

БИОСТРАТИГРАФИЯ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ СРЕДНЕ- И ВЕРХНЕМИОЦЕНОВОЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ ДЖИЛИНДИНСКОЙ ВПАДИНЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Г.П. Черняева, Н.А. Лямина*, С.В. Рассказов, И.Н. Резанов**, В.В. Савинова**

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

** Восточно-Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, 664007, Иркутск, ул. Декабрьских Событий, 29, Россия*

*** Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба, Россия*

Отражены результаты комплексного исследования осадочно-вулканогенных образований средне-верхнемиоценовой джилиндинской свиты, представленной нижней довулканической осадочной (нижнеджилиндинская подсвита) и верхней вулканогенно-осадочной (верхнеджилиндинская подсвита) частями разреза. Приводится характеристика изученных разрезов по трем скважинам, пробуренным в районе оз. Мухал (Хойготская палеодолина Витимского плоскогорья). В осадочных отложениях в массе установлен характерный для миоцена вымерший вид *Alveolophora jouseana* (Moiss.) Moiss. Выделены два периода осадконакопления, характеризующиеся различным составом водной (диатомей) и наземной (споры и пыльца) растительности. Смена видового состава диатомей вверх по разрезу (с замещением одного комплекса другим) сопровождается изменениями состава комплексов спор и пыльцы. По результатам К-Аг датирования базальтоидов, формирование нижней преимущественно осадочной части верхнеджилиндинской свиты происходило в интервале 14—12 млн лет назад, а верхней, существенно вулканогенной с озерной линзой в основании, — около 10.8—9.5 млн л.н. Данные радиоизотопного датирования вулканических пород согласуются с выводами о возрасте осадков, полученными по результатам диатомового и спорово-пыльцевого анализов. Формирование довулканической нижнеджилиндинской подсвиты соответствовало среднемиоценовому климатическому оптимуму. Судя по соотношениям и фаціальным взаимопереходам пород, при накоплении джилиндинской свиты формировался глубокий пресноводный водоем на фоне усиления тектонической и вулканической активности.

Джилиндинская свита, миоцен, диатомей, споры и пыльца, К-Аг датирование, Западное Забайкалье.

BIOSTRATIGRAPHY AND SEDIMENTATION ENVIRONMENTS OF THE MIOCENE VOLCANOSEDIMENTARY STRATUM IN THE DZHILINDA BASIN, WESTERN TRANSBAIKALIA

G.P. Chernyaeva, N.A. Lyamina, S.V. Rasskazov, I.N. Rezanov, and V.V. Savinova

We report an integrated study of volcanosedimentary rocks of the Middle-Late Miocene Dzhilinda Formation consisting of the prevolcanic sedimentary Lower Dzhilinda and volcanosedimentary Upper Dzhilinda subformations. The sequence was studied in three wells drilled near Lake Mukhal (Khoigot paleovalley, Vitim upland). The Dzhilinda sediments contain ubiquitous *Alveolophora jouseana* (Moiss.) Moiss. typical of Miocene environments. Sedimentation occurred in two main stages represented by different water (diatoms) and land (spores and pollen) plant communities. The upsection successive changes in diatom species are attendant with changes in pollen and spore assemblages. The K-Ar ages of lavas indicate that the mostly sedimentary lower section of the Dzhilinda Formation deposited between 12 and 14 Ma and the more volcanic upper section, with a lacustrine lens at base, formed at about 10.8–9.5 Ma. The isotope dating of volcanic rocks agrees with the ages inferred from the diatom and spore-pollen analyses. The prevolcanic Lower Dzhilinda subformation deposited during the Middle Miocene climate optimum. The stratigraphy, lithology and facies of sediments suggest that the Dzhilinda deposition was associated with the development of a deep freshwater lake in the conditions of active tectonism and volcanism.

Dzhilinda Formation, Miocene, diatom, spore and pollen, K-Ar dating, western Transbaikalia

ВВЕДЕНИЕ

Верхнекайнозойские отложения, повсеместно распространенные на Витимском плоскогорье, представляют особый интерес в рудоносном районе Амалатского плато (плато Мейстера). Здесь детальными буровыми работами, выполненными ПГО „Сосновгеология“, осадочные отложения в переслаивании с вулканическими породами оконтурены в широких эрозионных палеодолинах первого порядка северо-восточного направления и в сети их боковых притоков и палеозаливов [Лучинин и др., 1992] (рис. 1).

В данной работе представлены результаты биостратиграфического исследования осадков, отобранных из скважин, изменения в них состава диатомей, спор и пыльцы в сопоставлении с результатами К-Аг датирования лав. Исследования выполнены в наиболее прогнунтой части Джилиндинской (Джи-

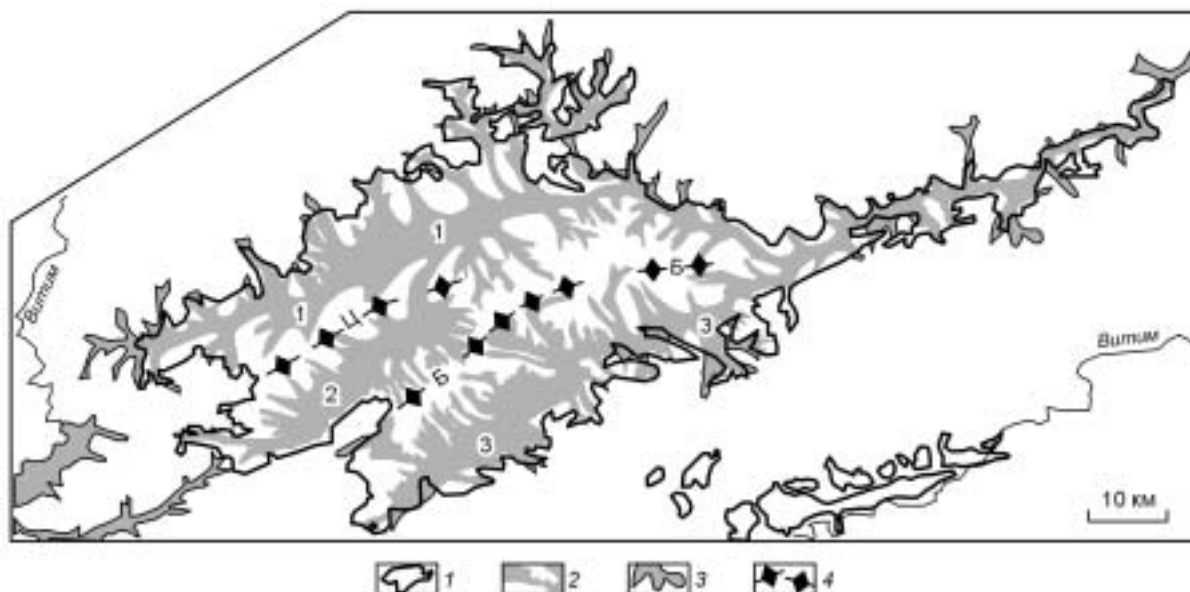


Рис. 1. Местоположение палеодолин на Витимском плоскогорье, по данным П.А. Пешкова [Лучинин и др., 1992], с дополнениями.

1 — базальты; 2, 3 — палеодолины: 2 — погребенные, 3 — непогребенные базальтами; 4 — поднятия, разделяющие палеодолины: Ц — Центральное, Б — Байсыханское. Эрозионные магистральные палеодолины Амалатского плато: 1 — Хойгутская, 2 — Аталангинская, 3 — Амалатская.

линдинской-на-Витиме) впадины, расположенной на северо-западной окраине Амалатского плато в пределах Хойгутской магистральной палеодолины, где вскрыты скважинами наиболее полные разрезы осадочно-вулканогенных образований джилиндинской свиты мощностью до 287 м (рис. 2, 3). Для характеристики этих отложений показательны скв. 82, 96 и 114, пробуренные специалистами ИГО „Бурятгеология“ в Джилиндинской впадине в районе оз. Мухал. Наиболее детально изучена опорная скв. 82. Материал керна, его геологическая характеристика и интерпретация представлены С.В. Рассказовым, Н.А. Ляминой и И.Н. Резановым. Состав диатомовых водорослей определялся Г.П. Черняевой, а состав спор и пыльцы — В.В. Савиновой. Для корреляции диатомовых и палинологических комплексов частично использованы биостратиграфические материалы, полученные А.И. Моисеевой (диатомовые водоросли), Л.А. Анкудимовой, И.В. Лузиной, М.А. Черепановой (споры и пыльца) по скв. 2, пробуренной ИГО „Бурятгеология“. Часть палинологических аналитических материалов любезно предоставлена В.А. Высоким, Л.А. Пановой и Н.Д. Коноплевым.

Биостратиграфические и литолого-фациальные исследования кайнозойских отложений Северо-Западного Забайкалья выполнялись авторами в рамках программы „Стратиграфия и палеонтология России“ и при решении различных научных и производственных вопросов [Базаров и др., 1984; Рассказов, Батырмурзаев, 1985; Резанов и др., 1986; Лямина, Титов, 1987; Скобло и др., 1994]. Н.А. Лямина и В.Д. Титов [1987] предложили расчленить джилиндинскую свиту в районе стратотипа на две подсвиты: 1) нижнеджилиндинскую, средне- и верхнемиоценовую, преимущественно аллювиальную и 2) верхнеджилиндинскую, верхнемиоцен-нижнеплиоценовую. Для последней характерны озерные отложения в переслаивании с лавами. Стратотипу джилиндинской свиты, обнаженному близ устья руч. Кукушунда [Ендрихинский, 1969], было придано значение голостратотипа, а в качестве парастратотипа свиты принят разрез по скв. 2, пробуренной в юго-западной части Джилиндинской впадины. По результатам К-Аг датирования вулканических пород в сочетании с палеонтологическими данными по осадочным линзам возраст джилиндинской свиты в стратотипической местности принят в рамках среднего—позднего миоцена [Базаров и др., 1984; Рассказов, Батырмурзаев, 1985; Резанов и др., 1986; Рассказов и др., 2000, 2001].

Диатомовый анализ стал применяться при изучении неогеновых отложений Витимского плоскогорья сравнительно недавно. Уже первые результаты [Ендрихинский, Черемисинова, 1970; Моисеева, 1984; Резанов и др., 1986] показали, насколько интересна и перспективна эта территория в отношении изучения ископаемой диатомовой флоры, значение которой не ограничивается вопросами только возраста отложений. Изучение состава диатомовой флоры и ее изменений во времени дает возможность воссоздать историю водоема, так или иначе связанного с климатическими изменениями и развитием рельефа в регионе.

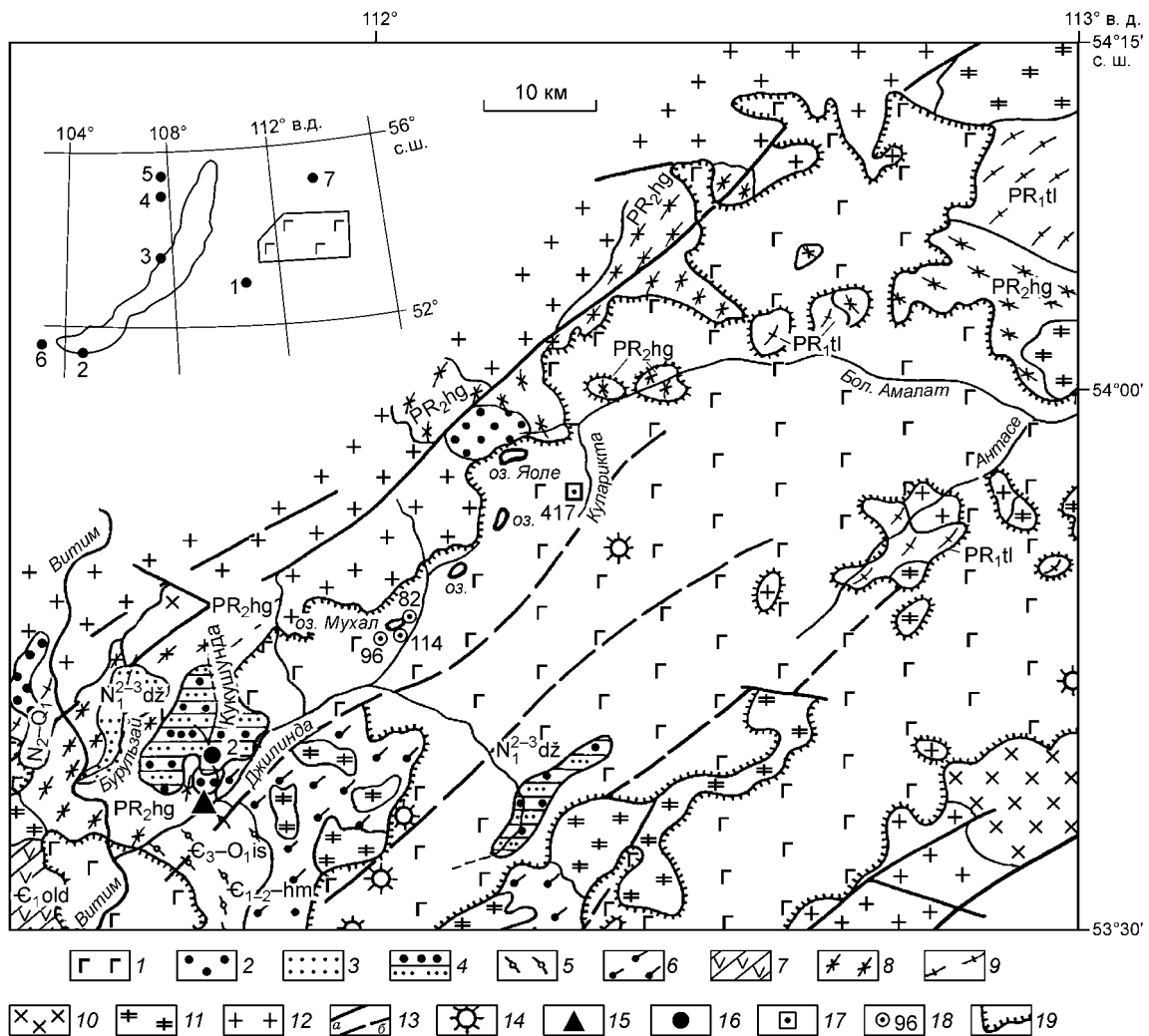


Рис. 2. Геологическая схема северо-восточной части Витимского плоскогорья [Геологическая карта..., 1980], с дополнениями и изменениями.

1 — нерасчлененные верхнекайнозойские базальты; 2 — плиоцен-нижнечетвертичные нерасчлененные отложения: галечники, пески, глины, диатомиты; 3 — преимущественно осадочный разрез джилдиндинской свиты ($N_2^{1-3}dz$): пески, галечники, алевроиты, глины, лигниты, диатомиты; 4 — участки детального изучения строения разреза джилдиндинской свиты в Хойготской и Амалатской палеодолинах; 5 — иташинская свита ($C_3 - O_1is$): метаморфизованные конгломераты, песчаники, сланцы слюдисто-кварцевые, мергели, известняки; 6 — химгильсинская свита ($C_{1-2}hm$): метаморфизованные алевролиты, сланцы, прослои известняков, песчаники, конгломераты; 7 — олдындинская свита (C_1old): метаморфизованные эффузивы кислого и среднего составов, их туфы, сланцы терригенно-карбонатные, песчаники, линзы известняков; 8 — хойготская свита (PR_2hg): кристаллические известняки, сланцы карбонатно-биотит-кварцевые и др., базальные конгломераты; 9 — талалинская свита (PR_1tl): орто- и парагнейсы, сланцы амфиболовые, кремнистые и др., прослои мраморов; 10 — юрский куналейский комплекс щелочных гранитоидов; 11, 12 — гранитоиды палеозойского Ангаро-Витимского батолита: 11 — витимканский комплекс, 12 — баргузинский комплекс; 13 — разломы: достоверные (а), предполагаемые (б); 14 — отдельные вулканические постройки; 15 — разрез Кукушунда джилдиндинской свиты; 16 — разрез-парастратотип (скв. 2) джилдиндинской свиты, погребенный плиоцен-четвертичными базальтами и осадками; 17 — стратотип кулариктинской свиты олигоцена (скв. 417); 18 — скважина и ее номер; 19 — контур Амалатского плато базальтов. На врезке — район Витимского вулканического поля (Г) и опорные разрезы кайнозойских отложений Прибайкалья и Забайкалья, используемые для корреляции: 1 — Северо-Западное Забайкалье, Еравнинская депрессия; 2 — Южно-Байкальская впадина (береговые обнажения); 3 — о. Ольхон; 4, 5 — Предбайкальский прогиб (впадины: 4 — Тулонская, 5 — Хандинская); 6 — Тункинская впадина; 7 — Баунтовская впадина.

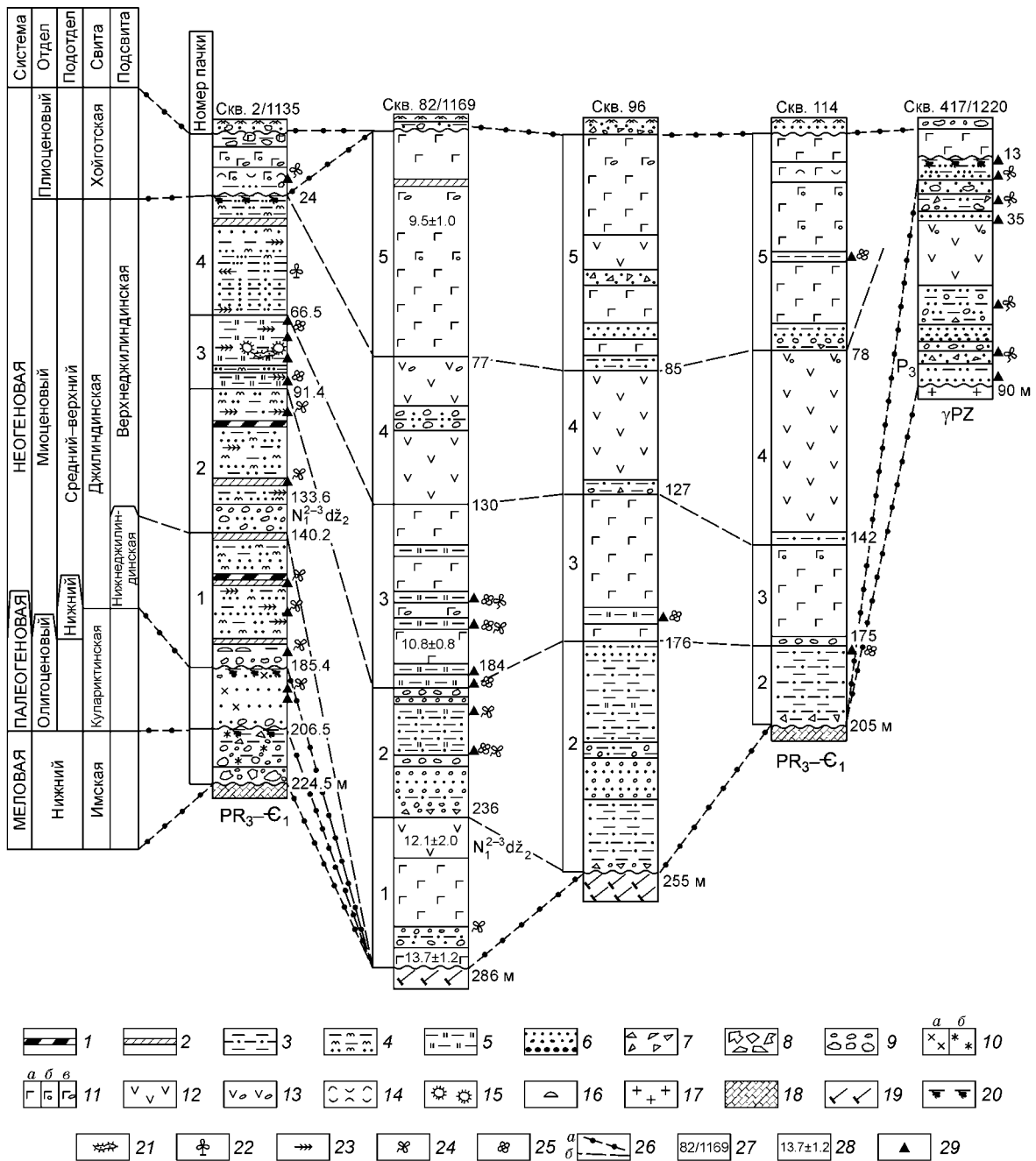


Рис. 3. Сопоставление разрезов опорных скважин северо-западной части Амалатского плато (местоположение см. на рис. 2).

1 — углистые алевропелиты, лигниты; 2 — глины, алевропелиты; 3 — алевроиты, алевропсаммиты; 4 — алевроиты, пески сильно слюдястые; 5 — диатомовые алевропелиты, диатомиты; 6 — песчаники, пески (от мелко- и среднезернистых до грубозернистых); 7 — дресва, щебень; 8 — брекчии, конгломератобрекчии: глыбовые, разнообломочные; 9 — галечники; 10 — окраска отложений: серо-зеленоцветная (а), пестро-красноцветная (б); 11 — щелочные оливиновые базальты, гавайиты (а): мелкопористые (б), крупнопористые (в); 12 — базаниты; 13 — базаниты пористые; 14 — туфы базальтоидов; 15, 16 — включения: вивианит (15), конкреции железомарганцевые (16); 17—19 — породы фундамента: гранитоиды (17), кристаллические известняки (18), уртиты (19); 20 — кора выветривания; 21—25 — ископаемые органические остатки: остракоды (21), листовая флора (22), растительный детрит (23), споры и пыльца (24), диатомеи (25); 26 — границы: региональных горизонтов, свит (а), подсвит, пачек (б); 27 — номер скважины/высота устья (м); 28 — К-Аг датировка базальтов; 29 — место отбора проб на диатомовый и палинологический анализы.

Первые заключения о диатомеях из отложений Витимского плоскогорья сделаны А.П. Жузе (МГУ). В конце 1960-х годов диатомовую флору из кукушундинского опорного разреза на правом берегу р. Джилинда изучала Е.А. Черемисинова [Ендрихинский, Черемисинова, 1970]. По доминированию *Alveolophora (Melosira-Aulacoseira) jouseana* (Moiss.) Moiss. и сопоставлению полученного состава флоры с флорой Приморья сделан вывод о ниже- и среднемиоценовом возрасте вмещающих отложений. Диатомеи из двух образцов верхнеджилиндинской подсвиты (скв. 2, интервал глубин 91.4—66.5 м) изучены А.И. Моисеевой [1984]. По комплексу диатомей и доминированию в нем вида *Alveolophora jouseana* (Moiss.) Moiss. отложения датированы концом раннего—средним миоценом. Впоследствии была выделена биостратиграфическая зона этого вида в отложениях конца раннего—начала среднего миоцена [Моисеева, 1995]. В дальнейшем диатомеи в осадочных образованиях Витимского плоскогорья изучались Г.П. Черняевой [Рассказов и др., 2001; Черняева, Рассказов, 2005; Черняева и др., 2005]. Последние исследования проводились главным образом в Амалатской палеодолине (см. рис. 1, 2).

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОПОРНЫХ СТРАТОНОВ

Эрозионные палеодолины Амалатского плато приурочены в основном к зонам разломов северо-восточного простирания [Геологическая карта..., 1980] (см. рис. 2). Хойготская палеодолина на юго-западе и северо-востоке наследует фрагменты мезозойских тектонических структур, выполненных терригенными красно-пестроцветными образованиями с раннемеловой фауной (остракоды, моллюски). Джилиндинская впадина со стратотипом одноименной свиты (скв. 2) и опорными разрезами скважин оз. Мухал прослежена на расстоянии 55 км при ширине 5—7 км. На северо-востоке Хойготской палеодолины впадина ограничена поднятием в районе водораздела рек Джилинда и Бол. Амалат (ключ Куларикта), что подтверждено разрезом скв. 417, пробуренной в олигоценовых отложениях [Базаров и др., 1984; Базаров, 1986].

Скважина 2 вскрыла разрез мощностью 206.5 м. В нем выделены четыре разновозрастных стратона (см. рис. 3). В кайнозойских отложениях выявлена последовательная смена палинокомплексов (ПК), датируемых (снизу вверх): 1) поздним олигоценом—ранним миоценом (сопоставляется с ПК пессимума олигоцена); 2) началом—серединой среднего миоцена; 3) второй половиной среднего миоцена и 4) поздним миоценом. Стратон 2 (добазальтовый) соответствует нижнеджилиндинской подсвите, а стратон 4 — диатомосодержащей озерной пачке верхнеджилиндинской подсвиты.

Изучение разрезов трех скважин района оз. Мухал показало, что джилиндинскую свиту слагают здесь две разные толщи: нижняя — вулканогенно-осадочная мощностью до 100 м (пачки 1—3) и верхняя преимущественно вулканогенная (пачки 4, 5) мощностью до 184 м (см. рис. 3). В разрезе по опорной скв. 82 нижняя толща представлена чередованием озерных и речных пластов с лавовыми потоками в основании. В ней выделяются (снизу вверх): 1) гавайиты — 4.1 м, 2) алеврит с галькой базальтов и пород фундамента — 2.4 м, 3) галечник средней размерности — 4.5 м, 4) базаниты — 37.2 м, 5) песок мелкозернистый, олигомиктовый — 23.2 м, 6) алеврит светло-серый с вкраплениями вивианита — 17.0 м, 7) песок крупнозернистый, олигомиктовый с гравием и мелким галечником — 9.2 м, 8) алеврит диатомовый серый, параллельно-слоистый с включением органических остатков, с мелкими желваками вивианита — 5.5 м. В верхней толще выделяются (снизу вверх): 9) гавайиты — 15.8 м, 10) глина алевритовая ленточно-слоистая — 3 м, 11) гавайит — 4.1 м, 12) алеврит диатомовый — 0.7 м, 13) гавайиты — 16.3 м, 14) алеврит диатомовый светло-серый — 2 м, 15) гавайиты, базаниты — 37 м, 16) галечник крупный и песок олигомиктовый — 7.5 м, 17) щелочные базальтоиды разного состава, образующие покров до 97 м.

Разрезы по другим скважинам района оз. Мухал подобны приведенному выше. В частности, разрез по скв. 96 также составляют две толщи, из которых верхняя мощностью до 176 м сложена преимущественно лавовыми потоками, чередующимися с маломощными слоями щебнисто-песчаных, песчано-алевритовых и алевритовых осадков. Нижняя терригенная толща мощностью 80 м представлена существенно озерными алевритами с галечниковыми прослоями пролювиально-речных фаций. Разрез по скв. 114 отличается от предыдущего лишь уменьшением мощности нижней терригенной пачки 2 и более однородным алевропсаммитовым ее составом.

Соотношение пачек джилиндинских стратонов отражено на схеме (см. рис. 3). Свита залегает на поверхности размыва пород кристаллического основания. Характерно, что несмотря на единый пролювиально-аллювиально-озерный парагенез осадков, здесь преобладают озерные отложения. Главным признаком разреза осадочной толщи джилиндинской свиты является закономерное изменение гранулометрического состава и улучшение сортированности осадков к ее кровле: от галечно-песчаных пролювиально-аллювиальных фаций к песчано-алевритовым и алеврито-диатомовым озерным, что свидетельствует о едином ритме осадконакопления трансгрессивного типа.

ДИАТОМОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Подготовка проб на диатомовый анализ по скв. 82, 96, 114 проводилась общеизвестным кислотным способом с применением кадмиевой тяжелой жидкости и дальнейшим анализом диатомовой флоры [Диатомовые водоросли..., 1974]. В разрезе первой из скважин диатомовые водоросли встречаются в интервале 160.3—215 м, выявлено 24 вида и разновидности диатомей, среди которых в нижней части разреза доминируют вымершие к настоящему времени планктонные формы родов *Aulacoseira*, *Pseudoaulacosira* и *Actinocyclus*, составляющие до 80 % диатомовой флоры. Это *Aulacoseira praegr anulata* var. *praegr anulata* (Jouse) Simon., *A. praegr anulata* var. *praeislandica* (Jouse) Moiss., *Pseudoaulacosira moisseeviae* (Lupik.) Lupik. et Churs., *Actinocyclus krasskei* Bradbury et Krebs. Вымерший вид *Alveolophora jouseana* (Moiss.) Moiss. в комплексе диатомей этого периода осадконакопления имеет второстепенное значение. Преобладающая роль планктонных видов часто характерна и для современных глубоководных водоемов, например оз. Байкал.

В верхней части разреза доминирующее значение в комплексе имеет *Alveolophora jouseana* (Moiss.) Moiss. Максимальным содержанием этот вид выделяется на глубинах 160.3—161.0; 168; 183.8 и 184—185 м, где он практически является пороодообразующим. Кроме указанных диатомей, на отдельных интервалах глубин с различной степенью обилия встречаются характерные для неогена *Pseudoaulacosira moisseeviae* (Lupik.) Lupik. et Churs., *Melosira undulata* (Ehr.) Kutz., *Eunotia polyglyphoides* Sheshuk., а также в большинстве своем вымершие во второй половине неогена виды рода *Tetracyclus*. В составе диатомового комплекса доминирует также *Aulacoseira baicalensis* (K. Meyer) Simon., встречающаяся и в других разрезах верхнекайнозойских отложений Западного Забайкалья.

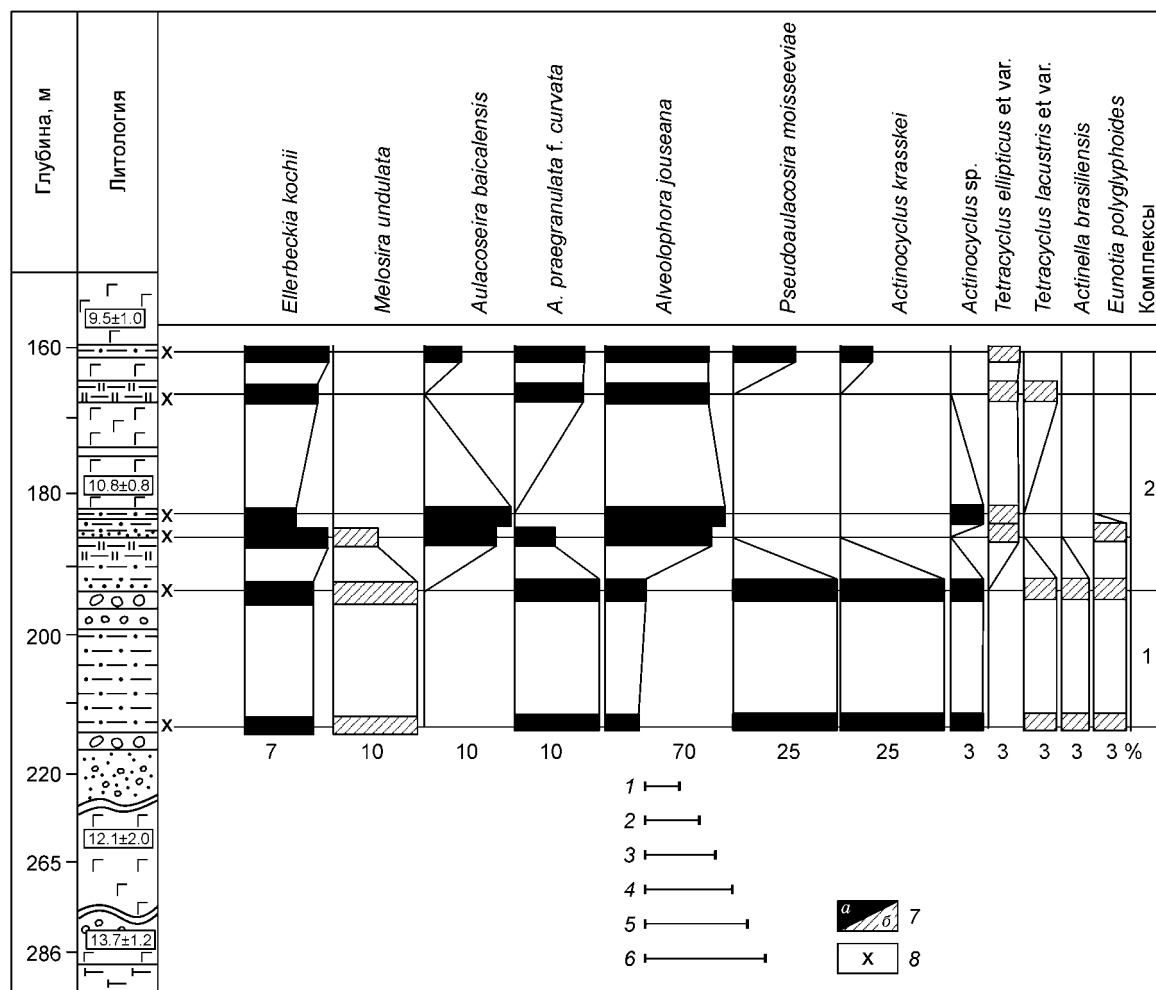


Рис. 4. Распределение диатомей в разрезе скв. 82.

Содержание диатомовых створок в осадках, по [Моисеева, 1971]: 1 — единично, 2 — редко, 3 — нередко, 4 — часто, 5 — очень часто, 6 — в массе; процентное содержание вида показано от общего числа диатомовых створок в препарате; 7 — виды: планктонные (а), бентосные (б); 8 — место отбора пробы на диатомовый анализ. Остальные усл. обозн. см. на рис. 3.

Значительные изменения видового и количественного составов диатомей с резким снижением вверх по разрезу значения планктонных видов, а также литорального вида *Melosira undulata* (Ehr.) Kutz. начинаются с глубины около 195 м. Некоторые планктонные и бентосные представители диатомовой флоры прекращают свое существование (рис. 4). Одновременно возрастает до максимальной оценки обилия содержание в осадках створок *Aulacoseira jouseana* (Moiss.) Moiss. и появляются холодноводные виды: *Aulacoseira baicalensis* (K. Meyer) Simon. и *Tetracyclus ellipticus* (Ehr.) Grun. с разновидностями. Значительные изменения видового состава диатомей, определяющих характерный комплекс этого времени осадкоотложения, свидетельствует о быстротечных (катастрофических) изменениях в окружающей среде, отразившихся на биоте в палеоводоеме.

Диатомовый комплекс, выявленный в разрезе скв. 96, в целом представлен теми же видами, что и в скв. 82, но *Alveolophora jouseana* (Moiss.) Moiss. в массе встречается только в интервале глубин 166—167 м. На других глубинах ее присутствие отмечается единичными створками. Большим числом видов представлен род *Actinocyclus*, в составе которого отмечены *A. aff. tunkaensis* Churs. и *A. sp.*, а также новый вид — *Lobodiscus sibiricus* (Tsch. et Churs.) Lupik. et Churs. — рода, недавно выделенного в порядке Coscinodiscales из миоценовых отложений Тункинской впадины [Лупкина, Хурсевич, 1991]. Общий состав диатомей из осадков скв. 96 несколько более разнообразный за счет пенистых видов родов *Navicula*, *Pinnularia*, *Symbella*. Всего здесь выявлено 36 видовых и внутривидовых таксонов. В разрезе скв. 114 в интервале глубин 44.8—45.0 и 175—176 м отмечены единичные створки *Alveolophora jouseana* (Moiss.) Moiss., *Tetracyclus ellipticus* var. *clypeus* (Ehr.) Hust. и *Eunotia flexuosa* (Breb.) Kutz.

Выделенные комплексы, наиболее четко представленные в разрезе скв. 82, по составу диатомей, за исключением *Aulacoseira baicalensis* (K. Meyer) Simon., хорошо сопоставляются с диатомовым комплексом в отложениях кизинской свиты Приморья, формирование которого отнесено к раннему—среднему миоцену [Моисеева, 1971, 1995]. По составу диатомей и доминированию *Alveolophora jouseana* (Moiss.) Moiss. отложения джиллиндинской свиты в районе оз. Мухал сопоставимы также с отложениями Чагинского разреза на юго-востоке Баунтовской впадины Западного Забайкалья [Ендрихинский и др., 1983], возраст которых определен по диатомеям, спорам и пыльце как нижний—средний миоцен. Общность форм в целом, а самое главное присутствие в комплексах массового вида *Alveolophora jouseana* (Moiss.) Moiss. во всех указанных местонахождениях дает основание отнести исследуемые осадки к нижнему—среднему миоцену.

В то же время при сравнении выделенного нами комплекса с диатомовым комплексом из угленосной (танхойской) свиты Тункинской впадины, датированным средним—верхним миоценом [Черемисинова, 1973; Стратиграфия..., 1986; Попова и др., 1989; Кайнозой..., 2001], обнаруживается много общих видов среди родов *Aulacoseira*, *Actinocyclus* и *Tetracyclus*. Существенным отличием является отсутствие в тункинском комплексе характерного упомянутого выше вида *Alveolophora jouseana* (Moiss.) Moiss. Сопоставляя эти данные и учитывая общий видовой состав диатомей, можно сказать, что формирование осадочной толщи в Джиллиндинской впадине, вмещающей диатомей, происходило во второй половине среднего—верхнем миоцене.

ПАЛИНОКОМПЛЕКСЫ

При анализе спор и пыльцы в разрезе скв. 82 образец рыхлых отложений подвергался стандартной обработке по методу В.П. Гричука. В зависимости от количества пыльцы, содержащейся в осадках, насчитывалось от 300 до 600 пыльцевых зерен. При построении диаграммы процентное содержание пыльцы и спор каждого таксона вычислялось от общей суммы пыльцы и спор. В общем составе спорово-пыльцевого комплекса в осадках, вскрытых скв. 82 в интервале глубин от 160 до 282 м, пыльца древесных пород находится в пределах 95—57 % (рис. 5). Отмечается небольшое преобладание голосеменных (48 %) над покрытосеменными (38 %). Из них основную роль играет пыльца семейства Pinaceae. Доминируют среди светлохвойных в основном *Pinus sylvestris* L., *P. sibirica* (Rupr.) Mayr. Очень редко встречается пыльца *Larix* sp. Среди темнохвойных доминирует *Picea* sp., в меньшем количестве присутствует пыльца *Abies* sp., немногочисленна — *Tsuga* sp., единична — *Cedrus* sp., *Ephedra* sp. Пыльца семейства Taxodiaceae встречается единичными зернами. Повсеместно присутствует пыльца *Podocarpus* sp. Среди покрытосеменных доминирует пыльца семейства Betulaceae. Разнообразны как мелколиственные (*Betula* sp., *Alnaster* sp., *Salix* sp.), так и широколиственные породы (*Alnus* sp., *Corylus* sp., *Quercus* sp., *Carpinus* sp., *Ulmus* sp., *Tilia* sp., *Fagus* sp., *Juglans* sp.). В верхней части разреза обнаружены единичные зерна пыльцы *Platycaria* sp. Этот вид, характерный для эоцена, неоднократно отмечался в миоценовых отложениях Южно-Байкальской и Тункинской впадин [Белова, 1985]. Возможно, что данный вид в палинокомплексе не является *in situ*, а переотложен (занесен) из районов Северного Китая, где он сохранился до настоящего времени [Куприянова, 1965]. Пыльца трав в палинокомплексе занимает от 2.5 до 15 % и их состав довольно богат и разнообразен: Cyperaceae, Chenopodiaceae, Ranunculaceae, *Artemisia* sp. Споры (3—38 %) пред-

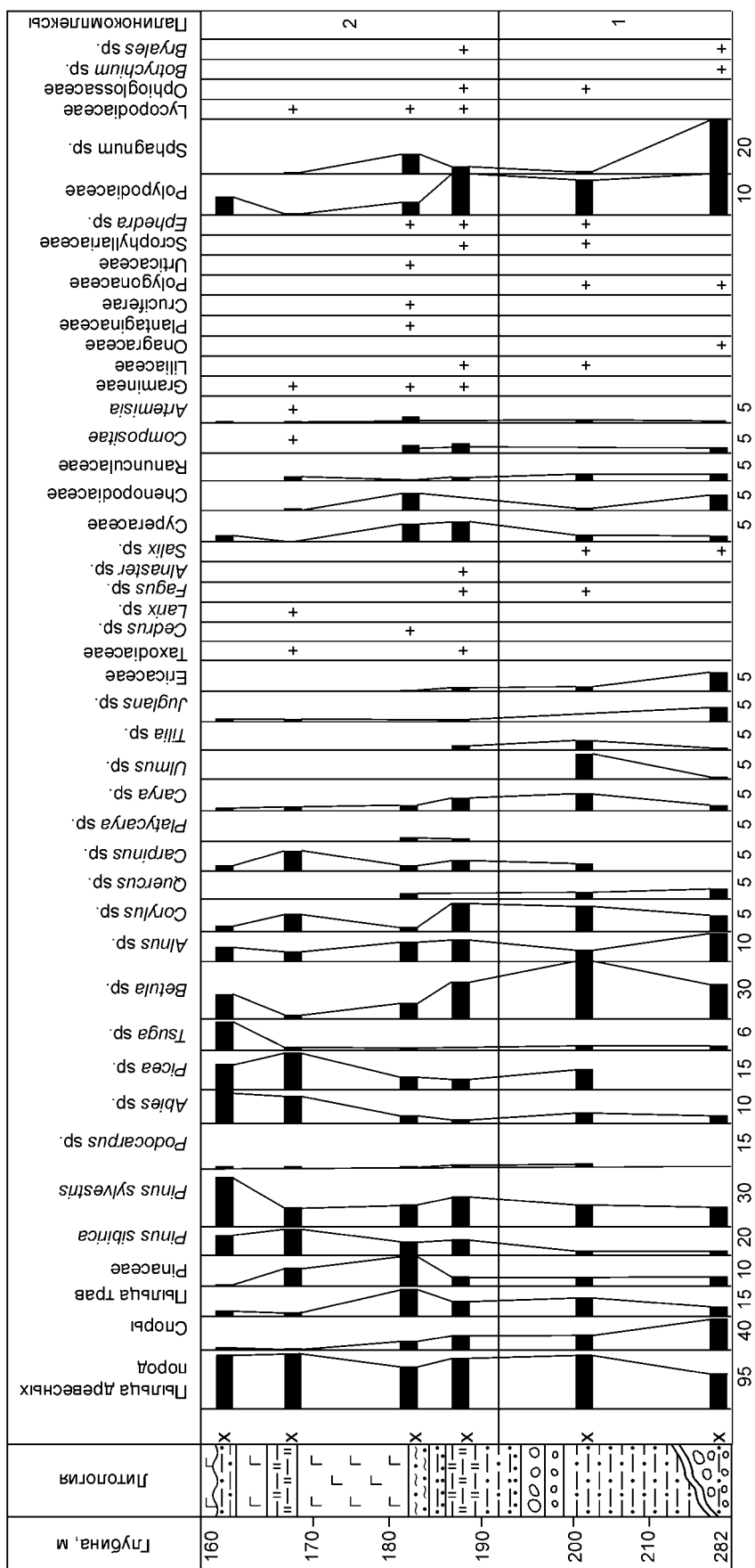


Рис. 5. Спорво-пыльцевая диаграмма отложений джилдинской свиты в разрезе скв. 82.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

ставлены в основном пыльцой *Polypodiaceae* (1—11 %) и *Sphagnum* (1—27 %). Пыльца *Lycopodium* и *Botrychium* встречена единичными зернами.

В разрезе исследованного интервала глубин скв. 82 наблюдаются изменения в составе спорово-пыльцевых спектров, особенно заметные среди древесно-кустарниковых пород (см. рис. 5). В нижней части разреза до глубины 189 м древесным принадлежит 57—75 % от общего количества пыльцы. Доминирует пыльца семейства *Betulaceae*. В палинокомплексе верхней части разреза значение древесно-кустарниковой группы заметно возрастает (73—95 %) и начинает преобладать пыльца семейства *Pinaceae*. Доля пыльцы умеренно теплолюбивых видов (*Juglans* sp., *Fagus* sp., *Quercus* sp., *Carpinus* sp. и др.) вновь снижается. Особенно заметно уменьшение количества пыльцы спор (с 10—38 до 3—13 %), главным образом *Polypodiaceae* и *Sphagnum* sp. Возрастает разнообразие и количество пыльцы травянистых растений, в частности ксеромезофитов: *Chenopodiaceae*, *Ephedra* sp., *Artemisia* sp., *Compositae*.

Разрез отложений джилиндинской свиты в окрестностях оз. Мухал хорошо сопоставим с разрезом опорной скв. 2, где в озерной пачке (глубина 80 м) В.М. Скобло определены остракоды *Eucypris gemella* Bod., *E. cf. kovalevsky* Schneid., *E. cf. numulis* Schneid., *Ilyocypris* sp., *Limnocythere* sp., характеризующие миоцен в целом. В этой скважине слои с остракодами и диатомеями охарактеризованы серией палиноспектров с выделением в верхней подсвите на глубине 23 м палинокомплекса, по И.В. Лузиной, верхнего миоцена [Лямина и др., 2005]. В нижней подсвите в интервале глубин 130—93 м определен палинокомплекс среднего миоцена, соответствующий климатическому оптимуму. Раннемиоценовых палинокомплексов в осадках скважин Джилиндинской впадины не установлено.

Приведенный палинокомплекс сопоставляется с ПК из озерно-аллювиальных отложений нижней части разреза мишихинской „фации“ танхойской свиты юго-восточного побережья оз. Байкал [Белова, 1985], отнесенной ко второй половине миоцена. Близкие комплексы получены из отложений халагайской свиты о. Ольхон, датированной ранее фауной позвоночных животных, малакофауной и палинокомплексом как средний миоцен—ранний плиоцен [Логачев и др., 1964; Попова, 1981]. Недавно в ее составе выделены тагайская свита (нижний—средний миоцен) и сасинская (верхний миоцен—нижний плиоцен) [Кайнозой... , 2001]. ПК из разреза скв. 82 сопоставим с палинокомплексом в отложениях сасинской свиты. Состав спорово-пыльцевых спектров из аналогичных сасинской свите отложений в Кочериковской впадине В.М. Климановой датируется верхним миоценом—нижним плиоценом [Кайнозой... , 2001]. Много общих форм в ПК из скв. 82 района оз. Мухал с позднемиоценовым палинокомплексом верхней части отложений баяндайской свиты во впадинах Предбайкальского прогиба [Логачев и др., 1964; Павлов и др., 1976].

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Осадочные отложения, соответствующие началу проявления тектонических движений на Витимском плоскогорье, относятся к олигоцену—миоцену [Логачев и др., 1974; Шерман и др., 1984]. В среднем—позднем миоцене на Амалатском плато тектонические движения приняли четкий дифференцированный характер, обусловив взаимосвязанные с ними процессы осадконакопления.

Средний миоцен характеризовался климатическим оптимумом. Климат в это время был мягким, влажным с равномерным в течение года количеством осадков (до 1000 мм/г) [Миоцен... , 1976]. В растительном покрове преобладали леса с термофильными широколиственными породами. К концу среднего миоцена в составе растительности происходило обеднение термофильных широколиственных видов, их в значительной мере заменили листопадные мелколиственные семейства *Betulaceae*. Меньшую площадь занимали темнохвойные формации семейства *Pinaceae* (см. рис. 5). К концу миоцена климат стал умеренно теплым и умеренно-влажным с признаками иссушения и коротким периодом снежного покрова. Заметное похолодание в позднем миоцене и последовавшая за ним аридизация способствовали почти полному выпадению из состава растительности элементов теплоумеренной тургайской флоры. Роль сохранившихся отдельных видов *Tilia* sp., *Quercus* sp., *Juglans* sp., *Carpinus* sp., была незначительна. Травяной покров стал более разнообразным, увеличилась площадь злаково-полюнных группировок. С исчезновением широколиственных лесов резко сократились площади *Polypodiaceae* и *Sphagnum* sp. Климат позднего миоцена еще больше приближался к умеренному, оставаясь теплее современного.

Важнейшим природным фактором, повлиявшим на ход седиментации, был вулканизм. В миоцене Хойготская палеодолина заполнялась базальтовыми потоками, изливавшимися из нескольких вулканических центров: Мухальского, Яоле, Сириниктинского и др. Базальты, залегающие в основании разреза Мухальского вулканического центра, датированы калий-аргоновым методом средним миоценом (13.7 ± ± 1.2 млн л.н.) [Рассказов, Батырмурзаев, 1985; Рассказов и др., 2000].

Подпрудное озеро в Джилиндинской впадине Хойготской палеодолины, возможно, образовалось во второй половине среднего миоцена и существовало в позднем миоцене. Калий-аргоновый возраст ба-

зальтов, подстилающих озерные отложения, составляет 12.1 ± 2 млн лет, а залегающих выше по разрезу — 9.5 ± 1 и 10.8 ± 0.8 млн лет [Рассказов, Батырмурзаев, 1985; Рассказов и др., 2000].

Озеро достигало значительных глубин, возможно первые сотни метров. Об этом свидетельствуют количественно преобладающие в составе диатомовой флоры планктонные виды. Осадконакопление нижней части разреза (интервал глубин 215—195 м скв. 82) проходило в обстановке умеренно теплого и умеренно влажного климата. В озере, имеющем значительную пелагиаль, в изобилии развивался диатомовый планктон, в прибрежной зоне обитали бентосные виды. Присутствие в составе диатомей тепловодной *Actinella brasiliensis* Grunow, обитающей ныне в водоемах Кореи, Бразилии и оз. Ханка, позволяет предположить, что температура воды в древнем озере была выше, чем в современных водоемах. В результате тектонических подвижек в период, соответствующий глубине около 195 м скв. 82, произошло углубление озера одновременно с понижением температуры воды, что отразилось на составе диатомей: резко снизилось количественное содержание некоторых видов и одновременно создались условия для развития *Aulacoseira baicalensis* (K. Meyer) Simon. (см. рис. 4). Для жизнедеятельности данного вида необходимы большой объем воды и ее низкая температура. В настоящее время этот вид характерен для планктона и осадков оз. Байкал. Максимум его развития наблюдается при температуре, близкой к 0°C ($1\text{—}3^\circ\text{C}$) и происходит еще подо льдом. Присутствие *Aulacoseira baicalensis* (K. Meyer) Simon. в осадках древнего озера — это свидетельство значительного его углубления и перехода в разряд ультраглубоководных. Палеозеро было горным и олиготрофным, о чем свидетельствует ограниченное число (2—3) доминирующих видов (см. рис. 4). Глубина его в это время достигала 400—500 м. После относительно короткого периода существования ультраглубоководного озера условия внешней среды, а затем и в водоеме вновь изменились, о чем свидетельствует исчезновение *Aulacoseira baicalensis* (K. Meyer) Simon. Основной причиной выпадения этого вида из состава диатомей была, по всей вероятности, вулканическая деятельность, повлиявшая на температурный и газовый режим водоема. Продолжавшееся похолодание и аридизация климата также могли повлечь за собой изменения в состоянии палеозера, но не имели, на наш взгляд, решающего значения в очень быстрой смене видового состава диатомовых водорослей.

ВНУТРИ- И МЕЖРЕГИОНАЛЬНЫЕ КОРРЕЛЯЦИИ

Анализ и обобщение биостратиграфических материалов с привлечением данных К-Аг датирования вулканических пород позволили сопоставить разрозненные толщи и пачки кайнозоя Витимского плоскогорья и объединить их в региональные горизонты [Рассказов и др., 2001; Лямина и др., 2005].

Доджилиндинские отложения с ПК олигоцена, характеризующие стратотип кулариктинской свиты в разрезе скв. 417 [Базаров и др., 1984], прослеживаются в других разрезах Хойготской и Амалатской палеодолин и более широко представлены на юге Еравнинской депрессии (см. рис. 2, врезка). Контакт с вышележащей джилиндинской свитой среднего—верхнего миоцена выражен резко с присутствием гидрослюдисто-монтмориллонитовой коры выветривания на палеогеновых отложениях. ПК кулариктинской свиты и одноименного горизонта может быть сопоставлен с ПК из низов средней части булусинской свиты Предбайкалья и с ПК олигоцена из верхней части разреза третьего „горизонта“ Усть-Селенгинской впадины [Белова, 1985]. Подобный ПК указан также для отложений нижней части разреза танхойской свиты [Кайнозой..., 2001] Южно-Байкальской впадины (см. рис. 2, врезка). Одновозрастный ПК установлен в миоценовых отложениях Хандинской впадины Предбайкальского прогиба в нижней—средней части баяндайской свиты.

Палинокомплекс первой половины среднего миоцена представлен кожевниковской палинофлорой нижней части разреза бещеульского горизонта Западной Сибири [Кайнозой..., 2002]. ПК второй половины среднего миоцена изучен в опорных разрезах стратотипической местности джилиндинской свиты (скв. 2, 82 и др.), а также в разрезах магистральных Аталагинской и Амалатской палеодолин Амалатского плато [Рассказов и др., 2000]. Этот ПК сопоставляется с палинокомплексом в отложениях второй половины среднего миоцена Предбайкальского прогиба и юго-восточного побережья оз. Байкал [Кайнозой..., 2001]. ПК второй половины среднего миоцена Байкальского региона соответствует палинофлоре верхней части бещеульского горизонта [Кайнозой..., 2002]. Палинокомплекс позднего миоцена (возможно, начала плиоцена) выделен из отложений верхнеджилиндинской подсвиты стратотипа (скв. 2, глубины 87—40 м) и в северо-восточной части Хойготской палеодолины (скв. 4616, интервал глубин 130—123 м), а также в разрезах Аталангинской и Амалатской палеодолин [Рассказов и др., 2000, 2001]. Подобный палинокомплекс изучен И.В. Лузиной (устное сообщение) в миоценовых отложениях Хандинской впадины в верхней части баяндайской свиты. Позднемиоценовый витимский ПК может быть сопоставлен с синхронной палинофлорой таволжанского горизонта Западной Сибири [Кайнозой..., 2002]. Незначительные отличия между этими палинофлорами объяснимы, по-видимому, различием палеогеографических условий осадконакопления: витимский ПК отражает растительность гор, тогда как западно-сибирские палинокомплексы характеризуют растительность равнины.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Развитие Джилиндинской впадины и ее горного обрамления уже в палеогене сопровождалось осадко-накоплением и проявлением вулканической деятельности. В начале миоцена наступила стадия динамического равновесия, а затем — короткого периода тектонического покоя, сопровождавшегося корообразованием гидрослюдисто-монтмориллонитового, реже каолинит-монтмориллонитового типа [Логачев и др., 1974]. Последовавший затем размыв палеогеновых образований во впадине мог происходить в конце раннего—начале среднего миоцена, о чем свидетельствует присутствие палинокомплекса олигоцена—раннего миоцена в разрезе скв. 2 (интервал глубин 200—190 м). Во второй половине среднего—позднем миоцене тектонические движения приняли более четкий дифференцированный характер, обусловив накопление озерно-пролювиально-аллювиальных отложений нижнеджилиндинской подсвиты и существенно озерных отложений с прослоями базальтов верхнеджилиндинской. Формирование диатомосодержащей пачки верхнеджилиндинской подсвиты происходило в довольно глубоких и значительных по размерам пресноводных водоемах. Проведенные исследования диатомей, спор и пыльцы с использованием многообразной геологической информации позволили воссоздать условия осадконакопления во второй половине среднего—позднем миоцене и наметить два периода в соответствии с изменяющимися условиями окружающей среды. Основными факторами, повлиявшими на состав растительного покрова и биоту в палеозере, были активизация тектонической и вулканической деятельности и последовательное ухудшение климата, начавшееся во второй половине миоцена. Результаты исследования показали взаимосвязь природных ситуаций в особенностях развития как водных (диатомей), так и наземных (споры и пыльца) комплексов растительных сообществ.

Данные радиоизотопных определений возраста базальтов в целом согласуются с выводами о средне-позднемиоценовом возрасте осадков, полученными по результатам изучения диатомей, спор и пыльцы. Базальтовые лавы из нижней части верхнеджилиндинской подсвиты, вскрытой скв. 82, охарактеризованы К-Аг датировками второй половины среднего миоцена (13.7 ± 1.2 и 12.1 ± 2.0 млн лет), а лавы, перемежающиеся с осадками озерной линзы и составляющие перекрывающий ее покров, — датировками первой половины позднего миоцена (10.8 ± 0.8 и 9.5 ± 1.0 млн лет) [Рассказов, Батырмурзаев, 1985; Рассказов и др., 2000].

Исследование проводилось при поддержке РФФИ (гранты 05-05-97254-р-байкал-а и 06-05-64688).

ЛИТЕРАТУРА

- Базаров Д.-Д.Б.** Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1986, 180 с.
- Базаров Д.-Д.Б., Савинова В.В., Рассказов С.В., Резанов И.Н., Будаев Р.Ц.** О стратиграфии и палинокомплексах раннекайнозойских отложений Витимского плоскогорья // Морфоструктура и стратиграфия кайнозойских отложений Прибайкалья. Улан-Удэ, 1984, с. 67—88.
- Белова В.А.** Растительность и климат позднего кайнозоя юга Восточной Сибири. Новосибирск, Наука, 1985, 158 с.
- Геологическая карта** юга Восточной Сибири и северной части МНР, М-6 1:1 500 000 / Ред. А.Л. Яншин. Л., Недра, 1980, 2 л.
- Диатомовые водоросли СССР.** Ископаемые и современные, Т. 1. Л., Наука, 1974, 403 с.
- Ендрихинский А.С.** Кайнозойские озерные отложения Витимского плоскогорья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, Вып. XII. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд-во, 1969, с. 73—86.
- Ендрихинский А.С., Черемисинова Е.А.** О нахождении миоценовых отложений на Витимском плоскогорье // Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 4, с. 885—888.
- Ендрихинский А.С., Осадчий С.С., Агафонов Б.П., Кульчицкий А.А., Рассказов С.В.** Геология и сейсмичность зоны БАМ. Кайнозойские отложения и геоморфология. Новосибирск, Наука, 1983, 170 с.
- Кайнозой Байкальской рифтовой впадины.** Строение и геологическая история / В.Д. Мац, Г.Ф. Уфимцев, М.М. Мандельбаум, А.М. Лакшин, А.В. Поспеев, М.Н. Шимараев, О.М. Хлыстов. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2001, 252 с.
- Кайнозой Западной Сибири.** Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири / В.С. Волкова, С.А. Архипов, А.Е. Бабушкин, И.А. Кулькова, С.А. Гуськов, А.Б. Кузьмина, Л.К. Левчук, И.В. Михайлова, С.С. Сухорукова. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2002, 246 с.
- Куприянова Л.А.** Палинология срезжкоцветных. М.; Л., Наука, 1965, 117 с.
- Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М.** Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М., Наука, 1964, 187 с.
- Логачев Н.А., Антощенко-Оленев И.В., Базаров Д.Б., Галкин В.И., Голдырев Г.С., Ендрихинский А.С., Золотарев А.Г., Сизиков А.М., Уфимцев Г.Ф.** Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М., Наука, 1974, 359 с.

Лупкина Е.Г., Хурсевич Г.К. *Lobodiscus* (Tsch.) Lupik. et Churs. — новый род класса Centrophyceae (Bacillariophyta) // Альгология, 1991, т. 1, № 3, с. 67—70.

Лучинин И.И., Пешков П.А., Дементьев П.К., Коченов А.В., Халдей А.Е., Халезов А.Б. Месторождения урана в палеодолинах Зауралья и Забайкалья // Разведка и охрана недр, 1992, № 5, с. 12—15.

Лямина Н.А., Титов В.Д. Новые данные по стратиграфии верхнего мела—неогена Витимского плоскогорья // Стратиграфическое и палеонтологическое обоснование легенд для геологического картирования в м-бе 1:50 000 в Восточной Сибири / Ред. П.М. Хренов. Иркутск, Изд-во Вост.-Сиб. Правда, 1987, с. 76—86.

Лямина Н.А., Рассказов С.В., Черняева Г.П., Лузина И.В. Новые данные по стратиграфии палеогеновых и неогеновых образований Северо-Западного Забайкалья // Материалы XI всероссийской конференции „Палинология: теория и практика“. М., ПИН РАН, 2005, с. 147—148.

Миоцен Мамонтовой горы (стратиграфия и ископаемая флора) Ю.П. Баранова, И.А. Ильинская, В.П. Никитин, Г.П. Пнева, А.Ф. Фрадкина, Н.Я. Шварцева (Ред. В.Н. Сакс). М., Наука, 1976, 284 с.

Моисеева А.И. Атлас неогеновых диатомовых водорослей Приморского края. Л., Недра, 1971, 151 с.

Моисеева А.И. Роль диатомовых водорослей в стратиграфии и палеогеографии неогена Восточной Сибири // Проблема возраста геологических образований Восточной Сибири (Итоги и дальнейшие направления исследований с целью подготовки к изданию „Геолкарты-50“): Тез. докл. Иркутск, 1984, с. 70—71.

Моисеева А.И. Расчленение континентальных отложений неогена Дальнего Востока по диатомеям // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1995, т. 3, № 5, с. 92—103.

Павлов С.Ф., Кашик С.А., Ломоносова Т.К., Мазиллов В.Н., Климанова В.М., Рыбаков В.Г. Кайнозойские коры выветривания и осадочные формации Западного Прибайкалья. М., Наука, 1976, 160 с.

Попова С.М. Кайнозойская континентальная малакофауна юга Сибири и сопредельных территорий. М., Наука, 1981, 188 с.

Попова С.М., Мац В.Д., Черняева Г.П., Шимараева М.К., Кульчицкий А.А., Воробьева Г.А., Климанова В.М., Кононов Е.Е., Кравчинский А.Я., Кулагина Н.В., Лазо Ф.И., Орлова Л.А., Паньчев В.А., Сизиков А.М., Шибанова И.В. Палеолимнологические реконструкции. Байкальская рифтовая зона. Новосибирск, Наука, 1989, 109 с.

Рассказов С.В., Батырмурзаев А.С. Кайнозойские базальты Витимского плоскогорья и определение их возраста // Геология и геофизика, 1985 (5), с. 20—28.

Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя. Новосибирск, Наука, 2000, 288 с.

Рассказов С.В., Логачев Н.А., Иванов А.В., Мишарина В.А., Черняева Г.П., Брандт И.С., Брандт С.Б., Скобло В.М., Лямина Н.А. Палинологический и диатомовый анализ осадков из позднекайнозойской долины Праамалата (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (5), с. 773—785.

Резанов И.Н., Савинова В.В., Черняева Г.П. К истории накопления миоценовой толщи Джилиндинской впадины // Всесоюзное совещание по истории озер (тез. докл.). Л., 1986, с. 86—87.

Скобло В.М., Филиппов А.Г., Лямина Н.А. Континентальный мезозой и кайнозой Забайкалья и Прибайкалья // Геология, полезные ископаемые и палеоэкология юга Восточной Сибири. Иркутск, ВостСибНИИГТИМС, 1994, с. 21—27.

Стратиграфия СССР. Неогеновая система, Полутом 2. / Под ред. М.В. Муратова, Л.А. Невеской. М., Недра, 1986, 443 с.

Черемисинова Е.А. Диатомовая флора неогеновых отложений Прибайкалья. Новосибирск, Наука, 1973, 83 с.

Черняева Г.П., Рассказов С.В. Корреляция диатомовых комплексов в миоценовых отложениях юга Восточной Сибири // Материалы XI всероссийской конференции „Палинология: теория и практика“. М., ПИН РАН, 2005, с. 272—273.

Черняева Г.П., Рассказов С.В., Лямина Н.А. Диатомовые комплексы в позднекайнозойских отложениях Витимского плоскогорья // Там же, с. 273—274.

Шерман С.И., Леви К.Г., Ружич В.В., Саньков В.А., Днепровский Ю.И., Рассказов С.В. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника. Новосибирск, Наука, 1984, 207 с.

Рекомендована к печати 10 мая 2006 г.
А.В. Каныгиным

Поступила в редакцию 11 мая 2005 г.,
после доработки — 25 января 2006 г.