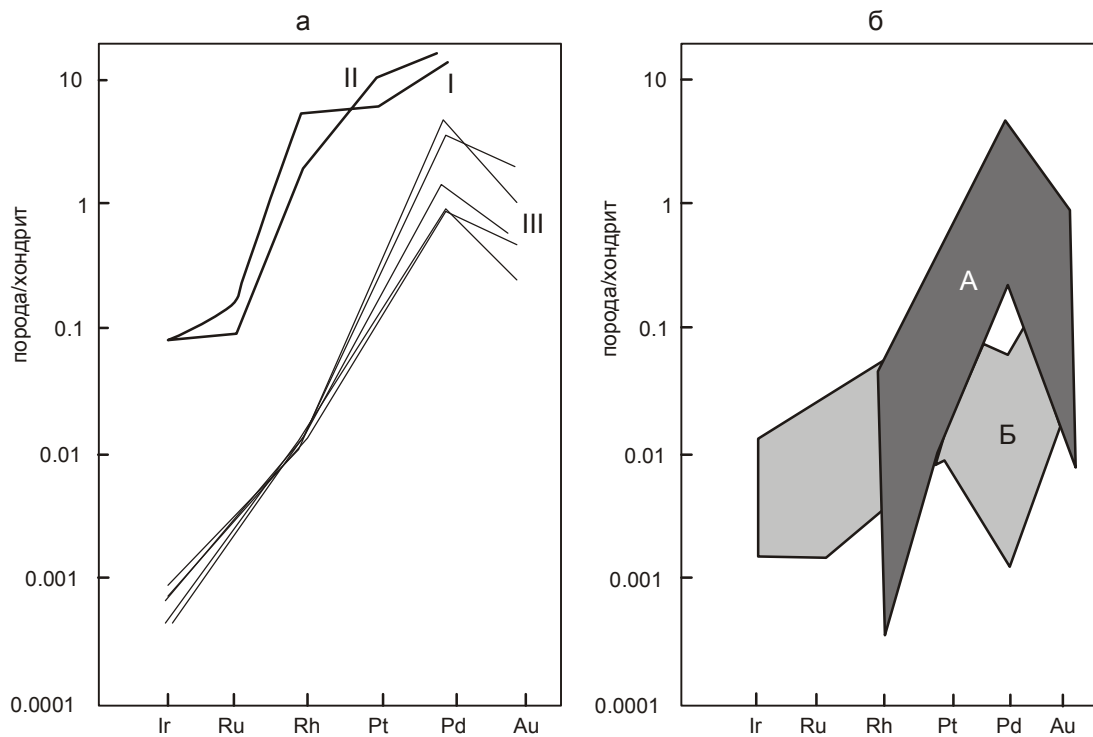


Рис.2. Содержание элементов платиновой группы, нормализованные по хондриту C_1 .

а - риф Меренского, Бушвельд (I), риф G-M, Стиллуотер (II), Великая Дайка (III); б - Веселкинский массив; графики, характеризующие типы распределения ЭПГ: А - палладиевый (ортопироксен-хромитовые кумулаты, оливиновые клинопироксениты); Б - платиновый (дуниты-оливиниты, ортопироксениты, роговообманковые габбро).

терен для ортопироксенитов и дунитов-оливинитов изучаемого массива.

Выделение вышеописанных типов распределения ЭПГ также наглядно подтверждается на трехкомпонентных диаграммах Pt-Pd-Ru, Pt-Pd-Ir (рис. 3). Платиноиды, характеризующиеся палладиевым типом распределения, существенно обеднены рутением и иридием, поэтому точки их составов расположены вблизи Pt-Pd ребра диаграммы в нижнем левом углу, в то время как элементы, свойственные платиновому типу – в верхнем углу диаграммы. Необходимо отметить, что распределение содержаний платины, палладия, иридия и родия в дунитах, ортопироксенитах и роговообманковых габбро (тип Б (платиновый) распределения ЭПГ) совпадают с распределением этих элементов в дунитах и сульфидных рудах Бушвельдского интрузива, единичные пробы попадают в поле II (рис. 3) хромитоносных пород.

Наиболее ранние дифференциаты массива - дуниты, орто- и клинопироксениты, ортопироксен-хромитовые кумулаты - практически не содержат Ru и Ir, в то время как в более поздних - оливинитах, вебстеритах, роговообманковых габбро – отмечается появление этих элементов.

По теории экстремальных состояний химических элементов ближайшими аналогами платины являются палладий и никель, которым соответствуют минимумы ионных радиусов, что соответствует максимумам электросродства. Это отражает сильную индифферентность металлов к кислороду и максимальное сродство к сере [4, 5].

По сродству к сульфидной сере выделяются ряды элементов, в которых этот параметр нарастает в последовательности Cr-Mn-Fe-Co-Ni (максимум) и затем понижается Ni-Cu-Zn. Аналогичные соотношения прослеживаются и в рядах, в которые входят легкие и тяжелые платиноиды: Mo-Te-Ru-Rh-Pd (максимум относительного сродства к сере)-Ag-Cd и W-Re-Os-In-Pt (максимум относительного сродства к сульфидной сере)-Au-Hg [4, 5].

В связи с этими свойствами элементов в расчлененных интрузивах дуниты обычно обогащены (табл.) никелем, палладием и платиной (обладающими максимальным сродством к сере), количество которых возрастает снизу вверх, что фиксирует направление кристаллизации дунитовых расплавов. При этом в остаточных расплавах на фронте кристаллизации проявляется жидкостная несмесимость, приводящая к появлению прослоев магмы, обога-

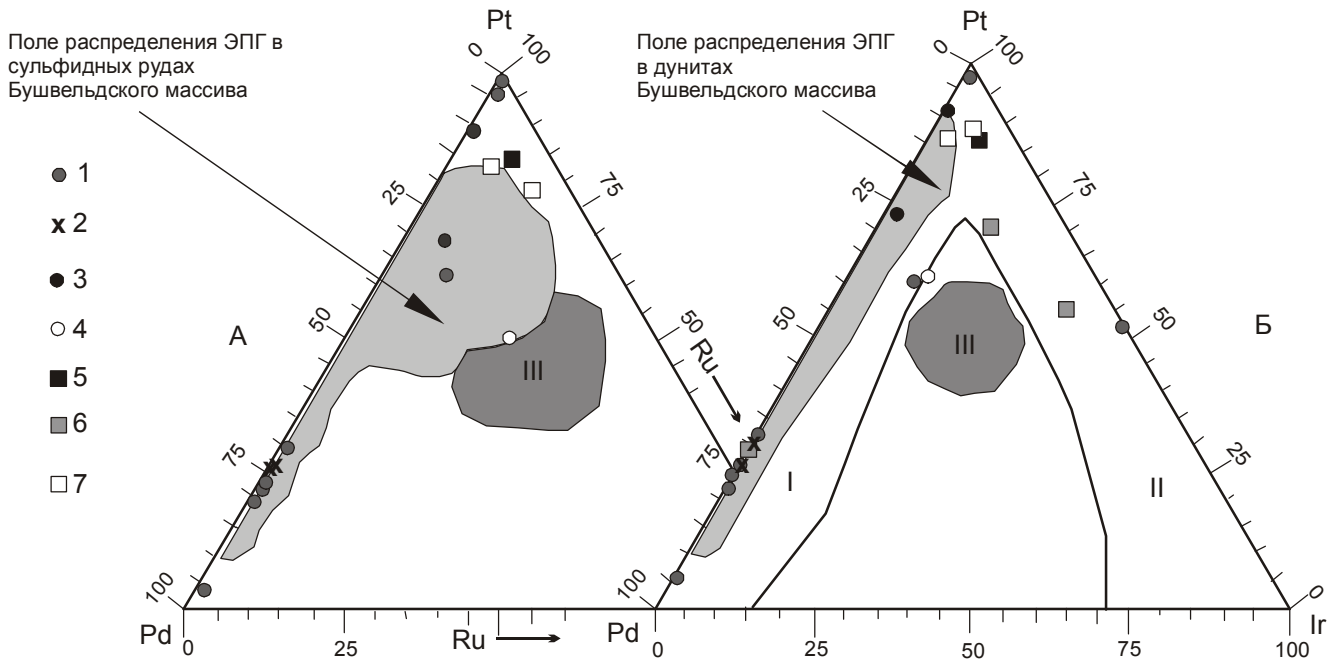


Рис. 3. Распределение элементов платиновой группы в породах Веселкинского массива: А - диаграмма Pd - Pt - Ru; Б - диаграмма Pd - Pt - Ir. Цифрами на диаграмме обозначены поля рудоносных серий: I - сульфидоносной, II - хромитоносной. III - поле хондритов.

Породы Веселкинского массива: ассоциации пород, характеризующиеся 1-2 - палладиевым типом распределения ЭПГ: 1 - клинопироксениты и их оливиновые разности; 2 - ортопироксен-хромитовые кумулаты; 3 - 7 - платиновым типом распределения: 3 - дуниты; 4 - роговообманковые габбро дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации; 5 - оливиниты; 6 - ортопироксениты, вебстериты; 7 - роговообманковые габбро оливинит-пироксенит-габбровой ассоциации.

щенных хромитом или сульфидами. В хромитоносных прослоях, подчиненных дунитам, концентрируется Pt, а Pd свойственен пироксенитовым слоям, залегающим выше дунитов. Эти закономерности четко проявлены в пределах Веселкинского массива, где по распределению элементов платиновой группы четко выделяются два типа (рис. 2; 3) – палладиевый (А) – с преобладанием палладия, характерный для ортопироксен-хромитовых кумулатов, оливиновых клинопироксенитов, платиновый (Б) - с преобладанием платины, свойственный дунитам, оливинитам, ортопироксенитам, роговообманковым габбро.

Породы, принадлежащие палладиевому типу (А) - клинопироксениты - можно считать более поздними дифференциатами, чем породы, образующие платиновый тип - Б (дуниты), так как в них палладий преобладает над платиной, что характеризует общее направление дифференциации расплава, приводящее к накоплению палладия и уменьшению количества платины.

Наибольшие содержания ЭПГ, как отмечалось выше, связаны с хромитсодержащими породами и характерны для палладиевого типа распределения платиноидов. На рис. 4 изображен детальный разрез пород, составленный по канаве, длиной 50 м,

характеризующий нижнюю часть разреза интрузива. В основании разреза (южный конец канавы) залегают оливиновые клинопироксениты и клинопироксениты, пересекаемые более поздними образованиями габброноритов, которые вверх по разрезу сменяются дунитами и ортопироксен-хромитовыми кумулатами. Выше залегают клинопироксениты (иногда с прослоями хромититов), переходящие в габброиды. В верхней части описываемого разреза наблюдаются габбронориты и дайки габбродиабазов. Оливин отмечается не во всех породах приведенного разреза, что характеризует временное прекращение его кристаллизации. Отмечается рост железистости оливина и ортопироксена вверх по разрезу, т.е. с юга на север по канаве. Сквозным минералом является клинопироксен, отвечающий по составу титан-авгиту. На рис. 4 видно, что повышенные содержания суммы платиноидов приурочены к горизонтам хромитсодержащих пород, в которых отмечаются повышенные количества никеля и кобальта.

Таким образом, в пределах Веселкинского массива, отнесенного автором к дунит-клинопироксенит-габбровой формации, выделяются два типа распределения элементов платиновой группы: пал-

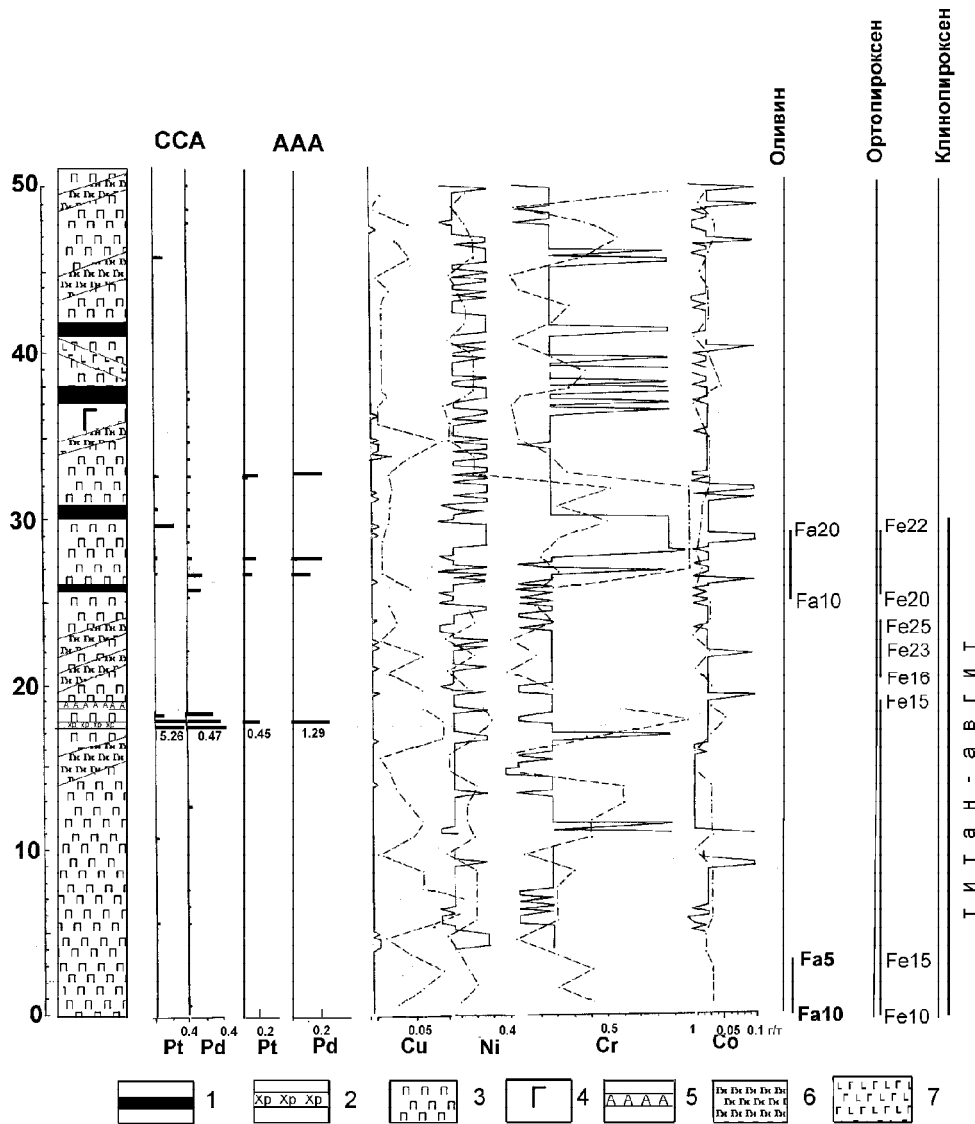


Рис. 4. Детальный геологический разрез, построенный по результатам опробования дна канавы в северной части Веселкинского интрузива.

1 - породы, содержащие прослой хромитов (дуниты, лерцолиты); 2 - ортопироксен-хромитовые кумулаты; 3 - клинопироксениты и их оливиновые разности; 4 - роговообманковое габбро; 5 - прослой анортозита; 6 - габбронориты; 7 - габбродиабазы. Элементы-примеси даны в г/т по данным спектрального анализа: сплошная линия - результаты Проскурникова, 1961; прерывистая - результаты авторов. Данные минералогических исследований: Fa - содержание фаялитового компонента в оливине; Fe - содержание железистой составляющей в ортопироксене. ССА - спектрально-сцинтилляционный анализ, ААА - атомно-абсорбционный анализ.

ладиевый и платиновый. С первым типом распределения ЭПГ можно ожидать появление платинометалльного оруденения, связанного с хромитами (хромитоносный тип) в орто- и клинопироксенитах, тогда как платиновый тип перспективен на обнаружение малосульфидного платинометалльного оруденения (сульфидоносный тип). Наличие в породах изучаемого массива двух типов распределения ЭПГ, аналогично известным платинометалльным месторождениям (Бушвельд, Стиллоутер, Великая Дайка),

позволяет предполагать возможность обнаружения в пределах Веселкинского интрузива промышленных концентраций указанных металлов и рекомендовать постановку более детальных работ для выявления масштаба оруденения.

Автор выражает благодарность научным руководителям д.г.-м.н. С.С.Зимину (ДВГИ) и к.г.-м.н. А.А. Сорокину (ОРГИГ) за полезные замечания по содержанию статьи и к.г.-м.н. Р.Н.Ахметову (Амур-

геолком) за организацию полевых исследований и аналитических работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ахметов Р.Н., Бучко И.В.. Геологическое строение и платиноносность массива базитов кл.Веселого (Верхнее Приамурье) // Тихоокеан. геология. 1995. Т.14, №3. С. 53-59.
2. Красный Л.И., Вольский А.С., Васькин А.Ф. и др. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. 1:2500000: Объясн.зап. Л., 1986.
3. Лобов А.И. Комплексные прогнозно-минерогенические исследования территории Амурской области. 1:500000. Отчет по объекту ГМК-500 за 1991-1996 гг. Хабаровск, 1996. 2008 с.
4. Маракушев А.А., Безмен Н.И. Эволюция метеоритного вещества, планет и магматических серий. М.: Наука, 1983. 185 с.
5. Маракушев А.А., Безмен Н.И. Минералого-петрологические критерии рудоносности изверженных пород. М.: Недра, 1992. 317 с.
6. Мартынюк М.В., Васькин А.Ф., Вольский А.С. и др. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. 1:500000: Объясн.зап. Хабаровск, 1983.

Поступила в редакцию 29 октября 1998 г.

Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным

I.V.Buchko

PGE distribution types in stratified ultrabasite-basite intrusions within the Stanovoy fold block system, an example from the Vesselkinsky massif

Considering the predominance of one or another platinoid, two types are established based on the investigations of PGE contents in stratified intrusive of the dunite-clinopyroxenite-gabbro formation, namely, the platinum (Pt) type and palladium (Pd) one. The first type is confined to layers with poor sulfide mineralization distributed in olivinite and characterized by the predominance of Pt over Pd. The second type spatially coincides with chromemagnetite in ortho- and clinopyroxenites. The latter one is dominated by Pd.

**О ФОСФОРИТАХ ГАЙОТА ДАЛЬМОРГЕО МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР ТИХОГО
ОКЕАНА**

Э.Л.Школьник*, Л.Б.Хершберг*, М.М.Задорнов, О.В.Чудаев***

* *Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

** *АО "Дальморгеология", г. Находка*

Впервые достаточно подробно рассмотрена фосфатная минерализация одного из наиболее детально изученных к настоящему времени в Мировом океане гайота Дальморгео, входящего в систему Магеллановых гор западной Пацифики. Показано, что фосфатность связана с комплексами осадочных, в разной степени литифицированных пород мелового-раннемиоценового комплексов "шапки" и склонов гайота: рифового (стадия атоллы) и кокколит-фораминиферового планктонного (стадия погружающейся подводной горы). В рифовом комплексе фосфатизация проявлена исключительно в заполнении пор, пустот нанофораминиферовым илом, в планктоногенных отложениях - отчасти так же в порах, трещинах, но захватывает и массу отложенных илов. Современные рыхлые планктонные илы и пески не фосфатизируются. В целом фосфатизация обусловлена высокими темпами седиментации планктонных организмов, быстрым преобразованием органического материала в раннем диагенезе после отмирания этих организмов.

Ключевые слова: Тихий океан, Магеллановы горы, гайот Дальморгео, фосфориты.

ВВЕДЕНИЕ

В серии публикаций [2-6] о геологическом строении подводных гор и концентрации минеральных скоплений на них в западной части Тихого океана, детально изученных отечественными специалистами, рассматривались присущие им кобальтоносные железо-марганцевые корки (КМК) и ассоциированные фосфатные породы. В недавно опубликованной монографии [1], наряду с характеристикой других подводных гор этого региона, дано описание и гайота Дальморгео, включая геологическое строение, концентрации КМК, но не рассмотрены развитые на нем фосфориты. Настоящая статья имеет целью дополнить картину распространенной на гайоте минерализации изложением полученных данных о фосфатных породах.

Гайот Дальморгео является одним из наиболее изученных, даже среди сравнительно хорошо исследованных гайотов в северной приэкваториальной зоне Тихого океана. Он находится приблизительно в центральной части Магеллановых гор; координаты его центра: 17° с.ш., 154°20' в.д. Это довольно крупная вулканическая постройка с "шапкой" осадочных пород. Достаточно детальное описание геологического строения дано в [1], здесь лишь кратко рассмотрим его в самом обобщенном виде (рис. 1).

Самая верхняя вулканогенная часть гайота сложена, в основном, дифференцированными щелочными базальтами, характерными для крупных вулканических построек Мирового океана. Интенсив-

ное окисление этих вулкаников, присутствие гиадокластитов говорит в пользу мелководного до сульфидного режима извержений. Верхняя часть постройки процессами абразии была срезана к середине альба и превращена в собственно плосковершинную гору, вступившую в атолловую стадию развития; следы этой стадии сохранились фрагментарно в виде останцов рифовых известняков. В начале сеномана с повышением уровня океана (погружением гайота) на вершинной поверхности и склонах начали отлагаться пелагические кокколит-фораминиферовые илы. С различной интенсивностью такая седиментация продолжается по настоящее время, однако, естественно, она проходила на фоне продолжающегося опускания поверхности гайота относительно уровня океана. Но только до уровня эоцено-раннего миоцена отложения литифицированы, представлены известняками, а также склоновыми образованиями — фангломератами, брекчиями, в различной степени фосфатизированными. Общая мощность литифицированных в разной степени кокколит-фораминиферовых отложений достигает многих десятков метров.

В среднемиоценовое время произошла заключительная фаза вулканической активности с формированием шлаковых конусов щелочных базальтов на вершинной поверхности.

С плиоцена по настоящее время на вершине и склонах отлагаются лишь рыхлые кокколит-фораминиферовые илы и пески, мощность которых достигает 100 м.

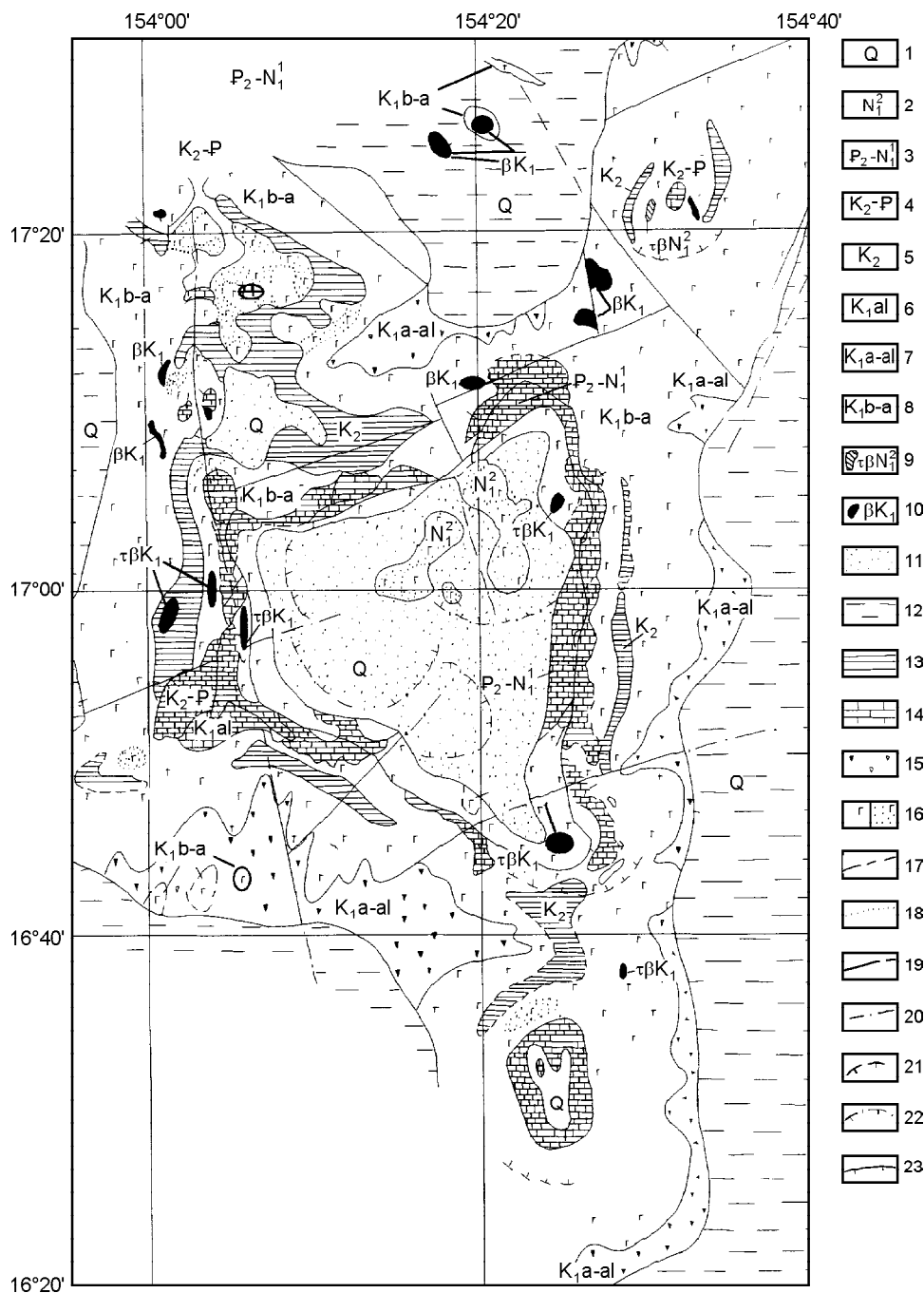


Рис.1. Геологическая карта гайота МА-15 Магеллановых гор Тихого океана.

1-четвертичные отложения: илы, пески кокколито-фораминиферовые вершинных поверхностей гайотов; илы глинистые, кремнисто-глинистые предгорных шлейфов; 2-средний миоцен: базальтоиды щелочные; 3-эоцен-нижний миоцен: известняки слабо литифицированные кокколито-фораминиферовые; 4-верхний мел-палеоген: известняки фосфатизированные, писчий мел, фангломераты с карбонатным цементом; 5-верхний мел: глины окаменевшие; 6-альбский ярус: известняки рифовой фации; 7-аптский-альбский ярусы: терригенные породы турбидных потоков; 8-барремский-аптский ярусы: базальты, трахибазальты, гиадокластиты, туфиты; 9-миоценовые субвулканические интрузии: базальтоиды щелочные; 10-раннемеловые субвулканические интрузии: долериты, океаниты; долериты субщелочные, анкармиты; 11-илы, пески кокколито-фораминиферовые; 12-илы, пески глинистые, кремнисто-глинистые; 13-глины окаменевшие; 14-известняки; 15-турбидиты; 16-вулканы основного состава: а)лавы, б)туфы; 17-границы между разновозрастными образованиями; 18-фациальные границы; 19-тектонические контакты; 20-то же, скрытые под четвертичными отложениями; 21-тектонические контакты концентрических кольцевых структур; 22-то же, скрытые под четвертичными отложениями; 23-бровка гайота.

ФОСФОРИТЫ

Из серии комплексов литифицированных осадочных пород, участвующих в строении "шапки" гайота, фосфатонность присуща в разной степени трем:

- 1) известнякам рифогенной фации (биогермным, органогенно-обломочным, ракушняковым, микритовым и сгустковым);
- 2) кокколито-фораминиферовым известнякам;
- 3) комплексу фангломератов — обломочных, обычно брекчиевых пород. К фосфоритам достаточ-

но условно отнесены указанные осадочные породы, испытавшие в разной степени фосфатизацию, при содержаниях пятиоксида фосфора выше 10 %.

Особенности распространения и характер фосфатных пород. Известняки рифогенной фации наименее фосфатизированы. В биогермных, микритовых и сгустковых известняках, поднятых на станциях 31, 135, 158, 156, 167, 168 в интервале глубин 1000-2200 м, содержание P_2O_5 не превышает 4,11 %. Ракушняковые и органогенно-детритовые известняки, развитые в интервале глубин 1700-2600 м (станции 2, 33, 140 и др.), характеризуются несколько бо-

лее повышенным содержанием P_2O_5 до 7%. Фосфатизация пористых и зачастую слабосцементированных ракушняковых и органогенно-обломочных известняков связана с заполнением их пор и каверн нано-фораминиферовым илом, который и фосфатируется. Формирование фации происходило в мелководных условиях в апт-альбское время. Заполнение же пор и каверн в жестком каркасе в разной степени литифицированных пород произошло намного позднее, после погружения вершины гайота на большие глубины. Об этом свидетельствуют комплексы известнякового наннопланктона палеоген-неогенового возраста, которые и установлены в фосфатизированном заполнении между неплотно упакованными раковинами остракод, обломками кораллов и других остатков макро- и микрофауны (обр. 15Д33, 15Д140-А, 15Д10-8). Кокколит-фораминиферовая масса, как правило, почти нацело замещена фосфатом. В некоторых случаях заполнение пор и каверн настолько широко распространено в органогенно-детритовых известняках (обр. 15Д135), что содержание P_2O_5 достигает 28,7 %. Подобные явления подробно описаны в целом ряде наших публикаций [1, 3, 4].

Среднее содержание P_2O_5 в известняках рифогенной фации составляет 3,5 % (таблица 1).

Основным фациальным типом отложений для фосфатизации (рис.2) являются широко развитые на гайоте кокколит-фораминиферовые известняки практически всех возрастных групп, начиная с сanton-кампа по ранний миоцен включительно. Исключение составляют незначительно фосфатизированные фораминиферовые известняки (песч. мел) сеноман-туронского возраста, встреченные в интервале глубин 1800-2300 м на станциях 76 и 166. По выявленному в этих породах комплексу бентосных фораминифер, их образование происходило на глубинах, соответствующих уровню шельфа — верхней батиаля (до 600 м), по своему составу они близки из-

вестнякам рифогенной фации. Содержание P_2O_5 в них колеблется от 0,81 до 9,2 %, составляя в среднем 4,5 %.

Фосфориты с реликтовой структурой кокколит-фораминиферовых илов, предположительно сanton-кампанского возраста, подняты на пяти станциях (190, 90, 71, 173 и 56) в интервале глубин 1517-2665 м. Они пользуются ограниченным распространением и развиты лишь на западном склоне основного гайота и северо-восточном сателлите. Фосфориты очень плотные, массивные до сливных, кремового цвета, с биогенной кокколит-фораминиферовой структурой. Фораминиферы составляют места до 50 % площади шлифа. Стенки раковин, сложенные пелитоморфным кальцитом, частично замещены фосфатным веществом. Вмещающая микритувая масса также фосфатизирована. Фосфат скрытозернистый, почти аморфный, изотропный, имеет буровато-серый до темно-серого цвет. Фосфатизация отчетливо происходила неравномерно. При изучении в сканирующем электронном микроскопе были установлены неравномернозернистые агрегаты короткопризматических кристаллов апатита в участках максимальной перекристаллизации. Изредка проявлено незначительное окремнение в виде ксеноморфных выделений кварца. Некоторые призмочки кварца содержат тончайшие включения кальцита, по периферии ксеноморфных кристаллов количество пелитоморфного кальцита увеличивается. Не исключено, что такой кварц имеет аутигенное происхождение. Аутигенное происхождение имеют, вероятно, и изредка присутствующие шарообразные сростки цеолитов. Содержание P_2O_5 в этих фосфоритах может быть весьма высоким (до 26,7 - 31,5 %) и обычно колеблется в пределах 20-27 %.

Фосфориты с реликтовой структурой известняков маастрихт-раннепалеоценового и эоцен-раннемиоценового возраста широко развиты на склонах гайота в интервале глубин 1600-2800 м. Это преобла-

Таблица 1. Содержание P_2O_5 в породах гайота.

| Литолого-фациальные типы пород | Содержание, мас. % | | |
|---|--------------------|---------|---------|
| | миним. | максим. | среднее |
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| Известняки кокколит-фораминиферовые, их фосфатизированные разности (число проанализированных образцов - n=20) | 0,81 | 32,2 | 23,2 |
| Фангломераты брекчиевые с карбонатно-фосфатным цементом (n=27) | 0,47 | 31,5 | 13,0 |
| Известняки рифовой фации (лагунные, биогермные, ракушечные и др.), их фосфатизированные разности (n=15) | 0,47 | 31,5 | 3,5 |

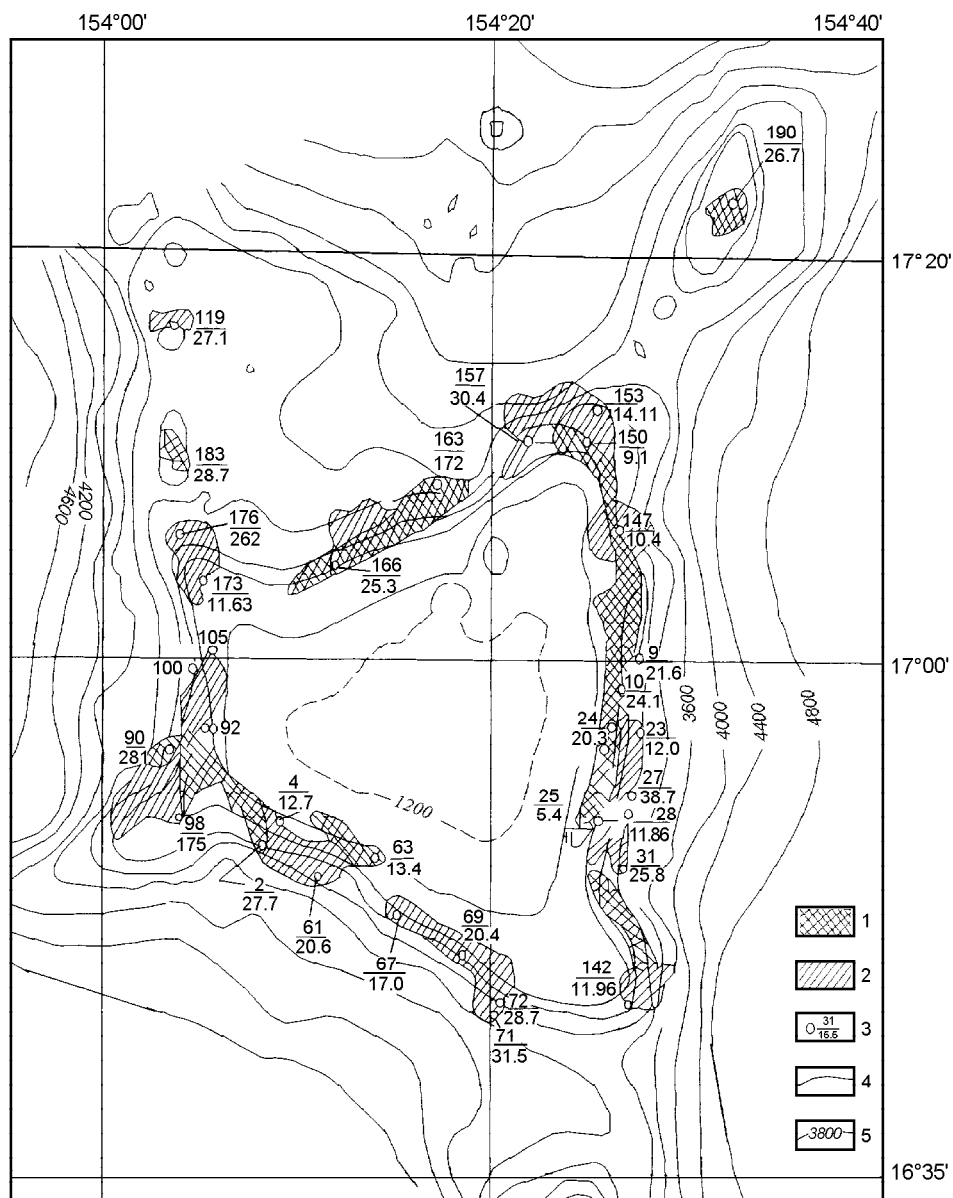


Рис.2. Схема распространения литолого-фациальных типов фосфоритов на рудном поле гайота «Дальморгео».

1. Фосфориты по кокколито-фораминиферовым известнякам. 2. Фангломераты брекчиевые с карбонатно-фосфатным цементом. 3. Станции пробоотбора; в числителе – номер пробы, в знаменателе – содержание P_2O_5 (%). 4. Границы между различными типами фосфоритов. 5. Изобаты, м.

дающий тип фосфоритов, площадь распространения их составляет порядка 150 км². По структурно-текстурным особенностям и содержанию P_2O_5 они практически не отличаются друг от друга и представляют собой породы белого, серовато-белого цвета, пористые, массивной и пятнистой текстуры, обусловленной неравномерным характером фосфатизации. Фосфориты, как правило, более твердые и плотные, часто кремневидные, чем отличаются от известняков. Реликтовая структура фораминиферового известняка определяется по многочисленным пустотам округлых очертаний, иногда включающих остатки внешних оболочек раковин фораминифер, которые составляют местами до 50 % площади шлифа. Многие раковины полностью замещены аморфным фосфатным веществом или инкрустированы микрокристаллическим апатитом. Фосфат замеща-

ет не только стенки раковин фораминифер, но и цементирующую пелитоморфную массу, характеризующуюся неравномерной, сгустковой текстурой. Характерна густая вкрапленность гидроокислов железа и марганца, образующих выделения лапчатой и дендритовой формы. Содержание P_2O_5 в описываемых фосфоритах колеблется в пределах от 12 до 32,2 %.

Фосфориты с брекчиевой структурой (фангломераты) подняты на 27 станциях драгирования со склонов гайота в интервале глубин 1600-3000 м. Суммарно площадь их распространения составляет около 150 км². Они представлены брекчиями, конглобрекчиями, дресвитами в зависимости от размеров и степени окатанности обломочного материала, в основном, из вулканогенных пород. Цемент - преимущественно пелитоморфный кальцит, участками по

биоморфной массе, неравномерно фосфатизирован, несет следы ламинарного течения, указывающего на пластичность при процессе формирования фангломератов. Реликтовое биоморфное строение подчеркивается появлением на фоне криптозернистой фосфатной массы пустот округлой формы, возникших при растворении раковин фораминифер. Процесс фосфатизации, вероятно, сопровождался выщелачиванием последних [7]. Текстура фосфатной массы пятнистая, сгустковая. Во многих образцах выделяются два типа заполняющего цемента (обр. 15Д29-3, 4; 15Д30-3 и др.): первый - смешанного карбонатно-фосфатного состава темно-серого до черного цвета, изотропный, с реликтами кальцита, второй - существенно фосфатный, желтого, буровато-желтого цвета, криптозернистый, слабодвупреломляющий. В последнем практически отсутствуют реликты раковин фораминифер, видимо захваченных перекристаллизацией. Этот цемент развивается участками вдоль трещин и как бы корродирует цемент первого типа; границы между ними резкие. В цементе второго типа имеются таблитчатые, удлиненной формы кристаллы аутигенных цеолитов, имеющих зональное строение, низкие цвета интерференции. Зачастую цеолиты располагаются вдоль границ этих типов цемента, здесь также часто развивается тонкая рудная пленка. В целом же цементная масса часто густо импрегнирована рудным веществом и содержит обломки рудных корок размером до 0,4 см. Указанные типы цемента характеризуются разновозрастными комплексами планктона. Маастрихт-палеоценовый комплекс присутствует в цементе первого типа. Он представлял собой кокколито-фораминиферовый ил, который был частично фосфатизирован. В дальнейшем пустоты и каверны в образованном каркасе заполнялись планктоном илом уже в эоценовое время. В процессе его накопления и распада органического вещества, при активном участии микроорганизмов, происходило образование цемента второго типа — эоценовая стадия фосфатизации пород. Таким образом, цемент второй генерации представлял изначально тонкий нанноил, что объясняет отсутствие в нем раковин фораминифер. На первично биогенный состав указывают остатки кокколитофорид. Вероятно, рудные корочки мощностью до 0,5-0,7 мм, маркирующие границы между различными типами цемента, инкрустировали стенки пустот каркасной брекчии до заполнения их нанноилом.

Содержание P_2O_5 в фосфоритах с брекчиевой структурой колеблется от 10 до 31,5 %. Оно контролируется соотношением обломочной составляющей и цемента. В случаях, когда это отношение составляет 80:20, содержание P_2O_5 минимальное, максимальные же содержания отмечаются в образцах, где це-

мент составляет 60 % и более от объема породы. Среднее содержание P_2O_5 в брекчиевых фосфоритах составляет 13,0 % (таблица 1).

Некоторые особенности состава фосфоритов.

В целом, несмотря на вариации концентраций P_2O_5 , все разновидности фосфоритов характеризуются близкими диапазонами содержаний двух главных составляющих - P_2O_5 и CaO. Содержание P_2O_5 составляет в среднем по гайоту 18,3 %. Наиболее высокими содержаниями P_2O_5 характеризуются фосфориты с реликтовой структурой кокколито-фораминиферовых илов эоцен-раннемиоценового возраста (в среднем 27,8 % P_2O_5) (таблица 1,2). Содержание CaO в фосфоритах изменяется от 14% (обр. 15Д2-1) до 60 % (обр. 15Д33-3).

Фосфатные минералы по данным рентгенофазового анализа представлены кристаллохимическими разновидностями апатита, точнее смесью трех разновидностей: дернит-франколит-фторапатит с подчиненным присутствием гидроксилapatита и даллита. Второстепенные минералы в фосфоритах представлены карбонатом, глинистыми минералами: смектитом, слюдой и в подчиненном количестве каолинитом, а также плагиоклазом, магнетитом, кварцем.

К проблеме образования фосфоритов. Этот вопрос уже подробно обсуждался нами ранее [1, 2]. Здесь мы отметим лишь конкретные условия фосфатизации на рассматриваемом гайоте.

Приведенные выше данные показывают, что фосфатизация отчетливо происходила в результате постседиментационного замещения первично биогенных карбонатных осадков фосфатным веществом. Реликтовые структуры таких осадков являются главным доказательством этого. И в этом отношении фосфориты гайота полностью подтверждают эту отмеченную нами закономерность [1].

Процесс фосфатизации карбонатных осадков был многоэтапным во времени. Об этом свидетельствуют зафиксированные в фосфатизированных участках разновозрастные комплексы органических остатков, резкие границы фосфатов разновременного образования в порах, трещинных пустотах и т.д.

Основным поставщиком фосфора на океаническое дно является, вероятно, биогенный (планктоногенный) карбонатный ил, интенсивное разрушение которого, в условиях высоких масс поставки, создает в поровой среде осадка высокие концентрации фосфат-иона, что и вызывает фосфатизацию, замещение карбонатов, прежде всего, органических остатков. Интенсивность процесса контролируется глубиной и условиями общего отложения илов. Так, например, в рифогенной фации планктонный ил заполняет только пустоты и каверны. Известняки се-

Таблица 2. Расчет средних содержаний P_2O_5 в различных фациальных типах фосфоритов.

| Кокколито – фораминиферовые известняки | | | Фангломераты брекчиевые с карбонатно – фосфатным цементом | | |
|--|-------------|---------------------|---|-------------|---------------------|
| №№ | Номер пробы | Содержание P_2O_5 | №№ | Номер пробы | Содержание P_2O_5 |
| 1 | 15Δ2 – 1 | 27,7 | 1 | 15Δ4 – 5 | 12,7 |
| 2 | 15Δ7 – 8 | 4,01 | 2 | 15Δ19 – 4 | 12,3 |
| 3 | 15Δ9 – 3 | 21,6 | 3 | 15Δ23 – 7 | 10,3 |
| 4 | 15Δ10 – 7 | 24,1 | 4 | 15Δ23 – 2 | 3,5 |
| 5 | 15Δ23 – 6 | 12,01 | 5 | 15Δ24 – 2 | 20,3 |
| 6 | 15Δ25 – 7 | 29,3 | 6 | 15Δ24 – 3 | 10,3 |
| 7 | 15Δ27 – 3 | 30,7 | 7 | 15Δ25 – 4 | 5,4 |
| 8 | 15Δ31 – 2 | 25,8 | 8 | 15Δ29 – 4 | 12,2 |
| 9 | 15Δ32 – 3 | 15,5 | 9 | 15Δ29 – 5 | 12,8 |
| 10 | 15Δ54 – 6 | 25,6 | 10 | 15Δ33 – 3 | 5,8 |
| 11 | 15Δ57 – 7 | 31,5 | 11 | 15Δ30 – 4 | 11,5 |
| 12 | 15Δ58 – 8 | 29,9 | 12 | 15Δ60 – 5 | 0,5 |
| 13 | 15Δ58 – 9 | 24,3 | 13 | 15Δ61 – 5 | 20,6 |
| 14 | 15Δ72 – 1 | 28,7 | 14 | 15Δ67 – 3 | 17,0 |
| 15 | 15Δ90 – 9 | 28,1 | 15 | 15Δ69 – 3 | 20,4 |
| 16 | 15Δ91 – 4 | 26,7 | 16 | 15Δ71 – 1 | 31,5 |
| 17 | 15Δ110 – 2 | 32,2 | 17 | 15Δ98 – 6 | 17,3 |
| 18 | 15Δ135 – 5 | 28,4 | 18 | 15Δ98 – 7 | 17,8 |
| 19 | 15Δ156 – А | 22,8 | 19 | 15Δ119 – 6 | 27,1 |
| 20 | 15Δ157 – 4 | 30,4 | 20 | 15Δ150 – 5 | 9,1 |
| 21 | 15Δ163Б | 17,2 | 21 | 15Δ173 – А | 1,7 |
| 22 | 15Δ166Г | 25,3 | 22 | 15Δ176 – А | 26,2 |
| 23 | 15Δ166 – В | 0,8 | 23 | 15Δ153 – А | 14,1 |
| 24 | 15Δ166 – Д | 9,2 | 24 | 15Δ147 – А | 10,4 |
| 25 | 15Δ183 – Д | 28,7 | 25 | 15Δ28 – 2 | 11,9 |
| 26 | 15Δ190 – В | 26,7 | 26 | 15Δ141 – 1А | 12,0 |
| 27 | 15Δ59 – 1 | 30,0 | 27 | 15Δ143 | 12,7 |
| 28 | 15Δ63 – 2 | 13,4 | | | |
| Среднее: | | 23,2 | Среднее: | | 13,6 |

номан-туронского возраста, характеризующиеся слабой фосфатизацией, отложились, видимо, в крайне мелководной зоне. С позднего мела, начиная с сантон-кампана, когда вершина гайота опустилась на несколько большие глубины, условия отложения планктонных илов уже были более благоприятные для фосфатизации, которая могла происходить и в эоцене, отчасти даже и в начале миоцена. В современную эпоху фосфатизация не происходит на глубинах в 1300-2500 м, где располагаются основные скопления более древних фосфоритов.

Таким образом, на фоне последовательного погружения поверхности подводных гор и (или) повышения уровня океана вначале началась фосфатизация известняков рифогенной фаши, которая проявлена только в заполнении пор и каверн кокколито-фораминиферовым илом, последующим распадом органического вещества при активном участии микроорганизмов, приведшем, в конечном счете, к фосфатизации этого материала заполнения пор и каверн. В дальнейшем фосфатизация распространялась

и на материал каркаса, захватывая его пространство, обуславливая пятнистое и неравномерное распределение фосфатизированных участков. И эта фосфатизация связана только с планктонногенными осадками, отчасти заполняющими пространство в обломочных осыпях (фангломераты, брекчии).

Оценка прогнозных ресурсов. В основу оценки прогнозных ресурсов фосфоритов положен принцип оконтуривания площадей развития фосфатосодержащих пород (по данным опробования скальными драгами) с содержанием P_2O_5 более 10 %.

Как было указано выше, выделяются два главных литолого-фашиальных типа фосфоритов: фосфатизированные кокколито-фораминиферовые известняки и фангломераты с карбонатно-фосфатным цементом. Распределение пятиокси фосфора в них крайне неравномерное, носит пятнистый характер. Содержания могут значительно колебаться даже в пределах одного образца. В связи с этим оценка прогнозных ресурсов фосфоритов выполнялась не по отдельным блокам и залежам, а в целом по площадям

Таблица 3. Значение удельной плотности и естественной влажности фосфоритов.

| Фосфориты по кокколито-фораминиферовым известнякам | | | | Фангломераты с карбонатно-фосфатным цементом | | | |
|--|-------------|---------------------------------------|-------------------------|--|-------------|---------------------------------------|-------------------------|
| № п.п. | Номер пробы | Удельная плотность, г/см ³ | Естествен. влажность, % | № п.п. | Номер пробы | Удельная плотность, г/см ³ | Естествен. влажность, % |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 |
| 1 | 9Д99-5 | 1,72 | 33,4 | 1 | 9Д115-5 | 2,12 | 20,4 |
| 2 | 9Д77-10 | 1,86 | 30,4 | 2 | 9Д71-1 | 2,78 | 4,4 |
| 3 | 9Д70-7 | 1,89 | 29,2 | 3 | 9Д139-3 | 2,44 | 12,8 |
| 4 | 9Д130-6 | 2,37 | 17,5 | 4 | 9Д130-14 | 1,87 | 12,2 |
| 5 | 9Д139-1 | 2,54 | 8,6 | 5 | 15Д29-3 | 2,55 | 20,7 |
| 6 | 9Д139-5 | 2,31 | 8,9 | | | | |
| 7 | 9Д79-2 | 1,75 | 20,4 | | | | |
| 8 | 9Д130-5 | 2,24 | 22,5 | | | | |
| 9 | 15Д98-3 | 2,08 | 8,9 | | | | |
| Среднее: | | 1,88 | 18,0 | Среднее: | | 2,35 | 14,1 |

Таблица 4. Оценки прогнозных ресурсов и фосфоритов P₂O₅ по категории P₃ на гайоте «Дальморгеология»

| Литолого-фациальный тип фосфоритов | Площадь распростр. км ² | Мощность продукт. слоя, м | Удельн. плотность, г/см ³ | Естест. влажн., % | Плотность залегаения, кг/м ² | | Ресурсы руды, млн т. | | Среднее содерж. P ₂ O ₅ , % | Ресурсы P ₂ O ₅ , млн т. |
|---|------------------------------------|---------------------------|--------------------------------------|-------------------|---|-------|----------------------|-------|---|--|
| | | | | | влажн. | сухих | влажн. | сухой | | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| Фосфориты по кокколитофораминиферовым известнякам | 160 | 0,2 | 1,88 | 18,0 | 376,0 | 308,3 | 60,2 | 49,3 | 23,2 | 11,44 |
| Фангломераты с карбонатно-фосфатным цементом | 150 | 0,2 | 2,35 | 14,1 | 470,0 | 403,7 | 70,5 | 60,6 | 13,6 | 8,24 |

развития двух указанных типов пород, границы которых определялись на геологической карте гайота с учетом геоморфологических и геофизических данных (рис. 1).

По оконтуренным площадям развития фосфоритов (отдельно по каждому литолого-фациальному типу) на основе опробования на геологических станциях определялось содержание P₂O₅ методом среднего арифметического (табл.2).

Измерение площадей развития различных фациальных типов пород производилось с помощью разномасштабных палеток в три приема. В расчет принимались средние величины из серии. Мощность продуктивного слоя условно принята в 0,2 м, в связи с отсутствием данных о распространении фосфатизации пород на глубину, поскольку опробовались свалы обломков (эдафогенные отложения) и оторванные от субстрата корки.

Результаты определения удельной плотности и естественной влажности фосфоритов приведены в

таблице 3. Характерен большой разброс в значениях данных параметров, что, видимо, объясняется различной степенью фосфатизации пород.

В таблице 4 приведены результаты оценки прогнозных ресурсов фосфоритов и P₂O₅ на гайоте по состоянию изученности к настоящему времени.

Естественно, мощности осыпей из обломков фосфоритов и толщина субстрата корок чаще превышают 0,2 м, соответственно и реальные масштабы развития фосфоритов скорее выше. Однако в осыпных накоплениях на склонах привершинной части гайота присутствуют и обломки нефосфатных пород, объем которых сопоставим с объемом фосфоритовых обломков, даже, может быть, и больше. Но при любых обстоятельствах следует иметь в виду, что поскольку фосфоритовые и нефосфоритовые обломки покрыты КМК, то разработка последних автоматически повлечет и подъем на борт добычного судна и фосфоритов. Задача будет заключаться в от-

делении корок от фосфатного субстрата и утилизации последнего.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука, 1995. 368 с.
2. Говоров И.Н., Школьник Э.Л., Мельников М.Е., Хершберг Л.Б., Волохин Ю.Г., Васильев Б.И., Мечетин А.В. Комплексные месторождения фосфоритов и кобальт-марганцевых корок Западной Пацифики: условия залегания, вещественный состав, закономерности размещения // Тихоокеан. геология. 1994. № 5. С. 17-38.
3. Мельников М.Е., Школьник Э.Л., Пуляева И.А., Попова Т.В. Результаты детального изучения оксидной железо-марганцевой и фосфоритовой минерализации на гайоте ИОАН (Западная Пацифика) // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 5. С. 4-20.
4. Мельников М.Е., Школьник Э.Л., Сенькова Т.В., Попова Т.В., Мечетин А.В. Геологическое строение и полезные ископаемые гайота Батиса (Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 1. С. 23-40.
5. Школьник Э.Л., Говоров И.Н., Хершберг Л.Б., Задорнов М.М., Мельников М.Е., Волохин Ю.Г. Рудные провинции западной и центральной частей Тихого океана - масштабы фосфатогенеза и кобальт-марганцевой минерализации // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 6. С. 120-128.
6. Школьник Э.Л., Мельников М.Е., Сенькова Т.В., Герасимова Г.Н. Особенности комплексной минерализации на подводных горах центральной части системы Маркус-Уэйк, Тихий океан // Тихоокеан. геология. 1993. № 2. С. 28-37.
7. Школьник Э.Л., Тан Тяньфу, Суэ Яосон, Ю.Цонлю. Электронно-микроскопическое изучение фосфоритов гайота ИОАН (Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 1. С. 102-109.

Поступила в редакцию 22 января 1999 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

E.L.Schkolnik, L.B.Kherschberg, M.M.Zadornov, O.V.Chudaev

The phosphorites of the Dalmorgeo guyot in the Magellan seamounts of the Pacific ocean

The paper describes a phosphate mineralization in the well studied Dalmorgeo guyot (the Magellan seamounts) in the Pacific ocean. A phosphate mineralization is connected with Cretaceous -Early Miocene sediments of a different consolidation grade, which cover the slopes and top of the guyot. During the reef stage of the guyot's evolution a nannoforaminiferal ooze filled pore sand holes. In the planktonic sediments phosphate occupies not only pores but cements as well. In general, phosphate mineralization was conditioned by high rates of planktonic organism sedimentation, and organic material transformation at the early diagenetic stage, when these organisms died out abruptly.

РЕЦЕНЗИИ

**ПРОБЛЕМЫ СИСТЕМАТИКИ NASELLARIA: БИОХИМИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ, ЭВОЛЮЦИЯ*)**

В.С. Вишневская

Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, г. Москва

Особенности эволюции радиолярий в последнее время приобретают все большее значение. Актуальность монографии С. В. Точиной не вызывает сомнения, обсуждаемая работа является хорошим анализом и большой сводкой по развитию радиолярий всего фанерозоя.

Радиолярии - кварцевые часы нашей планеты Земля. История существования этих простейших измеряется более чем 500 млн лет. Известно, что древние палеозойские радиолярии (250-550 млн лет) представлены 3 отрядами, 16 семействами, 76 родами (Назаров, 1988). 80% палеозойских радиолярий не смогло пережить рубеж с мезозоем. Древние мезозойские радиолярии (65-245 млн лет) были представлены 3 отрядами (двумя - перешедшими из палеозоя и одним новым, возникшим в раннем мезозое), 49 семействами, 256 родами. Кайнозойские и современные радиолярии составляют общее число видов, превышающее 5000. Тем не менее, эти таксономические данные подвергаются критике и пересмотру. В настоящее время наблюдается активная тенденция на повышение ранга многих таксономических единиц в систематике Radiolaria палеозоя. Так, М. А. Афанасьева (1999) предложила выделять 5 отрядов и 44 семейства. Э. Амон (1999) в палеозое выделил 4 отряда и 24 семейства, а ранг мезозойско-кайнозойского отряда Nassellaria повысил до подкласса, в котором предлагает различать две когорты, включающие только на Урале 7 отрядов и 14 семейств.

Несмотря на то, что история существования этих простейших измеряется более чем 500 млн лет, нет ни одной научной работы, в которой бы эволюция биоразнообразия радиолярий рассматривалась через весь интервал геологического времени. Монография С. В. Точиной является первой наиболее полной работой по систематике радиолярий Nassellaria всего фанерозоя: Nassellaria выделены в

ранг типа, включающего два новых класса радиолярий, среди которых предложено 7 отрядов, объединяющих радиолярии палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Все это свидетельствует о колоссальной палеонтологической и биологической эрудиции автора и ее умении квалифицированно обращаться с большими массивами информации. Благодаря тому, что автор монографии имела возможность одними глазами просмотреть большое количество таксонов радиолярий из разных уровней фанерозоя, и располагая огромным материалом по всему фанерозою, она смогла проследить эволюционное развитие многих отрядов и классов радиолярий. С.В. Точилина первой из отечественных специалистов смогла высказать и обосновать свою точку зрения на классификацию радиолярий отряда Nassellaria. Результатом последнего явилось описание новой системы и предложение рассматривать Nassellaria как самостоятельный тип.

Точилина С.В. является высококвалифицированным специалистом с большим стажем в области изучения радиолярий. В ее честь назван палеогеновый вид *Plectodiscus totschiinae* (Козлова, 1984, с.206-207, т.Х, ф.13) и меловой вид *Schaafella toschilinae* (Басов, Вишневская, 1991, с. 167, т. XXI, ф.7). В последнее время Точилина С.В. неоднократно обращалась к системе радиолярий Nassellaria (Точилина, 1991; 1996).

Nassellaria неоднократно привлекали к себе внимание специалистов по радиоляриям. Так, палеонтолог-стратиграф член-корреспондент РАН А. И. Жамойда (1975, с.13) полагает, что в рамках Nassellaria "особенности симметрии внешнего скелета - это признаки семейства...", а биолог доктор наук М. Г. Петрушевская (1981, с.4) считает, что следовать этому совету не всегда удастся, поскольку каждый признак "играет разную роль в отдельных вет-

*) Рецензия на монографию С.В. Точиной "Проблемы систематики Nassellaria. Биохимические особенности. Эволюция". Владивосток, 1997.

вах *Nassellaria*". Точка зрения С. В. Точиной о разделении *Nassellaria* на два класса на основе симметрии минерального скелета (осевой или аксиальный тип в одном случае и тригональный тип симметрии в другом случае) как бы развивает точку зрения А. И. Жамойды, но со значительным повышением ранга признака симметрии. С.В. Точилина, кроме того, предлагает одноосно симметричные формы класса *Asymmetris* разделить на несколько отрядов, предполагая, что палеозойский отряд *Albaillellaria* или часть его родов по систематическому положению более естественно рассматривать в качестве самостоятельного отряда осесимметричных *Nassellaria*.

Мнение о палеозойском возрасте *Nassellaria* высказывалось еще Коцуром и Мостлером (Kozur, Mostler, 1982, с. 414), которые показали начало развития этой группы радиолярий с ордовика. Позднее данная точка зрения о палеозойском возрасте *Nassellaria* была обоснована китайским специалистом Ли (Li, 1995, с.335), который отнес к подотряду *Nassellaria* новое семейство *Ehrenbergidae*, описанное из ордовика (лландоверия) Китая, а также описал из ордовика новые роды, отнесенные к семействам *Lychnocaniidae* и *Pterocoryidae*, которые раньше имели возрастной диапазон кайнозой-ныне, что также показано на рис.10 в монографии С. В. Точиной. По мнению С. В. Точиной, данные семейства являются конечной ветвью ордовикского рода *Paleopyramidium*. Точка зрения С. В. Точиной о принадлежности некоторых представителей палеозойских радиолярий отряда *Albaillellaria* или части его родов по систематическому положению к самостоятельному отряду осесимметричных *Nassellaria* хорошо аргументируется находками Ли (Li, 1995, с. 337) в ордовике Китая нескольких видов нового рода *Tymalbaillella*, обнаруживающего значительное сходство с представителями кайнозойского (не исключено, что и мезозойско-кайнозойского, по данным Такемуры (Takemura, 1986), семейства *Cornutellidae*. М. Петрушевская (1986) также обращала внимание на сходство *Cornutella* и *Albaillellaria*, а для отряда *Nassellaria* указывала диапазон палеозой-ныне.

Положительными новаторскими сторонами исследований, изложенными в монографии С. В. Точиной, являются разработка и комплексное использование методов одномерного, трехмерного математического анализа. В качестве тестового механизма выбрана "нетрадиционная" численная таксономия для классификации семейства *Lamprocyelidae*, и можно поздравить автора с ее успешным применением. Этому конкретному вопросу посвящена часть I

монографии. Несомненно научная новизна и оригинальность выполненной работы.

Вторая часть монографии посвящена проблемам систематики и биохимическим особенностям, а также эволюции радиолярий.

Надо отдать должное автору, который отмечает, что разработанная им система "... не является единственно возможной...".

Важным достижением автора является комплексное изучение влияния атмосферных и геологических процессов на эволюцию макро- и микроорганизмов с известковым и кремневым скелетом. Предлагается вариант классификации *Nassellaria* на основе симметрии минерального скелета радиолярий, в связи с чем рассматривается связь геометрической формы скелетов радиолярий с физико-химическими условиями среды обитания. Но, за столь длительное геологическое время существования радиолярий (от кембрия или ордовика до ныне) среда могла изменяться.

Прямая или косвенная связь биосферных процессов с геологическими давно доказана, но масштабы влияния геологических явлений или других физико-химических факторов на атмосферу и биосферу вызывают постоянные споры. Известно, что современная атмосфера содержит около 21% кислорода. Но, как свидетельствуют данные американских геохимиков Г. Лэндиса и Р. Бернера (New scientist, № 1585, 1987) по изучению включений воздуха в янтаре, в истории Земли были времена, когда содержание кислорода и других газов в воздухе существенно отличалось от современного. Например, в конце олигоцена и на границе палеогена/неогена оно составляло 16%, в то время как в эоцене состав воздуха был сходен с современным, а накануне позднемеловой перестройки содержание кислорода достигало 32%. Причина такого скачкообразного характера до сих пор не ясна. Естественно изменялись и другие параметры, особенно химический состав воды (Тугаринов, 1973), а также температура (Т), рН среды, изотопный состав углерода (С) и серы (S) и др., на что указывает С. В. Точилина.

Высказанные вопросы ни в коей мере не снижают уровень представленной работы. Они, скорее, показывают, что автор монографии "вышел" за рамки специализированного научного исследования в палеонтологии в области смежных знаний и далее в область теоретического обобщения. Предложенная система *Nassellaria* по данным биохимических особенностей и эволюции отмечена как достижение в области естественных наук за 1998 г. (см. Отчет о деятельности Российской Академии Наук, Москва, 1999, стр.85).