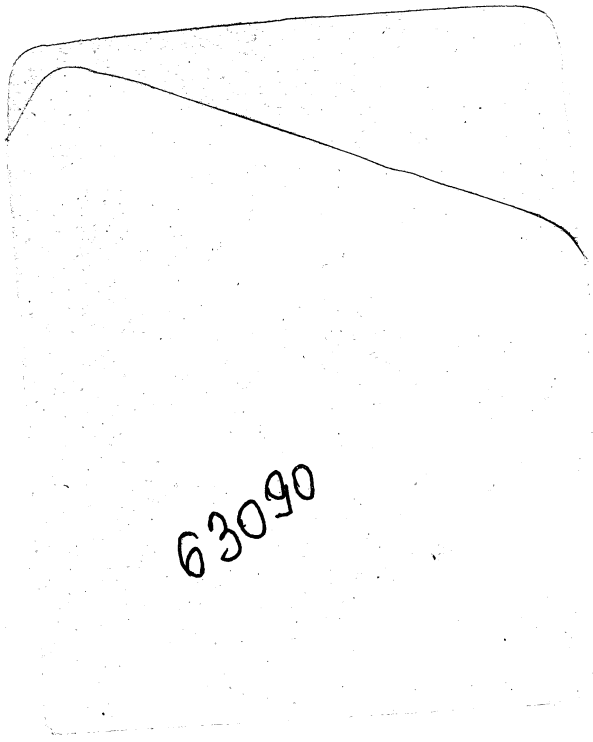
С. В. Рассказов, Н. А. Лямина, Г. П. Черняева

СТРАТИГРАФИЯ КАЙНОЗОЯ ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ


63090

1848

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
SIBERIAN BRANCH
INSTITUTE OF THE EARTH'S CRUST

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

S.V. Rasskazov, N.A. Lyamina, G.P. Chernyaeva

CENOZOIC STRATIGRAPHY OF THE VITIM PLATEAU

PHENOMENON OF LONG RIFTING IN THE SOUTH OF EAST SIBERIA

Scientific editors:
Academic Member, Prof. E.V. Sklyarov,
Dr. V.S. Zykin

NOVOSIBIRSK
ACADEMIC PUBLISHING HOUSE "GEO"
2007

С.В. Рассказов, Н.А. Лямина, Г.П. Черняева

СТРАТИГРАФИЯ КАЙНОЗОЯ ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

ФЕНОМЕН ДЛИТЕЛЬНОГО РИФТОГЕНЕЗА НА ЮГЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Научные редакторы:
член-корреспондент РАН, профессор Е.В. Скляров,
кандидат геолого-минералогических наук В.С. Зыкин

63090
Техническая библиотека
ГФУП "Бурятгеоцентр"

НОВОСИБИРСК
АКАДЕМИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО "ГЕО"
2007

УДК 551.77+551.211(571.5)
ББК 24.13
Р244

Авторы:
С.В. Рассказов, Н.А. Лямина, Г.П. Черняева, И.В. Лузина, А.Ф. Руднев, И.Н. Резанов
rassk@crust.irk.ru

Рассказов, С.В. Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: Феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири / С.В. Рассказов, Н.А. Лямина, Г.П. Черняева и др. ; Ин-т земной коры СО РАН. – Новосибирск : Академическое изд-во "Гео", 2007. – 193 с. – ISBN 978-5-9747-0099-6 (в пер.).

Обоснована стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья по результатам согласования данных о составе спор и пыльцы, диатомовых водорослей, растительных отпечатков, пресноводных остракод и малакофауны из осадочных отложений с данными K-Ar и $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования перемежающихся с осадками базальтовых лав. Последовательность осадочных и вулканических пород рассмотрена в составе мохейской свиты (пограничные слои мела и палеоцена), иренгинской свиты (палеоцен–эоцен), куларикинской свиты (олигоцен), джилиндинской свиты (средний–верхний миоцен), хойготской, кыджимитской толщ, чининской свиты (плиоцен) и береинской толщи (эоплейстоцен). Выделены стратиграфические ряды палинологических и диатомовых комплексов. Межрегиональные корреляции показывают согласованность длительного развития кайнозойского рифтогенеза и вулканизма на юге Восточной Сибири с процессами в зоне конвергенции литосферных плит Тихого океана и Евразии.

Книга может быть использована при разработке общей теории континентального рифтогенеза, а также при стратиграфических, палеоклиматических и геолого-поисковых исследованиях полифациальных кайнозойских толщ Прибайкалья, Забайкалья и смежных регионов, для составления серийных легенд и геологических карт нового поколения.

Rasskazov, S.V. Cenozoic stratigraphy of the Vitim Plateau: Phenomenon of long rifting in the south of East Siberia / S.V. Rasskazov, N.A. Lyamina, G.P. Chernyaeva et al. ; Institute of the Earth´s Crust SB RAS. – Novosibirsk : Academic Publishing House "Geo", 2007. – 193 p. – ISBN 978-5-9747-0099-6 (in cloth).

Cenozoic stratigraphy of the Vitim Plateau is substantiated based on data on spore and pollen, diatoms, vegetation prints, and freshwater ostracods and mollusk fauna from sediments consistent with the K-Ar and $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of basaltic lavas interbedded with the sediments. Sedimentary and volcanic rocks are defined in a sequence of formations: Mokhei (Cretaceous–Paleocene boundary layers), Irenga (Paleocene–Eocene), Kularikta (Oligocene), Dzhilinda (Middle–Late Miocene), and China (Pliocene), as well as strata: Khoigot, Kydzhimit (Pliocene), and Bereya (Eopleistocene). Stratigraphic series of palinological and diatomic complexes are described. Interregional correlations demonstrate the long evolution of Cenozoic rifting and volcanism in the south of East Siberia consistent with processes in the convergence zone between lithospheric plates of the Pacific and Eurasia.

The book may be used for theoretical studies of continental rifting as well as for stratigraphic, paleoclimatic, and geological-prospecting investigations of polyfacies Cenozoic strata in the Baikal region, Transbaikalia, and adjacent areas for compilation of serial legends and geological maps of a new generation.

Рецензенты:
д-р геол.-мин. наук *Г.Я. Абрамович,*
д-р геол.-мин. наук, профессор *С.Б. Брандт,*
д-р геол.-мин. наук *С.А. Кашик*

РФФИ

Издание осуществлено при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 07-05-07062

© Коллектив авторов, 2007
© ИЗК СО РАН, 2007
© Оформление. Академическое изд-во "Гео", 2007

ISBN 978-5-9747-0099-6

ПРЕДИСЛОВИЕ

На юность планеты полезно взглянуть
Порой поэтическим взглядом…
В.М. Скобло. В поисках руд и созвучий...
Иркутск: ГеоИГУ, 2000

Мезозойская геодинамика отличалась от кайнозойской, что выразилось в развитии магматизма. Так, кимберлитовый магматизм был характерен для мезозоя и продолжался до среднего эоцена (48–45 млн лет назад), сменившись импульсами магматизма, сопровождавшего заложение и формирование внутриконтинентальных рифтовых систем [Рассказов и др., 2005]. В среднем эоцене заложились рифтовые впадины Восточной Африки [Rogers et al., 2000; Рассказов и др., 2003] и Европы (Рейнский грабен) [Laubscher, 2004]. На территории Азии приблизительно в это же время началось прогибание впадин Циркум-Ордосской рифтовой системы в Центральном Китае [Минцу, 1996; Xu et al., 1996], а рифтогенез юга Восточной Сибири начался гораздо раньше – в позднем мелу–палеоцене. Древнейшей считается Южно-Байкальская впадина. Предполагается, что от нее рифтогенез распространялся на северо-восток и юго-запад, сопровождаясь развитием вулканизма [Логачев и др., 1996; Логачев, 2001; Рассказов и др., 2003]. Судя по пространственно-временному распределению осадочных отложений и вулканических пород, Южно-Байкальская впадина была сначала частью ранне-среднекайнозойской Тунка-Еравнинской рифтовой зоны, а затем – позднекайнозойской Байкальской* [Rasskazov, 1994; Рассказов, 1996].

Восточнее впадины оз. Байкал располагается Витимское плоскогорье. Его тектоническая и магматическая активность запечатлена накоплением мезозойских и кайнозойских осадочных и вулканогенно-осадочных толщ. Исследование их распределения во времени делает территорию привлекательной с точки зрения воссоздания единой последовательности тектонических и магматических событий и их корреляций с событиями на территориях других регионов Центральной и Восточной Азии для решения вопроса о причинах более ранних процессов рифтогенеза на юге Восточной Сибири, чем в других классических внутриконтинентальных рифтах. Распространение озерных отложений на Витимском плоскогорье и близость оз. Байкал ставят проблему поиска седиментационных и палеонтологических доказательств вероятного пространственного объединения палеобассейнов территорий Байкала и Витимского плоскогорья в течение кайнозоя.

Вслед за многими предшественниками [Логачев, 1974; Базаров, 1986; Мац и др., 1988] мы принимаем геоморфологическое районирование территории региона, обоснованное Н.А. Флоренсовым и В.Н. Олюниным [1965] (рис. 0.1). Забайкалье и Северо-Восточная Монголия разделяются на геоморфологические области: 1) Саяно-Байкало-Становое нагорье, 2) Забайкальское среднегорье с подобластями среднегорья Северной Монголии, Селенгинского среднегорья, Витимского плоскогорья, среднегорья Восточного Забайкалья и равнины Северо-Восточной Монголии, 3) Хэнтэй-Даурское нагорье.

Кайнозойские осадочные отложения Витимского плоскогорья находятся в пределах Селенгино-Витимского прогиба, контуры которого совпадают с областью активных мезозойских тектонических процессов [Флоренсов, 1948; Замараев, Самсонов, 1959; Замараев и др., 1976]. Мезозойский тектоногенез сопровождался мощным мантийным и коровым магматизмом. В позднем мезозое он сменялся тектоническими процессами, повлекшими за собой образование Байкальской системы

---

* В Байкальскую рифтовую зону объединяются осевые поднятия и впадины [Логачев, 1977], а в Байкальскую рифтовую систему – "…область тектономагматической активизации южного складчатого обрамления Сибирского кратона, включающая зону осевых поднятий и впадин (рифтовую зону) и прилежащую территорию развития позднекайнозойского (послеолигоценового) вулканизма" [Рассказов, 1993, с. 22].

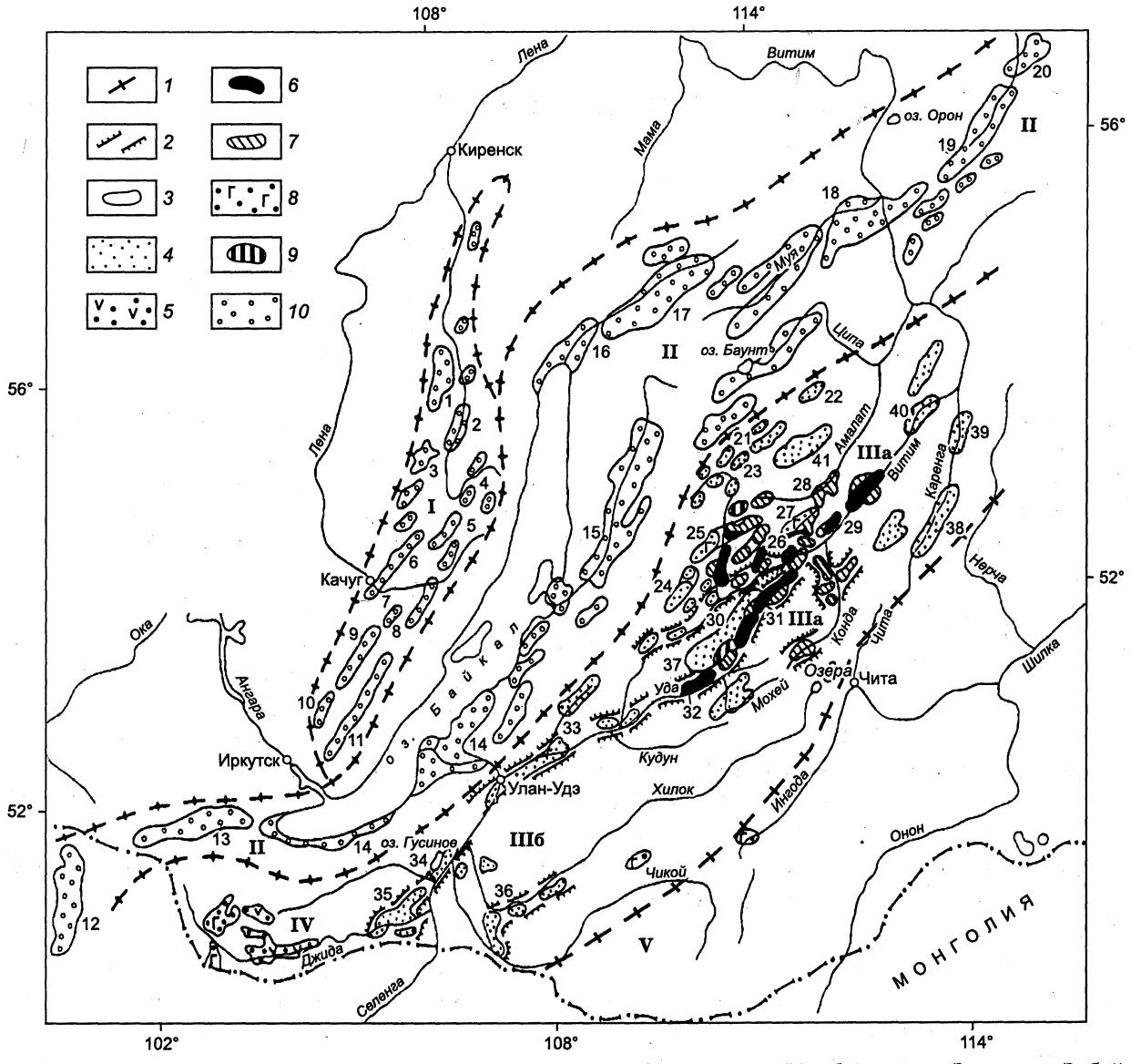


Рис. 0.1. Обзорная схема распространения кайнозойских образований в Прибайкалье и Западном Забайкалье:

1 – границы стратиграфических районов; *2* – фрагменты раннекайнозойских палеодолин; *3* – границы неоген-раннечетвертичных аккумулятивных равнин; *4*, *5* – *верхний плиоцен–эоплейстоцен: 4* – нижняя часть кривоярской толщи, верхняя часть чининской и тологойской свит, *5* – ахаликская свита; *6*, *7* – *нижний–верхний плиоцен: 6* – нижняя часть чининскои свиты, кыджимитская толща, *7* – хойготская толща; *8* – *средний–верхний миоцен*: джилиндинская свита и ее аналоги; *9* – *олигоцен–нижний миоцен?*: куларикгинская свита, сосновоозерская толща; *палеоцен–эоцен:* иренгинская свита; *10* – *нерасчлененные кайнозойские отложения* ($P–N_2$) колсахайская, харанурская, каменская, булусинская, баяндайская, байшинская, танхойская, шанхаихинская, аносовская и другие свиты. I–IV – **геоморфологические области:** I – Предбайкальский прогиб, II – Байкальская рифтовая зона, III – Селенгино-Витимский прогиб (IIIа – Витимское плоскогорье, IIIб – Селенгинское среднегорье), IV – Джидинская горная страна; V – Хэнтэй-Даурское нагорье. 1–24 – *кайнозойские впадины* (в прогибе III, частично унаследованные от позднемезозойских впадин) в Предбайкальском прогибе: 1 – Хандинская, 2 – Карамская, 3 – Эконорская, 4 – Дайкарская и Тонгодинская, 5 – Тулонская, 6 – Ангинская, 7 – Тарельская, 8 – Корсаковская, 9 – Кырминская, 10 – Хара-Нурская, 11 – Усть-Орда-Хоготская; в Байкальской рифтовой зоне: 12 – Хубсугульская, 13 – Тункинская, 14 – Байкальская, 15 – Баргузинская, 16 – Кичерская, 17 – Верхнеангарская, 18 – Муйская, 19 – Чарская, 20 – Токкинская; в Селенгино-Витимском прогибе: 21 – Алакарская, 22 – Талойская, 23 – Нижне- и Верхнечининская; 24–29 – *неоген-раннечетвертичные эрозионные палеодолины в домезозойском фундаменте:* 24 – Кыджимитская, 25 – Джилиндинская (на Витиме), 26 – Аталангинская, 27 – Джилиндинская (на Амалате), 28 – Монгойская, 29 – Ингурская; 30–36 – *синхронные палеодолины преимущественно в пределах позднемезозойских впадин:* 30 – Заза-Бутуйской, 31 – Холой-Романовской, 32 – Верхнеудинской, 33 – Иволгино-Удинской, 34 – Гусиноозерской, 35 – Боргойской и Усть-Джидинской, 36 – Хилок-Чикойской; 37–41 – *равнины, созданные озерной и речной аккумуляцией в пределах позднемезозойских впадин:* 37 – Еравнинской, 38 – Верхнекаренгской, 39 – Каренгской, 40 – Солонцовской, 41 – Малоамалатской.

поднятий и впадин. Переходный этап общего денудационного срезания мезозойских орогенных структур на территории Западного Забайкалья в позднем мелу выражен длительным перерывом в распространении лав и осадков второй половины апта–альба – кампана–маастрихта. В этом интервале проблематично помещаются только отложения байгульской свиты Оловской депрессии. Предшествующие перерыву отложения представлены верхней частью разреза стратотипической местности гусиноозерской серии. Активизация тектонических процессов в позднем мелу обозначена отложениями мохейской свиты [Скобло и др., 2001]. Последняя начинает разрез осадков конца мела и кайнозоя, поэтому рассматривается в настоящей монографии в составе переходных слоев мела и палеогена. Поскольку одновозрастные ей отложения располагаются по краям Саяно-Байкальского нагорья (на окраине Сибирской платформы и на Витимском плоскогорье), вероятна связь переходного этапа денудации с последующим кайнозойским рифтогенезом [Логачев и др., 1964; Логачев, 1974].

Для кайнозоя Западного Забайкалья до сих пор имелись лишь рабочие варианты стратиграфических схем. Анализ изданных вариантов схем Средней Сибири [Решения..., 1981] выявил их частичное несоответствие современным требованиям Стратиграфического кодекса [1992; Дополнения..., 2001]. Необходимость обоснования стратиграфической последовательности стратонов появилась в связи с созданием серийных легенд к геологическим картам нового поколения на новых биостратиграфических данных с применением радиоизотопного датирования. В монографии охарактеризованы стратиграфические подразделения от пограничных слоев верхнего мела–палеогена до плиоцена–плейстоцена.

Верхнемезозойские и кайнозойские осадочные и вулканогенно-осадочные толщи Западного Забайкалья изучались авторами более 25 лет с участием в исследованиях в разные годы В.Д. Титова, Т.Б. Виттенберг и др. Использовался материал бурения (более 5 тыс. скважин), выполненного при государственном геологическом картировании ПГО "Бурятгеология" и поисках месторождений урана ПГО "Сосновгеология". Определения ископаемых остракод проводились В.М. Скобло, диатомовой флоры – Г.П. Черняевой, спор и пыльцы – И.В. Лузиной, растительных отпечатков – В.А. Красиловым. Обобщены данные 600 анализов спор и пыльцы и 200 анализов диатомовой флоры. В Центральной химической лаборатории ПГО "Иркутскгеология" выполнен минералогический анализ 260 проб песков. Использованы также многочисленные литологические анализы, выполненные в ПГО "Бурятгеология". При определении возраста осадочно-вулканогенных толщ использовались радиоизотопные датировки базальтовых лав.

Важные результаты получены благодаря личной многолетней заинтересованности в работах по кайнозою Западного Забайкалья Н.А. Логачева. Продвижению исследований способствовали контакты авторов со специалистами ПГО "Сосновгеология" И.Р. Коробенко, А.П. Бочаровым, Г.И. Донских, С.И Макаровым, П.А. Пешковым, А.Г. Томиловым, М.А. Морозовым, В.П. Грязновым, С.П. Вылковым, Е.А. Митрофановым и многими другими. Ценные консультации по вопросам стратиграфии кайнозойских образований юга Восточной Сибири получены от научных сотрудников ВостСибНИИГГиМСа – Э.И. Чечеля, В.Л. Колесникова, А.Г. Филиппова. В оформлении материалов принимали участие Н.И. Степанова (компьютерный набор, оформление графики), О.А. Боброва, Н.К. Новопашина (оформление рисунков) и А.В. Ефимушкин (сканирование рисунков). Авторы выражают благодарность всем специалистам, оказавшим помощь в подготовке монографии.

Общая работа над книгой с согласованием всех материалов проводилась С.В. Рассказовым и Н.А. Ляминой. Тексты по палеонтологическим дисциплинам подготовлены с участием специалистов по диатомовой флоре (Г.П. Черняева, гл. 1, разд. 1.5; гл. 4, разд. 4.4, 4.6) и палинофлоре (И.В. Лузина, гл. 1, разд. 1.4; гл. 4, разд. 4.3); И.Н. Резанов и А.Ф. Руднев внесли важный вклад на этапе сбора фактического материала. В тексте по ракообразным и малакофауне (гл. 1, разд. 1.6; гл. 4, разд. 4.1) использованы данные В.М. Скобло.

Работа над схемой стратиграфии была инициирована программой "Стратиграфия и палеонтология России" (1991 г.), а завершена при финансировании Интеграционного проекта СО РАН № 7.10.3/2006 и проекта РФФИ № 05-05-97254-р-байкал-а.

Глава 1
ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ

У нас у всех – замах на гениальность.
М. Львов. В поисках руд и созвучий...
Иркутск: ГеоИГУ, 2000

1.1. Базовые стратиграфические работы

Фрагментарные сведения о посленеокомских толщах Витимского плоскогорья содержатся в работах И.А. Лопатина [1895], А.П. Герасимова [1905], П.И. Преображенского [1913], В.К. Котульского [1915] и А.К. Мейстера [1915]. Большой фактический материал по неогену получен в 1950–1960-х годах при проведении геолого-съемочных и поисково-разведочных работ А.Н. Булгатовым, В.Н. Гусевым, П.В. Осокиным и др. В монографии Н.А. Флоренсова [1960] приведена краткая характеристика неогена Витимского плоскогорья с использованием данных С.Г. Мирчинк, А.Н. Григорьевой и С.Д. Шера. В бассейне верховьев р. Витим охарактеризован плиоценовый аллювий, сопоставленный по возрасту с грубообломочными отложениями байкальских впадин, а также с озерно-болотными мелкозернистыми, тонкослоистыми осадками Верхнечининской и других впадин. Не исключалась возможность возрастного соответствия озерно-болотного комплекса нижней миоценовой угленосной толще байкальских впадин. Главное поле распространения кайнозойских базальтов (плато Мейстера, синонимы: Витимское, Амалатское плато) датировалось, предположительно, концом плиоцена–плейстоценом.

В чининскую свиту выделена верхненеогеновая "озерная толща", изученная П.В. Осокиным в конце 1960-х годов на площади Чина-Амалатского междуречья [Осокин, Балханов, 1962]. По материалам геологических съемок разных лет М.А. Гладышева, В.С. Аносова, А.Н. Булгатова, В.В. Балханова, В.Н. Гусева, Н.А. Фишева, М.Ф. Шелковникова, а также работ С.Г. Мирчинк [1960, 1961] и других исследователей была установлена подобная чининской плиоценовая красно-сероцветная полифациальная толща коллювиально-пролювиальных и озерно-аллювиальных осадков во впадинах севера Витимского плоскогорья – Чининской, Алакарской, Талойской, Баунтовской и др. Рассматривая чининскую свиту как верхнеплиоцен-среднеэоплейстоценовое стратиграфическое подразделение, А.С. Ендрихинский [1974] охарактеризовал ее пачки: нижнюю, красноцветную (аллювиально-пролювиальные золотоносные отложения северо-западных и центральных районов, делювиально-пролювиальные красноцветы южных районов плоскогорья) и верхнюю, сероцветную (золотоносные россыпи в бассейнах рек Чина и Витимкан, "сивоконский горизонт"). Отложения этой свиты рассматривались в качестве "провинциальной" разновидности красноцветов, синхронных кыджимитской толще юга Витимского плоскогорья, распространенных севернее 54-й параллели (впадины Чининская, Талойская, Баунтовская и др.) [Базаров и др., 1976а, 1984].

Мохейская свита выделена В.Г. Беличенко с соавт. [1962] с использованием материалов поисковых работ И.И. Сысоева и других исследователей (1960 г.) в бассейне верхнего течения р. Уда. Н.А. Логачевым [1974] отложения района Удино-Витимского междуречья, залегающие с угловым несогласием на гусиноозерской серии неокома, также отнесены к мохейской свите, которая, как предполагалось, отражала своеобразный, "посленижнемеловой" этап в развитии некоторых забайкальских впадин. Его содержание определялось возобновлением дифференцированных движений с накоплением предгорных и озерно-речных отложений. В.М. Скобло и Ю.П. Козловым [1969] собраны

многочисленные остатки позднемеловой фауны в верхней части мохейской свиты в Исингинской котловине Еравнинской депрессии. Эти образования с ископаемой фауной выделены Ю.П. Козловым в особую харгинскую свиту, в отличие от мохейской свиты, отнесенной к палеогену в районе ее стратотипа (в долине одноименной реки). Позднее установлено стратиграфическое и литогенетическое единство образований мохейской свиты во впадинах юга Витимского плоскогорья – Еравнинской, Нижне- и Верхнемохейской [Скобло и др., 1980; Скобло, 1983]. Своевременный вклад в изучение мел-палеогеновых образований Забайкалья внес Г.А. Дмитриев [1961].

Джилиндинская свита, охватывающая полифациальную аллювиально-озерную толщу Джилиндинской и Баунтовской впадин, выделена в бассейне р. Джилинда (Витимская) [Ендрихинский, 1967, 1968, 1969]. В опорном разрезе (рис. 1.1) найдены диатомеи, послужившие основанием для сопоставления джилиндинской свиты с миоценовой угленосной свитой Прибайкалья. Озерные и озерно-болотные фации мохейской свиты и верхней части джилиндинской свиты рассматривались как "озерные ярусы", хотя для повсеместного объективного разделения "ярусов" не имелось достаточных фактических оснований. В монографии "Нагорья Прибайкалья и Забайкалья" [1974] к мохейской свите по-прежнему относилась нижняя часть джилиндинской свиты в Холойской впадине. Слои же с позднемеловой фауной искусственно отделялись от мохейской свиты, неверно датируемой палеогеном (эоценом). Стратиграфический диапазон джилиндинской свиты принимался в рамках олигоцена–миоцена. В эту свиту вошли, предположительно, олигоценовые отложения, распространенные в долинах рек Муясын и Тага, а также в Джилиндинской и Еравнинской впадинах. Неогеновые отложения стратотипа джилиндинской свиты по р. Джилинда (Витимская) относились ко второй половине седиментационного цикла, который, как предполагалось, начался еще в олигоцене. Для обоснования этой точки зрения был приведен спорово-пыльцевой спектр К.А. Шахварстовой [1948], принципиально не отличавшийся от некоторых неогеновых спектров.

Литологическая и палеофлористическая характеристика джилиндинского стратотипа дана также в статье А.С. Едрихинского и Е.А. Черемисиновой [1970]. Предполагалось, что поверхность лавового плато Мейстера испытала химическое выветривание и перекрыта аллювиально-пролювиальными отложениями с палинокомплексом эоплейстоцена (определения В.М. Климановой и Т.З. Заорской). Базальты помещались стратиграфически выше озерной толщи, сложенной глинами и быстро сменяющимися вниз по разрезу аргиллитами. В последних чередовались пары (варвы) светлых и темных слойков с включениями вивианита, замещающего углефицированные остатки. Ниже про-

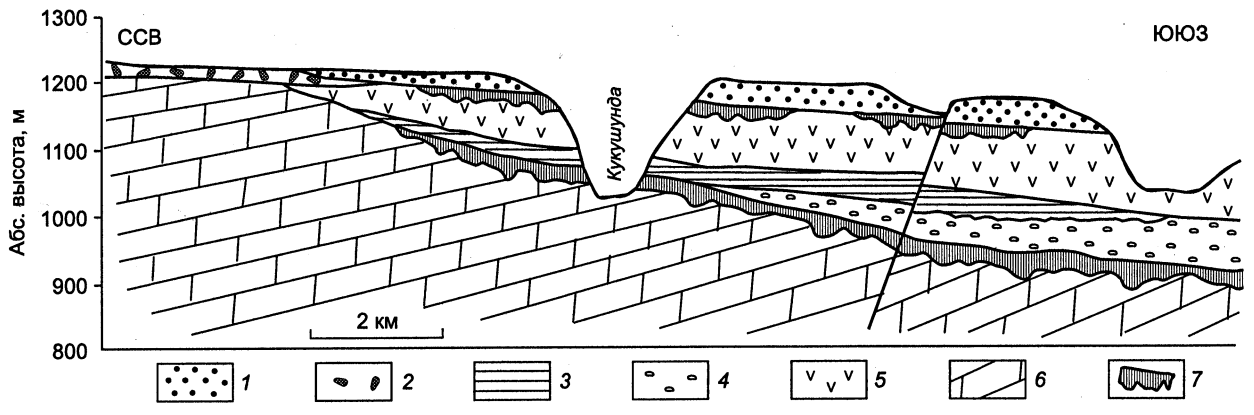


Рис. 1.1. Разрез голостратотипа джилиндинской свиты в одноименной впадине, р. Джилинда (Витимская), по А.С. Ендрихинскому [1969] с изменениями:

1 – красноцветный гравий; *2* – валуны; *3* – миоценовые озерные отложения; *4* – галечники мохейской свиты; *5* – миоцен-плиоценовые базальты; *6* – кембрийские метаморфические образования; *7* – кора выветривания.

слеживались углистые образования с обломками древесного камбия, веток, корней, травянистых стеблей и листьев, встречались прослои алевропелитов. Ближе к подошве идентифицировался "пестрый" горизонт – диатомиты, алевролиты, пески, постепенно приобретающие белесую окраску за счет каолинита. У подошвы толщи, над каолиновой корой выветривания, выявлялись погребенные почвы, прикрытые древесными остатками, плитами ортштейнов и ортзандов.

В.П. Приходько [1970] предложил выделить неогеновые образования Еравнинской впадины в составе ширингской свиты, названной по одноименному месторождению огнеупорных и тугоплавких каолиновых глин. Судя по приведенному спорово-пыльцевому комплексу из района стратотипа (1–3 км юго-восточнее пос. Ширинга), эти отложения могут сопоставляться с верхней частью джилиндинской свиты.

Итоги многолетних литолого-стратиграфических исследований ПГО "Бурятгеология" на юге Витимского плоскогорья подведены Л.В. Дехтяревой с соавт. [1970] с выделением двух крупных континентальных комплексов: верхнемел-палеоценового и миоценового. Первый объединил отложения еравнинской свиты с позднемеловой фауной и, предположительно, нижнюю часть мохейской свиты, а второй – верхнюю часть мохейской свиты и джилиндинскую свиту. В качестве "стратотипа речной фации" джилиндинской свиты было предложено считать обнажение песчано-гравийных осадков в левом борту долины р. Холой, а "стратотипа озерной фации" – разрез по правому борту долины р. Джилинда (Витимская), в 7 км выше устья. Дополнительная аргументация стратиграфической схемы приведена в более поздней работе Л.В. Дехтяревой [1972]. По палеонтологическим данным, возрастной интервал еравнинской свиты (здесь толщи) сужен до верхнего мела. Мохейская свита датирована эоценом–олигоценом и ограничена в распространении одноименной впадиной (палеодолиной). Джилиндинская свита датирована миоценом–нижним плиоценом. Выделена романовская свита верхнего плиоцена, коррелируемая с красноцветной формацией Иркутского амфитеатра, охристой свитой впадин байкальского типа, а также тологойской свитой Селенгинского среднегорья.

1.2. Уточнения схемы стратиграфии

Мохейская свита изучалась в 1977–1978 гг. Ю.М. Суматовым, В.А. Кусовым и др. при поисковых работах в одноименной впадине. В разрезе нижнемохейской подсвиты охарактеризованы красно- и зеленоцветные валунно-галечные конгломераты, сменявшиеся вверх по разрезу хлидолитами, а еще выше – разнозернистыми волнисто-косослойчатыми песчаниками. По мере продвижения от бортов к центральной части Мохейской впадины обнаружено возрастание количества песчаников и алевролитов, обозначивших периферические части конусов выноса. В разрезе перемежаются, быстро выклиниваясь, песчанистые глины, пески, гравийники, погребенные почвы. Верхняя подсвита представлена сероцветными хлидолитами, алевропесчаниками, погребенными почвами, илами, глинами. При геолого-поисковых работах в 1987 г. Э.П. Периновой и др. из состава верхней пачки мохейской свиты в районе Иренгинских озер (скв. 275–368) выделена иренгинская свита.

В материалах Второго межведомственного совещания по разработке унифицированных и корреляционных схем стратиграфии для Витимского плоскогорья дана сжатая характеристика миоцена и плиоцена и обозначены: а) джилиндинская свита (осадочные породы верхнего палеогена – нижнего плиоцена); б) базальты основного плато и в) чининская свита (средний плиоцен) [Базаров и др., 1976б]. Чининская свита была помещена над "базальтами основного плато" и характеризовалась песчано-алевритовыми буровато-красными глинами с включениями валунов, гальки, гравия, реже песчаниками, песчано-глинистыми алевритами с включениями вивианита и линзами диатомитов. Общая мощность свиты до 70 м. Среди образований, охарактеризованных в цитированной работе, с чининской свитой может быть сопоставлена "последжилиндинская" охристая пачка в долине р. Холой.

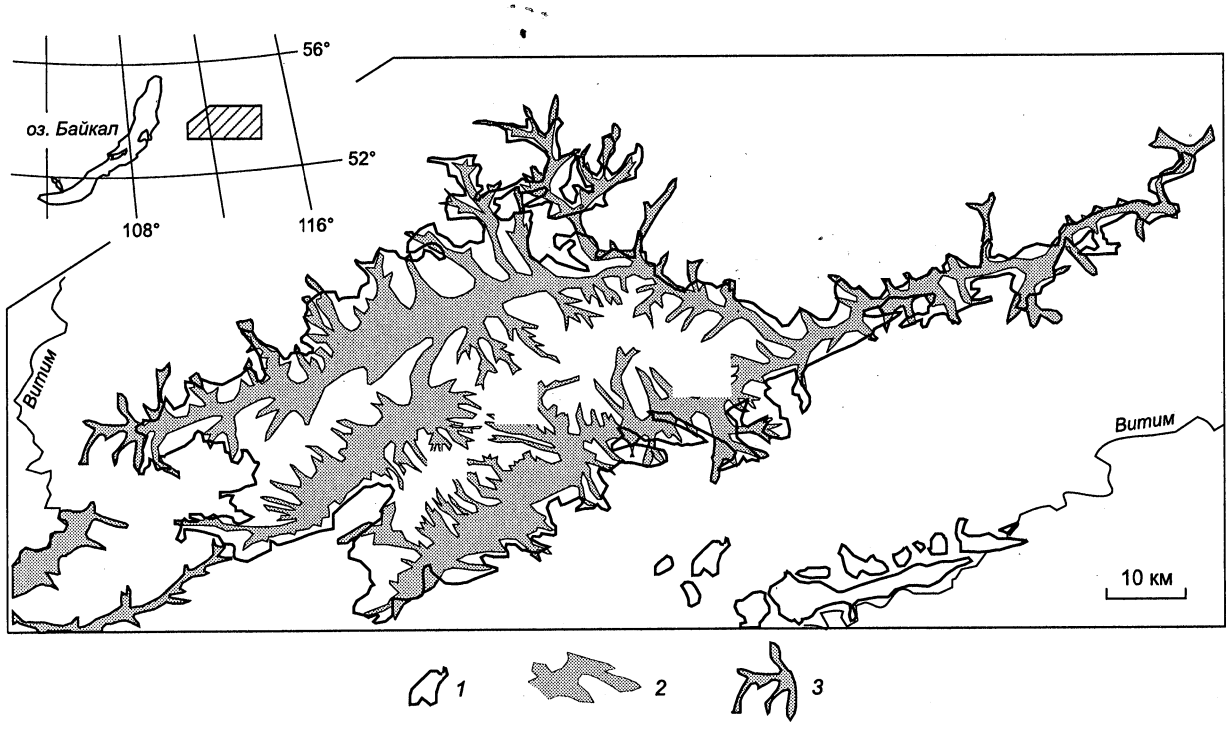


Рис. 1.2. Конфигурация палеодолин, погребенных под лавами Витимского вулканического поля, по данным П.А. Пешкова [Лучинин и др., 1992]:

1 – базальты; *2, 3* – палеодолины, погребенные базальтами (*2*) и непогребенные (*3*).

При обобщении накопленного фактического материала выявился принципиально нерешенный вопрос, касающийся объема, состава и возраста джилиндинской свиты. В 1982 г. свита изучена серией опорных разрезов скважин 82, 96 и 114 Багдаринской экспедиции, пройденных в наиболее прогнутой части Джилиндинской впадины, в районе оз. Мухал. В интерпретации разрезов на основе состава лав выделены две толщи: верхняя, существенно вулканогенная, мощностью 150–170 м с линзами терригенных пород от 3 до 20 м и нижняя, вулканогенно-осадочная, мощностью 90–110 м. Между толщами установлено стратиграфическое несогласие [Рассказов, Батырмурзаев, 1985]. В разрезе северо-западной части Витимского вулканического поля выделена олигоцен-нижнемиоценовая кулариктинская свита [Базаров и др., 1984; Базаров, 1986]. Подчеркивалось, что в структурно-фациальном отношении кулариктинская и джилиндинская свиты являются самостоятельными подразделениями, обособленными друг от друга в пространстве и времени.

При геолого-съемочных и специальных поисковых буровых работах ПГО "Сосновгеология" 1980–1990-х годов установлены контуры трех магистральных погребенных палеодолин, выполненных неогеновыми и четвертичными осадочными отложениями и лавами [Лучинин и др., 1992] (рис. 1.2): 1) Амалатской (Южной), Хойготской (Северной) и Аталангинской (Центральной). Первая прослежена на 120 км в северо-восточном направлении от устья р. Байсыхан, левого притока Витима, до оз. Хиагда и далее, по долинам рек Джилинда (Амалатская) и Большой Амалат до оз. Торма и речки Монгой, а вторая* – на 100 км вдоль долины р. Джилинда (Витимская) до долин рек Хойгот и Большой Амалат. Третья палеодолина расположена в центральной части Амалатского пла-

* Возможно, палеодолина начиналась от верховьев–среднего течения р. Кыджимит и следовала вдоль р. Муясын до Джилиндинской впадины.

то, между Байсыханским и Центральным поднятиями, прослеживаясь вдоль долины р. Алянга, от ее верховьев и далее на северо-восток по долине р. Аталанга (около 100 км). Миоценовые палеодолины выделены также вдоль южной части Еравнинской депрессии, по долине р. Холой от верховьев до устья, далее – по левому борту долины р. Витим в пределах меловых Ендондинской и Ингурской впадин (более 130 км).

Характеристика отложений в погребенных палеодолинах Амалатского плато дана И.Р. Коробенко и др. в 1989–1990 гг. Детальность разрезов по профилям скважин обусловила высокую достоверность при расшифровке сложного внутреннего строения неогеновых образований. Е.Е. Зеленским выделялись четыре типа джилиндинских разрезов, фациально сменяющих друг друга: 1) существенно вулканогенного (на водораздельных пространствах); 2) терригенного; 3) терригенного и вулканогенного во взаимном переслаивании (прибрежные части впадин и речных долин, речные долины); 4) терригенно-вулканогенного, в котором нижние части представлены осадочными породами, а верхние – базальтами (впадины, речные долины). Осадочно-вулканогенное заполнение палеодолин П.А. Пешковым и др. подразделялось на три пакета: 1) нижний, осадочный, сложенный слабосортированными глинисто-песчаными породами склонового смыва продуктов выветривания гранитов; 2) средний, вулканогенно-осадочный, состоящий из серых глин, опок, диатомитов с прослоями туфов, туффитов и базальтов; 3) верхний пакет, вулканический, сложенный лавами и пирокластическим материалом. Подразделение на пакеты выполнено по скважинам без применения биостратиграфических или изотопных методов исследований [Лучинин и др., 1992].

В обобщении Н.А. Ляминой [Мац и др., 1988] стратиграфическая схема Витимского плоскогорья Селенгино-Витимского кайнозойского прогиба включала: мохейскую свиту (K_2); перерыв с формированием каолинит-монтмориллонитовой коры выветривания; сосновоозерские слои (P_2^{2-3}) и куляриктинскую свиту ($P_2^2 - P_3^1$); джилиндинскую свиту в составе двух подсвит: нижней (N_1^{2-3}) и верхней ($N_1^3 - N_2^1$); перерыв с формированием красноцветной монтмориллонитовой коры выветривания; кыджимитскую толщу и чининскую свиту (N_2^2). Большой объем работ по систематизации органических остатков и биостратиграфии кайнозойских отложений Западного Забайкалья от палеогена до антропогена выполнен палеонтологами БурГИНа СО РАН [Ербаева, 1970, 1984, 1988; Иметхенов и др., 1976, 1989; Иметхенов, Савинова, 1987; Иметхенов, Калмыков, 1988; Калмыков, 1989, 1997; Ербаева и др., 1997; Erbajeva, 1998a, b; и др.].

1.3. Находки окремненных древесин

Изучение окремненных древесин из местонахождения в долине р. Холой имеет долгую историю, начавшуюся с дореволюционного периода. Первые находки древесин сделаны А.К. Мейстером [1915]. В монографии Г.Г. Мартинсона [1961] приведено определение третичных древесин *Cupressinoxylon alenticum* Eichw., выполненное Э.И. Эйхвальдом. По сообщению Г.Г. Мартинсона, те же древесины отнесены И.В. Палибиным и А.В. Ярмоленко в 1932 г. к новому виду *Xenoxylon meisteri* Palib. et Jarm. Песчано-гравийные слои со стволами окремнелой древесины в долине р. Холой А.С. Ендрихинским [1967] условно отнесены к "переходным горизонтам" нижней и верхней частей (подсвит) мохейской свиты.

В 1982 г. авторами выполнены сборы ископаемых древесин, содержащихся в белесых кварцевых русловых песках джилиндинской свиты в долинах рек Холой, Кыджимит и на междуречье Ендондина–Кумыхты. С позиции современной классификации все образцы отнесены И.А. Шишкиной (БИН РАН, Санкт-Петербург) к одному виду *Xenoxylon latiporosum* (Cramer) Gothan. Наиболее широко этот вид распространен в юре, но его полный хронологический диапазон очень широк, от верхнего триаса до нижнего мела. Возможность нижнетриасового возраста исключается. Для неогена древесины не характерны и явно переотложены. Вид, указанный И.В. Палибиным и А.В. Ярмоленко, следует рассматривать как синоним *X. latiporosum*. Ископаемые древесины этого вида известны

в мезозое Средней Азии (Бухара и др.). Образцы, найденные А.К. Мейстером [1915], находились вне разрушенных осадков среди гранитов. Факт интересен тем, что предполагает весьма широкое распространение неогеновых аллювиальных песков с переотложенными древесинами.

1.4. Стратиграфическое значение спор, пыльцы и макроостатков наземной флоры

Первым палинологическим анализом, проведенным К.А. Шахварстовой [1948] в отложениях бассейнах рек Муясын и Она, С.А. Наумовой был определен палеогеновый спорово-пыльцевой комплекс (переопределенный, однако, Ю.П. Козловым в 1969 г. как неогеновый). Фактически, С.А. Наумовой [Шахварстова, 1948] этот палинокомплекс характеризовался как "...возраст третичный, ближе к палеогеновому". Его современный анализ подтверждает возможность принадлежности подавляющего большинства миоспор и к неогену.

Древний спорово-пыльцевой спектр из осадков мохейской свиты Нижнемохейской впадины (первоначально определенный приблизительно) оказался очень сходным со спектром из осадков р. Муясын. Для новой свиты принят палеогеновый возраст [Беличенко и др., 1962]. В процессе исследований еравнинской или (то же самое) харгинской свит был обработан большой объем палинологических проб Г.И. Беловой, Э.А. Поставской, Е.В. Пуляевой (ПГО "Бурятгеология"), С.Н. Сябряй (Киевский университет), В.М. Климановой (ИЗК СО РАН). Первоначально палинологи указывали на позднемеловой и палеогеновый возраст этого стратиграфического подразделения. Затем был принят его позднемеловой (маастрихтский) возраст [Климанова, 1975].

Отложения, уверенно датированные эоценом по палинологическим данным, обнаружены в Еравнинской депрессии у юго-восточной оконечности оз. Бол. Еравное [Климанова и др., 1986]. Похожие по составу спорово-пыльцевые спектры, хотя и менее представительные, выделены из средне-верхнеэоценовых отложений каменской свиты Предбайкальского прогиба [Павлов и др., 1976], из среднеэоценовых образований Енисейского кряжа [Кулькова, Лаухин, 1975] и из верхних горизонтов кивдинской свиты Дальнего Востока [Братцева, 1969].

По материалу скважин в междуречье Джилинды (Витимской) и Большого Амалата выделена куляриктинская вулканогенно-осадочная свита [Базаров и др., 1984]. В ее песчаных отложениях, перемежающихся с базальтовыми лавами, В.В. Савиновой с консультациями В.М. Климановой определен палинологический комплекс, обнаруживший сходство с комплексом из верхнекаменской подсвиты Предбайкальского прогиба (поздний эоцен–ранний олигоцен). Палинокомплекс резко отличался от комплекса из джилиндинской свиты.

Важное значение для обоснования возраста джилиндинской свиты имели палинологические исследования материала скв. 2 Джилиндинской впадины. Характерные спорово-пыльцевые спектры сочетания хвойных и широколиственных растений при участии субтропических форм в общем указывали на миоценовый возраст свиты (определения В.М. Климановой, Э.А. Поставской). Слои с остракодами и диатомеями охарактеризованы серией палинологических спектров среднего–позднего миоцена (определения Г.М. Кабановой, Л.А. Анкудимовой). Наши исследования материала из скв. 2 показали присутствие в нижней части джилиндинской свиты, в интервале глубин 130–93 м, палинокомплекса второй половины среднего миоцена, соотнесенного с палинозоной Pinaceae–*Alnus*–Polypodiaceae [Кулькова, Волкова, 1997]. Выше по разрезу (интервал глубин 83–40 м) определен палинокомплекс позднего миоцена.

Из осадков, перемежающихся с датированными базальтовыми лавами, состав спорово-пыльцевых спектров определялся В.А. Мишариной. Факторный анализ данных выявил два этапа эволюции растительности Витимского плоскогорья: 1) этап постепенного изменения миоценовой флоры тургайского типа в обстановке теплого и влажного климата (временной интервал 14–9 млн лет назад) и 2) этап резкой деградации широколиственной тургайской флоры с заменой ее на бореальную

в связи с похолоданием и аридизацией климата в плиоцен-четвертичное время (<5 млн лет назад) [Rasskazov et al., 2000; Рассказов и др., 2001].

Комплекс остатков наземных растений, захороненных in situ в неогеновых образованиях джилиндинской свиты палеодолин Амалатского плато однозначно отнесен ко второй половине среднего миоцена [Красилов и др., 1977].

1.5. Стратиграфическое значение диатомовой флоры

В пачке диатомитов из Верхневитимской впадины выделены миоценовые пресноводно-озерные формы *Coscinodiscus miocenica* (*Actinocyclus krasske*), *Melosira praegranulata* (*Aulacoseira praegranulata*), а также мелкие *Melosira* (*Aulacoseira*), определения А.П. Жузе, 1966 г. В Тункинской впадине оба вида диатомей включены в состав средне-позднемиоценового комплекса танхойской свиты [Черемисинова, 1973]. Позднее исследования диатомей Забайкалья касались в основном неогена северо-западной части Витимского плоскогорья [Ендрихинский, Черемисинова, 1970; Моисеева, 1984; Черняева, 1984; Резанов и др., 1986; Черняева, Рассказов, 1999; Черняева и др., 2000, 2007].

В обширном (более 50 видов) комплексе диатомей из осадков джилиндинской свиты Е.А. Черемисиновой выделены вымершие миоценовые виды с абсолютным преобладанием *Alveolophora jouseana*, в меньшем количестве – *Pseudoaulacoseira moisseevae* и другие пресноводные виды – потомки древних форм *Actinocyclus miocenicus* Krasskei. Допускался возраст вмещающих их осадков на уровне нижнего и среднего миоцена [Ендрихинский, Черемисинова, 1970]. Обширный комплекс диатомей из отложений верхнеджилиндинской подсвиты в долине р. Булыхта был рассмотрен А.П. Жузе по материалам В.М. Скобло, Н.А. Ляминой и др. (1981 г.). По ее заключению, флора датировалась концом позднего миоцена. Позднее анализ диатомовой флоры и интерпретация данных по неогеновым отложениям Витимского плоскогорья выполнялись независимо А.И. Моисеевой (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) и Г.П. Черняевой (ИЗК СО РАН, Иркутск).

А.И. Моисеевой изучены образцы из разрезов скв. 2 (глубины 87–89 и 75 м) Джилиндинской впадины, скв. 4244 (глубина не обозначена) участка Намару Аталангинской магистральной палеодолины и скв. 515 (глубина 44 м) и 522 (глубина 36 м) участка Береинский в Амалатской палеодолине. По двум образцам из скв. 2 определен комплекс с высокой степенью обилия видов *Alveolophora jouseana* и *Aulacoseira baicalensis*. Комплекс сопоставлялся с диатомовым комплексом из отложений кизинской свиты юга Дальнего Востока, где впервые выявлен и охарактеризован вид *Alveolophora* (*Melosira*) *jouseana*. На основании детального изучения диатомей из отложений юга Дальнего Востока с применением данных по Прибайкалью, Забайкалью и Северо-Востоку Азии выделена биостратиграфическая зона с доминантным содержанием вида-индекса *Alveolophora jouseana*, который должен характеризовать конец нижнего–начало среднего миоцена [Моисеева, 1995]. Выполненные исследования диатомей в сочетании с палинологическими данными и K-Ar датировками лав Западного Забайкалья свидетельствуют, однако, что вид *Alveolophora jouseana* весьма распространен в среднем миоцене, а в отложениях конца среднего–начала позднего миоцена отмечен в меньшем количестве.

В характеристике миоценового комплекса диатомей джилиндинской свиты Г.П. Черняевой [1984] подчеркивалось преимущественное развитие грубопанцирных видов *Aulacoseira* и наличие многих вымерших видов. В разрезе скв. 82 Джилиндинской впадины указывался комплекс диатомей, в котором на отдельных глубинах породообразующее значение имел вид *Alveolophora jouseana*. Возраст определялся как средне-позднемиоценовый по результатам K-Ar датирования перемежавшихся с осадками вулканических пород [Резанов и др., 1986; Черняева и др., 2007].

Приводились также данные в основном о родовом составе диатомей, палинологии и времени существования древних озер (или единого озера) в Амалатской палеодолине [Черняева, Рассказов, 1999; Черняева и др., 2000; Rasskazov et al., 2000].

Комплекс диатомей из отложений в долинах рек Берея и Якша отнесен А.И. Моисеевой [1984] к плиоцену. С.В. Рассказовым с соавт. [2001] подчеркивалось существенное различие диатомовой флоры из более ранних миоценовых отложений западной части Витимского плоскогорья и более поздних плиоцен-четвертичных отложений его восточной части.

1.6. Стратиграфическое значение ископаемых остракод и моллюсков

Изучение этих фаун в единых разрезах позволило расчленить мощные вулканогенно-терригенные толщи на юге Витимского плоскогорья в Еравнинской депрессии и других мезокайнозойских структурах. Палеонтологическое датирование мохейской свиты поздним мелом в рамках кампана–маастрихта (в отличие от прежних палинологических данных о ее позднемел-палеогеновом или палеогеновом возрасте) позволило также установить время перерыва в осадконакоплении в этом регионе (верхний апт–альб, возможно, сеноман). Установлен преимущественно гидрослюдисто-монтмориллонитовый состав остаточной коры выветривания на нижнемеловых и более древних породах.

Выделенная биостратиграфическая комплексная зона Mongolocypris distributa (по остракодам с присутствием двустворчатых моллюсков Trigonioididae и характерных спорово-пыльцевых позднемеловых спектров) оказалась наиболее информативной при межрегиональных корреляциях на обширных территориях Средней Азии, Монголии, Китая [Колесников, 1980; Скобло и др., 1980; Мартинсон, 1982, 1990; Скобло, Лямина, 1990, 1997; Ota, 1963; Kobayashi, 1968; Martinson, 1984; Skoblo, Lyamina, 1990; и др.].

1.7. Стратиграфическое значение радиоизотопных датировок вулканических пород

Радиоизотопное датирование вулканических пород играет важную роль в уточнении возраста стратиграфических подразделений особенно в случае противоречивых заключений по различным биотическим комплексам. Вулканические породы Западного Забайкалья датировались в нескольких лабораториях. Современным требованиям к результатам геохронометрических исследований удовлетворяет только часть опубликованных данных.

Первые K-Ar датировки вулканических пород, согласующиеся с биостратиграфическими данными по осадкам, получены в лаборатории Института геотермии Дагестанского филиала Академии наук (Махачкала). Для лав западной части Витимского вулканического поля определен возрастной интервал от 14 до 9 млн лет, а для лав его восточной части – менее 4 млн лет [Рассказов, Батырмурзаев, 1985]. В опорной скв. 82 Джилиндинской впадины выявилось систематическое (по всему разрезу) удревнение на 2–3 млн лет датировок стекловатых высокощелочных базанитов и фонобазанитов (нередко содержащих глубинные включения) по сравнению с полнокристаллическими умеренно щелочными базальтами. Удревнение свидетельствовало о наличии в стекловатых породах избыточного аргона. Чтобы исключить его влияние на результаты K-Ar датирования, в последующем датировании лав из разных частей Витимского вулканического поля в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН (Иркутск) исследовался только полнокристаллический материал. Получен возрастной интервал основных лавовых извержений от 14,3 до 0,6 млн лет. Самые древние и самые молодые даты подтверждены результатами $^{40}Ar/^{39}Ar$ определений возраста [Рассказов и др., 2000б, 2001]. Опубликованы также результаты K-Ar датирования лав, выполненные в геохронологической лаборатории ОИГГМ СО РАН (Новосибирск) [Petrogenesis..., 1995; Ащепков и др., 2003]. Датировки в общем находятся в том же диапазоне, хотя отдельные цифры по лавам Витимского вулканического поля составляют 18 млн лет. Три K-Ar датировки, полученные в этом же диапазоне в лаборатории Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (Иркутск), приведены В.Г. Ивановым с соавт. [1995], к сожалению, без указания точного местоположения образцов.

Калий-аргоновое датирование вулканических пород палеогена и нижнего миоцена показало интервал от 56 до 21 млн лет [Иванов и др., 1995; Ащепков и др., 2003; Рассказов и др., 2003]. Эти данные используются в качестве ориентировочных в стратиграфических построениях и нуждаются в уточнении измерениями методом $^{40}Ar/^{39}Ar$.

Нельзя не отметить явно ошибочные геохронометрические данные по вулканическим породам Витимского вулканического поля, нередко использовавшиеся для обоснования возраста стратиграфических подразделений. Так, при геолого-съемочных и тематических работах 1970–1980-х годов. Е.Е. Зеленского, Э.П. Периновой и Н.П. Андреева получены K-Ar датировки в рамках всего кайнозоя. Радиогенный аргон измерялся в лаборатории ПГО "Бурятгеология" объемным методом. Эти определения являются примером существенного искажения возраста из-за несовершенства методики. Другой пример касается датирования молодых построек восточной части Витимского вулканического поля в Институте геологических наук АН АрмССР (Ереван) [Багдасарьян и др., 1981]. При сравнительных геохронометрических исследованиях в разных лабораториях, в том числе с применением метода $^{40}Ar/^{39}Ar$, выявлено систематическое завышение возраста этой лабораторией на 2–3 млн лет, особенно влияющее на стратиграфические интерпретации разрезов вулканических толщ последних 5 млн лет [Рассказов и др., 1996, 1997, 2000а]. Вызывают сомнения полученные в той же лаборатории даты лав Еравнинской депрессии: нефелинитов района селения Комсомольское [Багдасарьян и др., 1983] и базанитов из скважины в долине р. Поперечная (обр. 775/20) [Базаров, 1986]. Ошибочные датировки исключаются из рассмотрения.

* * *

Благодаря многолетним исследованиям производственных и научных организаций кайнозойские осадочные и вулканогенно-осадочные отложения Западного Забайкалья изучены с высокой степенью детальности. Группы ископаемых организмов имели неравноценную значимость для стратиграфических построений в разных интервалах кайнозоя. Для определения возраста пограничных слоев мела и палеогена – мохейской свиты – основное стратиграфическое значение имели ракообразные (остракоды) и моллюски. Растительные отпечатки, споры и пыльца использовались для расчленения осадочных отложений всего возрастного диапазона кайнозоя, а диатомовые водоросли – для расчленения осадков верхнего кайнозоя.

Использование разрезов по буровым линиям дало возможность хорошо обосновать схему стратиграфии комплексом литологических, палеонтологических и радиоизотопных данных. Такой подход позволяет разрешить имеющиеся противоречия и должен способствовать достижению согласованности между результатами стратиграфических построений специалистов разного профиля.

Глава 2

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Я на разрезы смотрю, не мигая…
Г. Завинская. В поисках руд и созвучий...
Иркутск: ГеоИГУ, 2000

При полевых работах проводилась литолого-фациальная документация керна скважин (погонная длина около 40 тыс. м), естественных береговых обнажений, горных выработок с послойным отбором проб на спорово-пыльцевой и диатомовый анализы, со сборами ископаемой фауны и растительных отпечатков, проб осадочных пород на литологический анализ, а также вулканических пород – на датирование в K-Ar-изотопной системе. Комплексность исследований позволила, наряду с созданием стратиграфической схемы, реконструировать палеоклиматическую и палеогеографическую обстановки формирования верхнемеловых, палеогеновых и неогеновых образований.

При литологических исследованиях проводились замеры по осям галек (мм): *a* – длина, *b* – ширина, *c* – толщина. Определялся класс окатанности (пятибалльная шкала А.В. Хабакова): 0 – остроугольные обломки (щебень); 1 – угловатые гальки с обтертыми ребрами; 2 – угловато-окатанные (субангулярные) гальки; 3 – гальки хорошо окатанные (сохранившие лишь следы первоначальной формы обломка); 4 – превосходно окатанные гальки.

Коэффициент окатанности (K_o) вычислялся по формуле

$$K_o = \frac{0n_0 + 1n_1 + 2n_2 + 3n_3 + 4n_4}{N} \cdot 25,$$

где n_0, n_1, n_2, n_3, n_4 – соответственно количество галек с окатанностью в 0, 1, 2, 3 и 4 балла, а N – общее количество галек [Саркисян, Климова, 1955].

Для оценки степени сортировки песчаных осадков использован коэффициент Траска

$$S = \sqrt{Q_1/Q_3},$$

где Q_1 и Q_3 – первый и третий квартили кумулятивной (нарастающей) кривой гранулометрического состава пород.

Конкретная информация о генезисе осадков получена с помощью генетической диаграммы *C–Md* Р. Пассеги. Положение точек на ней определяется выраженными в логарифмическом масштабе значениями 50 % квартиля *Md* (медианный размер зерен) и 1 % квантиля *C*, принимаемого за приблизительный максимальный размер зерен. По мнению С.И. Романовского [1988], ценность диаграммы Р. Пассеги определяется не только удачным выбором систематических характеристик *C* и *Md*, но и, прежде всего, гидродинамическим принципом, положенным в основу этой диаграммы.

Фиксируя по гранулометрическому составу пород специфику палеогеографических обстановок в разные эпохи осадконакопления, диаграмма Р. Пассеги может иметь и стратиграфическое значение. В монографии она используется для выявления различий между осадочными отложениями мохейской и джилиндинской свит.

Важным параметром интерпретации минералогического состава алевропсаммитов являются показатели степени зрелости пород – коэффициенты мономинеральности ($K_м$) и устойчивости ($K_у$). Как известно, $K_м$ – частное от деления количества устойчивых при выветривании компонентов на количество неустойчивых компонентов в легкой фракции пород. По тому же принципу определяет-

Техническая библиотека
ГФУП "Бурятгеоцентр"

ся $K_у$ по минеральному составу тяжелой фракции пород [Казаринов и др., 1969]. Величины $K_м$ и $K_у$ в значительной мере характеризуют процессы выветривания в области сноса, а не только длину путей миграции осадка или разнообразие локальных питающих провинций.

Коэффициент устойчивости для кайнозойских псаммитов определялся в трактовке Г.С. Момджи [1960], которым совместно с В.А. Блиновым принята формула

$$K_у = \lg \frac{У(100-П)}{10Н\frac{Н}{10}} = \lg У + \lg(100-П) - \frac{Н}{10}\lg Н - 1,$$

где У, П, Н – соответственно содержания устойчивых, промежуточных и неустойчивых минералов в терригенной части тяжелой фракции пород (У – корунд, циркон, турмалин, пироп, шпинель, рутил, дистен, анатаз, брукит, андалузит, силлиманит, монацит, гематит, мартит, ильменит и др.; П – альмандин, сфен, ставролит, апатит, коллофан, эпидот, цоизит; Н – магнетит, уваровит, амфиболы, пироксены, гроссуляр, хлорит, слюда, оливин, сфалерит, галенит).

Устойчивые минералы сохраняются в верхней, наиболее измененной каолинитовой зоне, а промежуточные – в нижних зонах коры химического выветривания. В последних неустойчивые минералы полностью разрушаются. По данным Г.С. Момджи, значения $K_у = +2$ и более соответствуют слоям, образовавшимся при размыве высоких, а в интервале (0 + 2) – низких зон корового профиля. Отрицательные значения $K_у$ показывают, что при накоплении осадков в области питания размывались породы, не затронутые химическим выветриванием.

В осадочных толщах нередко встречаются хлидолиты – породы с тремя и более компонентами (по размерности обломочного материала), в которых ни один не достигает 50 %. Это – термин свободного пользования, поскольку за ним не закреплены определенные числовые значения содержания компонентов. Хлидолиты характеризуются плохой механической сортировкой обломочного материала, неправильной формой зерен, резко угловатой, без следов окатанности. Размеры терригенного материала варьируют от 0,26 до 8 мм.

Стратиграфическое значение иногда имеет минеральный состав глинистой фракции алевропсаммитов, используемый в качестве дополнительных данных (в комплексе с геохимическими, палеоботаническими и другими характеристиками отложений) для восстановления палеоклиматов [Лямина, 1981, 1986б; Гольберт, 1987].

При характеристике мохейской свиты приведены результаты расчетов с использованием известных многомерных статистических методов [Родионов, 1968; Верховская и др., 1972]. Соответствующие процедуры и следующие из них геологические выводы детально рассмотрены в работах [Скобло, Лямина, 1982; Скобло и др., 2001].

Методические подходы к интерпретации палинологических материалов определяются особенностями развития кайнозойской флоры на территории Забайкалья, темпами ее эволюции и преобразования фитоценозов в результате изменения географических и палеоклиматических условий. Палинологические данные по кайнозойским отложениям Забайкалья рассмотрены в сопоставлении с данными по кайнозою смежных и отдаленных регионов. Обработка каменного материала проводилась по методике, рекомендованной палинологической лабораторией ВСЕГЕИ [Методические рекомендации..., 1986]. Препараты просматривались на микроскопе “Laboval L” в проходящем свете с увеличением ×600. Полученные спорово-пыльцевые спектры интерпретировались и объединялись в палинокомплексы* по признакам флористического единства. Выстраивался хронологически по-

* Вслед за другими исследователями [Заклинская, Пуртова, 1987; и др.] под палинокомплексом понимается совокупность спорово-пыльцевых спектров, характеризующих определенный интервал разреза. Палинокомплекс представляет определенный уровень в развитии палинофлоры изучаемого региона, “контролируется климатом и имеет палеобиогеографическое значение” [Кузьмина, Волкова, 2002, с. 46].

следовательный ряд сменяющихся палинокомплексов. Каждому палинокомплексу был присвоен цифровой индекс ПК I, ПК II и т. д. Описание палинокомплекса проводилось по форме, рекомендованной Общим методическим семинаром [Методы..., 1977], с выявлением доминант – более 20 % от общего количества спор и пыльцы, субдоминант – 5–20 %, сопутствующих – до 5 % и единичных – менее 1 %.

При локальном распространении палеогеновых отложений в Западном Забайкалье палиностратоны датируются на уровне палинокомплексов. Более представительные исследования неогеновых отложений дали возможность и более дробного стратиграфического расчленения подразделений на уровне слоев со спорами и пыльцой. Под этим термином понимаются отложения, содержащие сходные палинокомплексы, отличающиеся от палинокомплексов подстилающих и перекрывающих отложений и приуроченные к определенным интервалам разреза. Слои со спорами и пыльцой называются по доминирующим и характерным таксонам, например, для среднемиоценовых отложений выделяются слои с Pinaceae–*Alnus–Betula* spp.–Polypodiaceae.

Подготовка препаратов для диатомового анализа проводилась с обработкой материала по общепринятой методике [Диатомовые водоросли..., 1974]. В зависимости от степени уплотнения исследуемого образца применялся пергидроль, пирофосфат натрия и соляная кислота с последующим отмучиванием от фракций, не содержащих диатомовых створок. Проба обогащалась при помощи тяжелой кадмиевой жидкости плотностью 2,6 г/см^3. Для подготовки постоянного препарата осадок заключался в анилин-формальдегидную смолу с показателем преломления около 1,7. Анализ выполнялся с иммерсией в световом микроскопе. Уточнения отдельных видов и описание нового вида *Concentrodiscus variabilis* sp. nov.1 проведены на электронном микроскопе с участием Г.К. Хурсевич [Хурсевич, Черняева, 1994].

Основной объем K-Ar датирования вулканических пород выполнен в лаборатории изотопии и геохронологии Института земной коры СО РАН И.С. Брандтом и С.Б. Брандтом. Методика и результаты приведены ранее [Рассказов и др., 2000а]. Радиогенный аргон измерялся методом изотопного разбавления на специализированном двулучевом масс-спектрометре МИ-1201. Калий измерялся фотометрией пламени по трем аликвотам. Возраст рассчитывался с использованием констант $\lambda_K = 0{,}581 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$; $\lambda_\beta = 4{,}962 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$; $^{40}K = 0{,}01167$ ат.% K.

* * *

Для обоснования стратиграфической схемы кайнозоя Западного Забайкалья в настоящей работе использовался комплекс литологических, биостратиграфических и радиоизотопных методов. Проводилось внутреннее согласование данных, полученных специалистами, осуществляющими различные подходы к стратиграфии.

Глава 3

МЕСТНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

В геологии работать – это топать, топать, топать,
Бить шурфы и скважины бурить.
Ю. Терещенко. В поисках руд и созвучий...
Иркутск: ГеоИГУ, 2000

Стратиграфическая схема кайнозойских образований Витимского плоскогорья разработана на основе литофациального анализа с использованием данных по спорам и пыльце, макрофлоре, диатомовым водорослям, малакофауне, фауне позвоночных и другим органическим остаткам. Рассматриваются следующие подразделения:

Пограничные слои мела и палеоцена

Мохейская свита – K_2mh (перерыв, каолинитовая, каолинит-монтмориллонитовая кора выветривания).

Палеоген

1. Иренгинская свита – $P_{1-2}ir$ (палеоцен–эоцен; две подсвиты: нижняя $P_1–P_2^1 ir_1$ и верхняя $P_2^{2-3}ir_2$);
2. Куляриктинская свита – $P_3^1 kl$ (олигоцен) и сосновоозерская толща – $P_3– N_1^1 ?ss$ (перерыв, гидрослюдисто-монтмориллонитовая кора выветривания).

Неоген

1. Джилиндинская свита – $N_1^{2-3} dž$ (средний–верхний миоцен) с двумя подсвитами: нижней – $N_1^2 dž_1$ и верхней $N_1^{2-3} dž_2$ (перерыв, красноцветная кора выветривания монтмориллонитового состава);
2. Хойготская – N_2hg, кыджимитская – N_2kd толщи (плиоцен); чининская свита – $N_2^2 ?–Q_{E_1}čn$ (средний плиоцен–нижний эоплейстоцен?).

Четвертичная система

1. Береинская толща – $Q_E br$.

3.1. Пограничные слои мела и палеоцена. Мохейская свита

Мохейская свита (K_2mh) распространена в верхнемезозойских впадинах и прогибах южной окраины Витимского плоскогорья (рис. 3.1), где она соответствует особому структурному ярусу. Опорные разрезы установлены в Нижне-, Верхнемохейской впадинах и в Исингинской котловине Еравнинской депрессии. Наиболее полно фаунистически охарактеризован разрез в Исингинской котловине [Скобло, Козлов, 1969].

3.1.1. Нижнемохейская впадина

Исследователи, выделившие мохейскую свиту в качестве стратона палеогена, не указали ее стратотип [Беличенко и др., 1962]. Рассмотренное ими крупное обнажение грубообломочной толщи

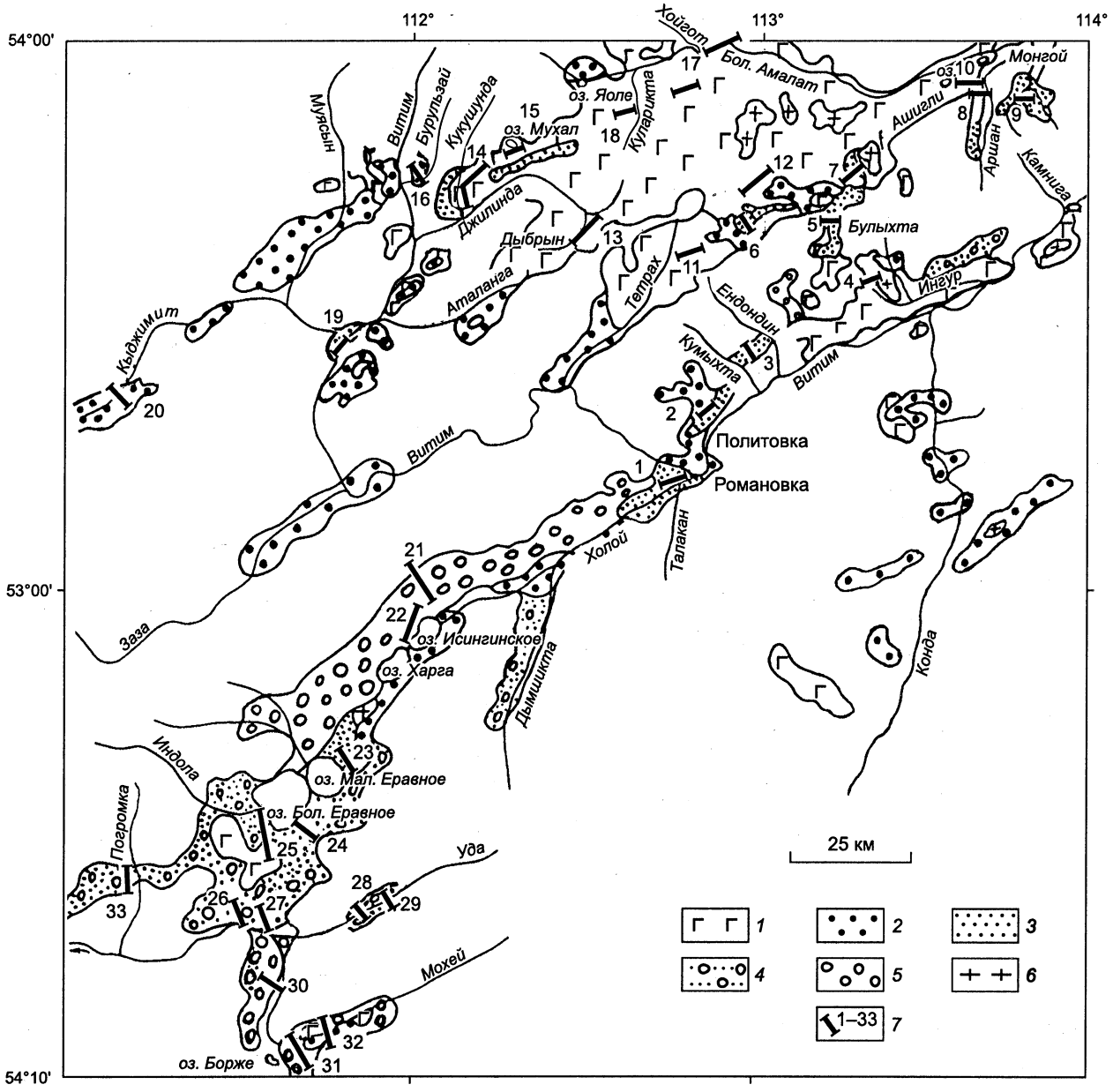
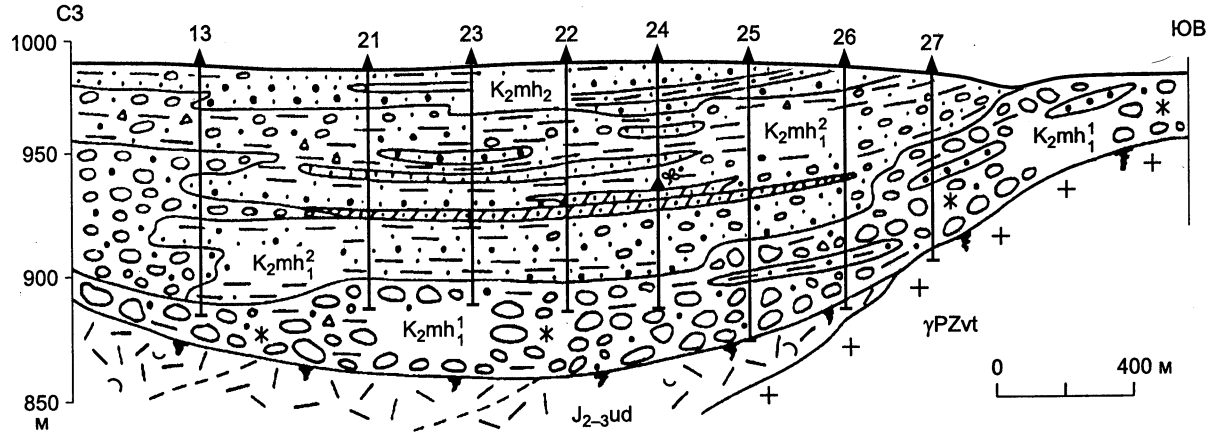


Рис. 3.1. Схема распространения пограничных мел-палеоценовых и кайнозойских образований в южной и центральной частях Витимского плоскогорья:

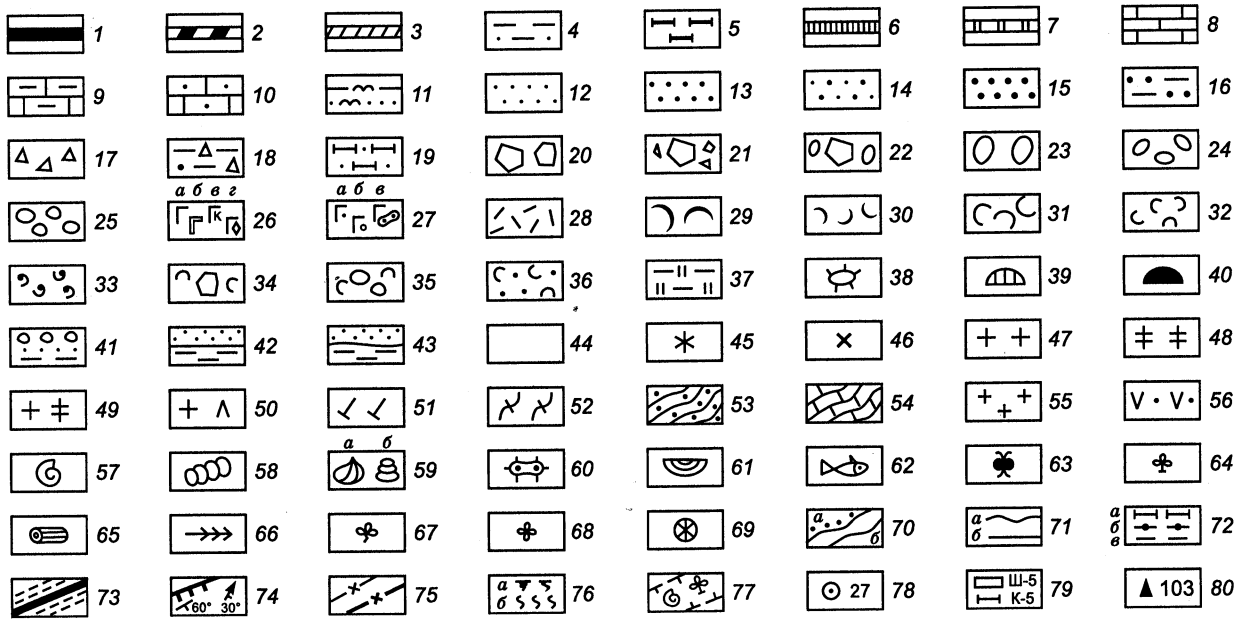
1 – кайнозойские вулканические породы; *2* – неогеновые и нижнечетвертичные нерасчлененные галечники, гравийники, пески, красноцветные замусоренные глины, алевропелиты, диатомиты, лигниты, глины; *3* – осадочные отложения среднего–верхнего миоцена джилиндинской свиты: пески, гравийники, галечники, алевропелиты, лигниты, диатомиты; *4* – кайнозойские и верхнемеловые нерасчлененные галечники, конгломераты, хлидолиты, пески, глины, диатомовые алевропелиты с прослоями лигнитов, бурых углей; *5* – кампан-маастрихтские отложения мохейской свиты: красно- и сероцветные конгломераты, брекчии, хлидолиты, песчаники, пески, алевропелиты; *6* – выходы пород фундамента на позднекайнозойском Амалатском вулканическом плато; *7* – профили скважин с опорными разрезами верхнего мела и кайнозоя.

Районы опорных разрезов кайнозоя в пределах позднемезозойских впадин (1–4, 19, 23–29), *в кайнозойских впадинах и эрозионных палеодолинах* (5–18, 20) *и верхнего мела* (21, 22, 30–32): 1 – Холой-Романовская впадина (долина р. Холой); 2, 3 – Ендондинская впадина: 2 – Политовская котловина, 3 – водораздел речек Ендондин и Кумыхта; 4 – Ингурская впадина, долина рч. Правый Ингур; 5–12 – Амалатская (Южная) магистральная палеодолина: 5 – долина рч. Булыхта, 6 – долина р. Джилинда (Амалатская), 7 – долина рч. Берея и водораздел речек Берея–Якша, 8 – долина рч. Ашигли, устье ключа Аршан (бассейн рч. Ашигли), 9 – долины речек Мон-

гой и Мугдэрин, 10 – окрестности оз. Торма, 11 – верховья р. Тетрах (участок Хиагда), 12 – долина рч. Количикан и одноименный участок; 13 – Аталангинская (Центральная) магистральная палеодолина, междуречье Аталанги и Джилинды (Витимской); 14, 15 – Джилиндинская впадина: 14 – долина р. Джилинда (Витимская), 15 – оз. Мухал; 16, 17 – Хойготская (Северная) магистральная палеодолина: 16 – долина рч. Бурульзай, 17 – долина р. Хойгот; 18 – долина ключа Куларикта (междуречье Большого Амалата и Джилинды Витимской); 19 – правобережье р. Витим, ниже устья р. Кыджимит (Верхневитимская позднемезозойская впадина); 20 – долина р. Кыджимит, междуречье Кыджимит–Хакусы; 21–25 – Еравнинская позднемезозойская депрессия: 21, 22 – Исингинская котловина: 21 – долина рч. Исташи, 22 – северо-западное побережье озер Исингинское и Харга; 23 – северо-восточное побережье оз. Малое Еравное (у селения Ширинга), 24 – юго-восточное побережье оз. Большое Еравное (совмещенные отложения K_2 и Ꝑ), 25 – юго-западное побережье озер Большое Еравное и Сосновое (профиль скважин от устья рч. Индола до с. Укыр); 26–29 – бассейн верхнего течения р. Уда (в пределах юрского прогиба): 26 – правобережье р. Уда в районе улуса Улай-Майло, 27 – правобережье р. Уда в окрестности озер Большая, Средняя и Малая Иренга, 28 – Дабан-Горхонская позднемезозойская впадина (юго-западное замыкание), 29 – верховья р. Уда, междуречье Инлукты–Хурлукты; 30 – Нижнемохейская впадина (центральная часть), долина р. Мохей; 31, 32 – Верхнемохейская позднемезозойская впадина (совмещенные отложения K_2 и N_2–Q_1): 31 – юго-западная часть впадины восточнее оз. Борже, 32 – верховья р. Мохей; 33 – долина р. Уда, окрестности селений Комсомольское и Эгита. Ост. усл. обозн. см. [Черняева и др., 2007, рис. 2].



Условные обозначения к рис. 3.2–3.30; 4.1–4.3; 4.5; 6.2



в борту Иренгинской котловины по правобережью р. Уда, на междуречье Зун- и Барун-Зальтеры относится в настоящее время к нижнему мелу. Учитывая отсутствие естественных выходов верхнемеловых отложений, в качестве лектостратотипа выбран разрез по профилю скважин I-I ПГО "Сосновгеология" в Нижнемохейской впадине (по материалам бурения И.И. Сысоева и др. в 1960-е годы) [Лямина, Титов, 1987].

В результате изучения большого объема керна в разрезе свиты установлены три пачки (рис. 3.2; см. рис. 3.1, № 30).

Мощность, м

Пачка 1. Базальная коллювиально-пролювиальная. Сложена слабо сцементированными валунными конгломератобрекчиями и галечниками, преимущественно вулканомиктовыми. Заполнителем служит красноцветный неотсортированный гравелитистый песчаник либо галечно-гравийно-глинистый хлидолит. До середины разреза пачка повсеместно сложена неокатанным обломочным материалом, существенно коллювиального происхождения. Роль пролювия возрастает вверх по разрезу, что отражается некоторым уменьшением размера обломков, их незначительным окатыванием (сглаживанием) и возрастанием количества заполнителя, иногда образующего самостоятельные прослои 40

Рис. 3.2. Разрез мохейской свиты в Нижнемохейской впадине (местоположение см. рис. 3.1, № 30) [Скобло и др., 2001, рис. 24, № 68].

Индексы стратиграфических подразделений: пачки нижней пестроцветной толщи: $K_2mh_1^1$ – пролювиально-аллювиальная и $K_2mh_1^2$ – озерно-пролювиальная; K_2mh_2 – верхняя сероцветная аллювиально-пролювиальная толща; $J_{2-3}ud$ – вулканические породы удинской серии; $\gamma PZvt$ – гранитоиды витимканского комплекса.
1 – угли; *2* – углистые аргиллиты и глины; *3* – аргиллиты; *4* – алевролиты, алевропесчаники, алевриты; *5* – углистые алевролиты; *6* – битуминозные бумажные сланцы; *7* – мергели, доломитовые мергели; *8* – известняки пелитоморфные; *9* – известняки алевритистые, известковистые алевролиты; *10* – известняки песчанистые, известковистые песчаники; *11* – сильнослюдистые алевролиты и песчаники; *12* – песчаники мелко- и среднезернистые; *13* – песчаники крупнозернистые отсортированные; *14* – песчаники разнозернистые с гравием, пески гравийные; *15* – гравелиты; *16* – гравелиты сильноглинистые; *17* – дресвяники; *18* – хлидолиты глинисто-песчано-гравийные; *19* – углистые псаммиты; *20, 21* – брекчии: глыбовые (*20*), разнообломочные (*21*); *22* – конгломератобрекчии: *23–25* – конгломераты: *23* – валунные, валунно-галечные, *24* – крупногалечные, *25* – средне- и мелкогалечные; *26* – базаниты, фонобазаниты, гавайиты (*а*), щелочные оливиновые базальты (*б*), базальты с глубинными мантийными включениями (*в*), базальты с кокколитовой текстурой (*г*); *27* – то же, мелкопористые (*а*), средне-крупнопористые (*б*), шлаковидные (*в*); *28* – риолиты, трахиты, трахириолиты; *29–33* – туфы однородного состава (здесь и далее в сочетании со знаками составляющих эффузивных пород): *29* – глыбовые агломератовые, *30* – псефитовые крупно-среднеобломочные, *31* – псефитовые мелкообломочные, *32* – псаммитовые, *33* – алевропелитовые; *34* – туфы смешанного состава, туфиты; *35* – вулканомиктовые конгломераты, туфоконгломераты; *36* – туфопесчаники; *37* – диатомовые алевропелиты, диатомиты; *38* – вивианит; *39, 40* – конкреции: *39* – глинисто-сидеритовые, фосфатно-карбонатные, *40* – глинисто-кремнистые и др.; *41–43* – границы слоев: *41* – постепенные, *42* – резкие, *43* – резкие с размывом; *44–46* – окраска пород: *44* – сероцветная, *45* – красноцветная, *46* – зеленоцветная; *47–54* – породы бортов и фундамента впадин: *47* – граниты, *48* – сиениты, *49* – граносиениты, *50* – гранодиориты, *51* – уртиты, *52* – гнейсы, гранитогнейсы, *53* – метаморфические песчаники, сланцы, *54* – кристаллические известняки; *55, 56* – экструзивные тела, дайки: *55* – мелкозернистые и микрограниты, *56* – долериты, диоритовые порфириты; *57–69* – ископаемые органические остатки: *57* – фауна вообще, *58* – кости позвоночных, *59* – моллюски: *а* – двустворки, *б* – гастроподы; *60* – остракоды; *61* – филлоподы; *62* – рыбы; *63* – насекомые; *64* – листовая флора; *65* – древесина; *66* – растительный детрит; *67* – споры и пыльца; *68* – диатомеи; *69* – спикулы губок; *70–72* – геологические границы: *70* – на картах: *а* – несогласное залегание отложений, *б* – нормальный стратиграфический контакт; *71* – на разрезах: *а* – залегание со стратиграфическим несогласием, *б* – согласное залегание; *72* – на схемах корреляции: *а* – региональных горизонтов, *б* – свит, *в* – подсвит, пачек; *73–75* – разрывные нарушения и их разновидности: *73* – крупные разломы, *74* – сбросы (направление падения – стрелкой, угол – цифрой), *75* – прочие разломы, тектонически ослабленные зоны; *76* – кора выветривания: *а* – остаточная, *б* – переотложенная; *77* – фаунистический, флористический горизонты (слои с фауной и флорой); *78* – буровые скважины и их номера; *79* – горные выработки и их номера: ш – шурфы, к – канавы; *80* – естественные обнажения горных пород и их номера.

Мощность, м

Пачка 2. Озерно-пролювиальная, при участии коллювия. В бортах впадины представлена серо-цветными, реже коричневато-бурыми валунно-галечными конгломератами. Выше они постепенно сменяются мелко-среднегалечными псефитами с хлидолитовым заполнителем. В верхней части разреза пачки преобладают хлидолиты с разрозненными гальками эффузивов и гранитоидов. Возрастание количества галек обусловливает переходы к конгломератам. Местами за счет гранулометрической сортировки мелких псефитов выражена горизонтальная слоистость. Характерны рыхлые сажистые линзы и обрывки обугленных стеблей растений. В центральной части впадины пачка имеет более изменчивый состав. Преобладают гравелистые и грубозернистые псаммиты, реже встречаются средне-мелкозернистые отсортированные песчаники и хлидолиты. Линзовидно-волнистая слоистость подчеркнута "замусоренными" алевролитами и аргиллитами, местами углистыми. Пачке свойственны многократные латеральные взаимозамещения преимущественно пролювиальных и озерных линз. В большей мере она сложена осадками временных потоков. Озерные литофации здесь представлены и отсортированными алевропсаммитами, и породами смешанного гранулометрического состава, сохранившими в целом текстурные особенности лимнических отложений 70

Пачка 3. Пролювиально-аллювиальная, местами озерная. Она отличается упорядоченностью строения, с постепенным уменьшением вверх по разрезу размерности обломков в хлидолитах и сменой их песчаниками. Слойчатость косая, одно- или разнонаправленная, косоволнистая, подчеркнута углефицированным растительным детритом. Повсеместно встречаются гальки вулканических пород удинской серии. Разрез соответствует неполному двучленному трансгрессивному ритму аллювиального типа с участием разнообломочных пролювиальных осадков 20

Общая мощность свиты 110–130 м (по данным ВЭЗ – до 150 м).

Рассмотренные пачки последовательно наращивают разрез свиты и частично замещают друг друга по латерали. Судя по разрезам разных профилей скважин, основная область сноса находилась на юго-восточном борту впадины. Вблизи него залегают фангломератовидные осадочные брекчии, сменяемые к северо-западу разногалечными конгломератами и псефитопсаммитами. Сравнительно малая протяженность линз псаммитов, по-видимому, обусловлена их расположением в пределах предгорного шлейфа. Пачки 1 и 2 образуют единую коллювиально-пролювиально-озерную толщу. Коллювиально-пролювиальные образования здесь занимают более высокий стратиграфический уровень, чем в центре котловины. Пролювиально-аллювиальная пачка 3 слагает основание толщи 2 (не полностью сохранившейся от размыва).

По скв. 25 профиля I–I проанализирован стратиграфический ряд значений литологических параметров. Наиболее информативны значения коэффициента окатанности галек K_o: 0,93 (интервал глубин 7–38 м); 0,40 (38–47 м); 0,95 (47–91 м). Статистически выделенные участки разреза специфичны и в литогенетическом отношении. Судя по значениям $K_o < 1$, обломочный материал повсеместно плохо окатан. Резко пониженная величина K_o приходится на интервал размыва, отразивший возросшее влияние коллювия в краевой части предгорного шлейфа (участок 2). Повышенные величины K_o для двух других участков, по-видимому, характеризуют терригенный материал прибрежно-озерных литофаций.

Литолого-генетическая оценка разреза свиты в стратотипе выполнена также с применением гранулометрических и термовесовых анализов, обработанных статистическими методами [Верховская и др., 1972]. Пачки 1 и 2 отличаются от пачки 3 по содержаниям гидрослюд и термоинертных минералов, а также по количеству каолинита (в пачках 1 и 2 – 14,3 %, в пачке 3 – 24,5 %). Увеличение содержания гидрослюд и каолинита связано с появлением в разрезе аллювиальных отложений. Полученные величины среднего размера псаммитовых зерен подтверждают соответствие в целом разреза мохейской свиты трансгрессивному макроритму седиментации.

Мохейская свита вскрыта юго-восточнее озер Большое Еравное и Сосновое буровыми профилями ПГО "Сосновгеология" IV, VII и X (см. рис. 3.1, № 24). Здесь она представлена пестроцветными мелкопсефитопсаммитовыми и более отсортированными песчаниками, а местами в верхней части разреза – алевропсаммитами. В отдельных разрезах отчетливо выражены микроритмы с

незначительным участием пойменных отложений (скважины 4748, 4649, 4688). В скв. 4706 (профиль X) преобладают пролювиальные литофации.

В районе Еравнинских озер на мохейских отложениях повсеместно с размывом и стратиграфическим несогласием залегают гравелитопесчаные отложения с эоценовыми палинологическими спектрами (верхнеиренгинская подсвита). Мощность сохранившихся от размыва фрагментов мохейской свиты составляет от 40 (скв. 4710) до 70 м и более (скв. 4692).

Близкие по литофациальному составу образования мохейской свиты подтверждены по разрезам скважин 275–336 ПГО "Бурятгеология" в районе озер Щучье и Иренгинские [Перинова и др., 1987ф, 1992ф] (местоположение см. рис. 3.1, № 27).

3.1.2. Верхнемохейская впадина

Свита вскрыта серией скважин вдоль северо-западного борта впадины (скважины 35–37) и в ее юго-западной части (скважины 14–23) (см. рис. 3.1, № 31, 32). Пестроцветные и белесовато-серые

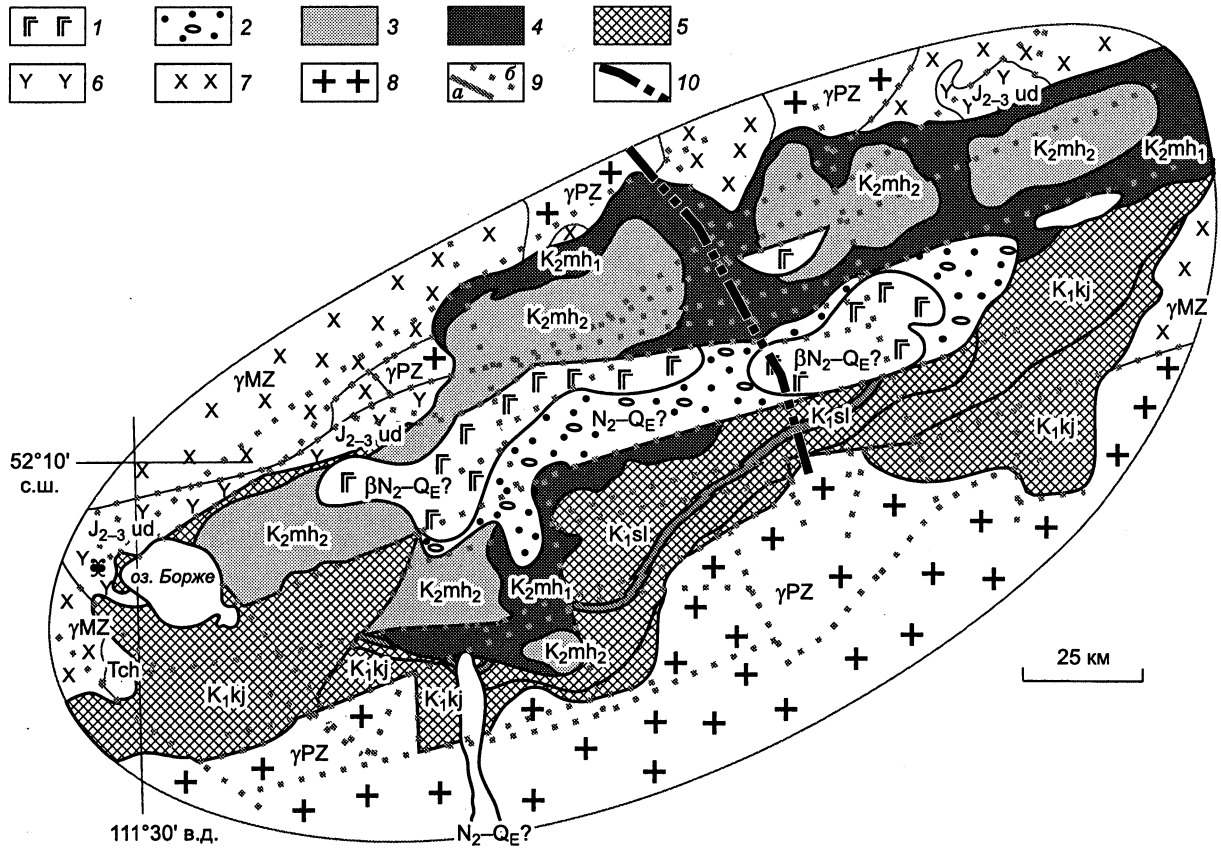


Рис. 3.3. Схематическая карта Верхнемохейской впадины:

1 – плиоцен-эоплейстоценовые(?) базальты ($N_2–Q_E$?); *2* – плиоцен-эоплейстоценовые(?) аллювиальные галечники, пески, прослои гидрослюдисто-монтмориллонитовых глин ($N_2–Q_E$?); *3* – мохейская свита, толща 2: сероцветные пески, песчаники, алевролиты, гидрослюдисто-каолинитовые глины, пропластки разнообломочных конгломератобрекчий (K_2mh_2); *4* – мохейская свита, толща 1: красно-пестроцветные, белесые разнообломочные конгломератобрекчии, валунники, галечники, прослои песчаников, гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины (K_2mh_1); *5* – гусиноозерская серия нижнего мела в составе свит селенгинской (K_1sl) и кижингинской (K_1kj); *6* – удинская серия средней–верхней юры: вулканические породы кислого состава, прослои алевропелитовых туффитов с остатками насекомых ($J_{2-3}ud$); *7* – мезозойские гранитоидные интрузии – гуджирский и куналейский комплексы (γMZ); *8* – палеозойские граниты – витимканский комплекс (γPZ); *9* – разломы: *а* – прослеженные, *б* – под неоген-четвертичными образованиями; *10* – линия разреза, см. рис. 3.4. Ост. усл. обозн. см. рис. 3.2.

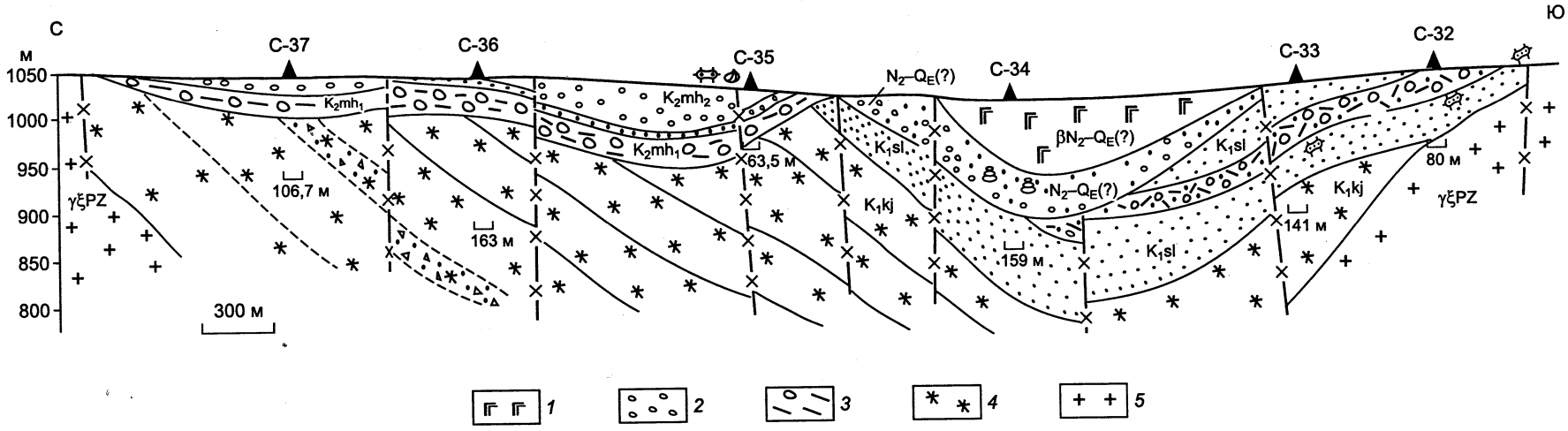


Рис. 3.4. Разрез меловых и кайнозойских образований Верхнемохейской впадины:

1 – плиоцен-эоплейстоценовые(?) базальты; *2* – осадочные отложения плиоцена–эоплейстоцена(?) ($N_2–Q_E$?) и кампана–маастрихта (верхняя толща мохейской свиты (K_2mh_2)); *3* – нижняя толща мохейской свиты (K_2mh_1); *4* – гусиноозерская серия нижнего мела в составе свит селенгинской (K_1sl) и кижингинской (K_1kj); *5* – палеозойские граниты. Местоположение разреза показано на рис. 3.1, № 32 и рис. 3.3.

Ост. усл. обозн. см. на с. 22–23.

разнообломочные конгломератобрекчии, гравийно-глинистые хлидолиты, разнозернистые пески, мусорные глины (парагенез отложений коллювиального ряда и пролювиально-озерных) присутствуют в составе толщ I и II общей мощностью до 160 м (рис. 3.3, 3.4). В озерных отложениях толщи 2 установлен позднемеловой комплекс остракод и моллюсков.

3.1.3. Исингинская котловина

В этой котловине (см. рис. 3.1, № 21, 22) в составе мохейской свиты (названной В.П. Приходько еравнинской) впервые выделены три взаимозамещающихся литологических комплекса пород: 1) красноцветный галечный (прибортовой), 2) пестроцветный гравийно-песчано-глинистый, характерный для внутреннего поля впадины, и 3) сероцветный песчаный, преимущественно в верхней части разреза [Дехтярева и др., 1970]. Впоследствии подобные комплексы были изучены в разных частях Еравнинской депрессии.

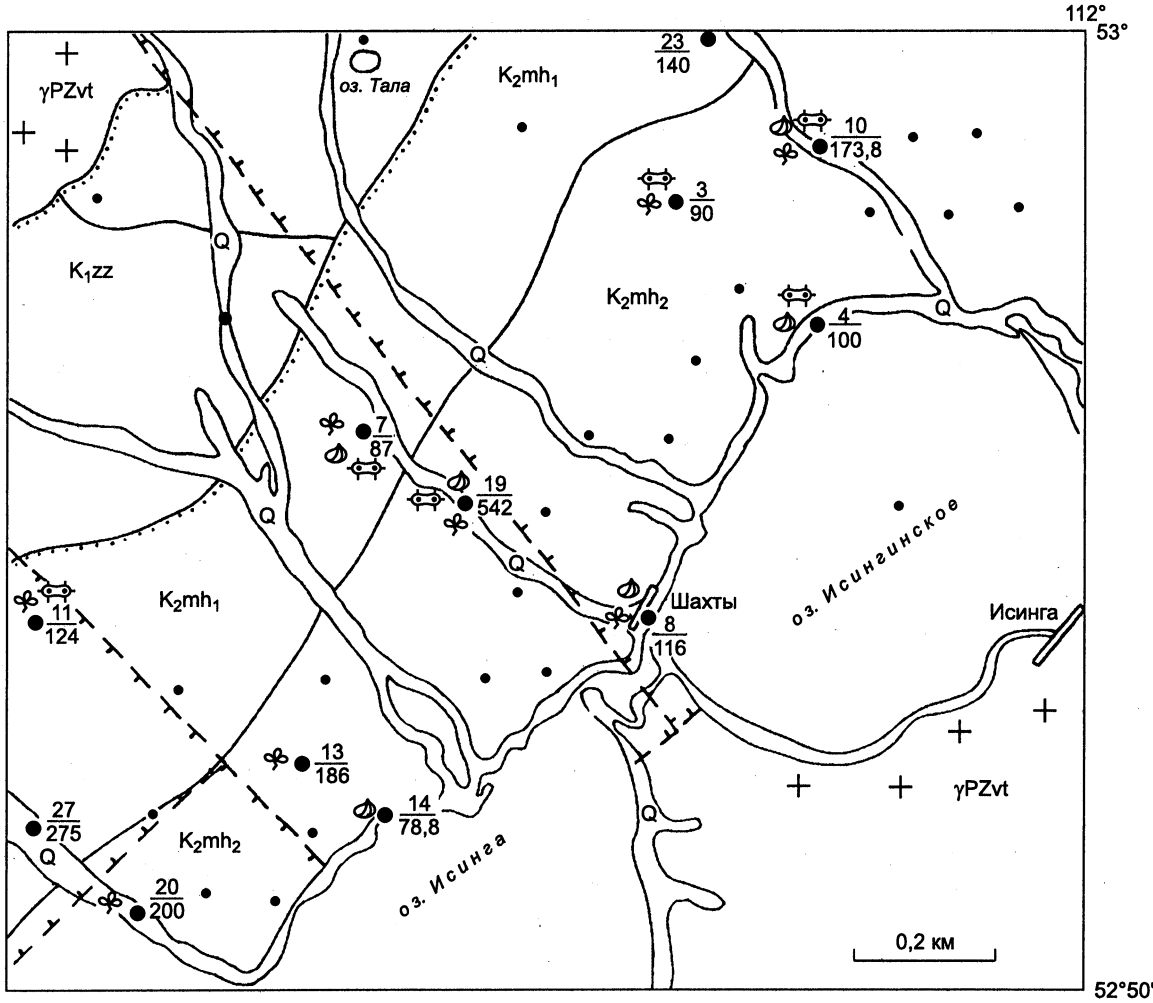


Рис. 3.5. Схема расположения скважин в Исингинской котловине Еравнинской депрессии (по материалам ПГО "Бурятгеология"):

Q – четвертичные отложения; K_1zz – нижнемеловая зазинская свита; γPZvt – палеозойские гранитоиды витимканского комплекса; 8/116 – скважины, изученные авторами (в числителе – номер, в знаменателе – глубина в метрах). Ост. усл. обозн. см. на рис. 3.2 и с. 22–23.

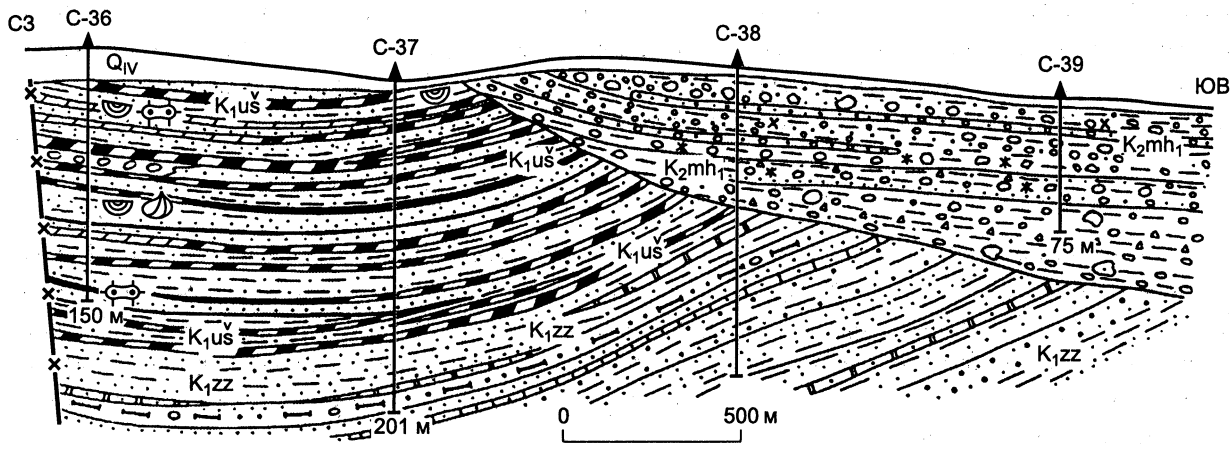


Рис. 3.6. Разрез меловых отложений в Исингинской котловине Еравнинской депрессии (местоположение см. рис. 3.1, № 22):

K_1zz и $K_1uš$ – свиты гусиноозерской серии: зазинская и ушмунская соответственно; K_2mh_1 – нижняя пестроцветно-красноцветная коллювиально-пролювиальная толща мохейской свиты.
Ост. усл. обозн. см. на с. 22–23.

Схема пространственного расположения скважин с фаунистически охарактеризованными разрезами в районе Исингинских озер приведена на рис. 3.5. Монтмориллонитовая кора выветривания на породах зазинской свиты с остракодами и двустворками нижнего мела перекрыта красно- и пестроцветными разнообломочными валунно-галечными отложениями и аргиллитоподобными мусорными глинами. Выше по разрезу отмечаются серые гравийно-песчано-глинистые хлидолиты, перекрываемые гравелистыми песчаниками со слабофоссилизированными растительными остатками [Скобло, Козлов, 1969] (рис. 3.6, 3.7).

В опорной скв. 10 (интервал глубин 46,8–2,7 м) неотсортированный песчаный хлидолит содержит массу беспорядочно ориентированных раковин двустворчатых моллюсков, гастропод и остракод. Песчаные слои с фауной перемежаются с буровато-коричневыми суглинками. Общая мощность этих пролювиально-озерных отложений составляет до 150 м. Они характеризуют зону центральной части котловины из взаимозамещающихся осадков комплексов 2 и 3 (по В.П. Приходько).

Более однородные сероцветные, по-видимому, аллювиально-озерные псаммиты мощностью до 78 м установлены по скв. 14, где отмечена двучленная трансгрессивная ритмичность. Каждый ритм низшего порядка начинается светло-серыми кварц-полевошпатовыми гравелитами с уменьшением крупности зерен и улучшением их сортировки вверх по разрезу. Темно-серые тонкозернистые псаммиты в интервале глубин 20–5 м содержат позднемеловые остракоды и моллюски.

Все известные разрезы свиты в Исингинской котловине сводятся по типу к двум рассмотренным. Следует отметить, что остаточная (апт?-альбская) кора выветривания на нижнемеловых породах в котловине сохранилась неповсеместно. В отдельных разрезах образования мохейской свиты залегают на поверхности размыва дислоцированных отложений нижнемеловых зазинской и ушмунской свит (см. рис. 3.3, 3.4).

Значения $K_м$, оцененные по исходным данным из работы Л.В. Дехтяревой [1972], составляют около 1 (красноцветы и гравийные пестроцветы); 0,9–1,1 (пестроцветы алевропелитовые и алевропсаммитовые, сероцветы песчаные); 0,6–1,1 (песчаные сероцветы); 1,8–3,0 (карбонатно-глинистые

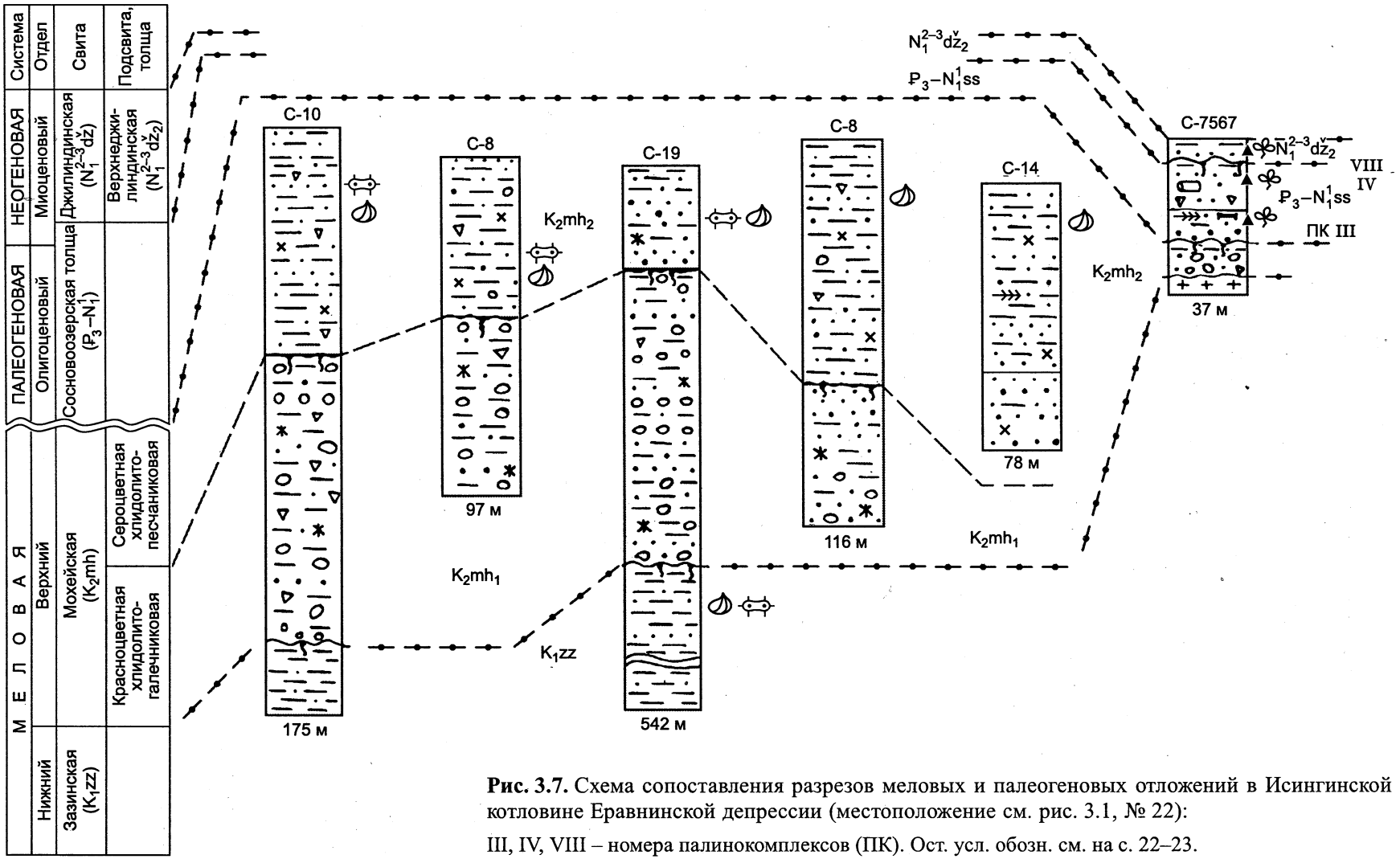


Рис. 3.7. Схема сопоставления разрезов меловых и палеогеновых отложений в Исингинской котловине Еравнинской депрессии (местоположение см. рис. 3.1, № 22):

III, IV, VIII – номера палинокомплексов (ПК). Ост. усл. обозн. см. на с. 22–23.

сероцветы, отнесенные к мохейской свите условно). Ассоциации минералов тяжелой фракции более изменчивы. Так, в красноцветах присутствует (в порядке убывания) циркон, лейкоксен, апатит, титанит, ильменит и турмалин, а в карбонатно-глинистых сероцветах – эпидот, титанит, ильменит, магнетит, в верхней части свиты – эпидот и пироксены.

3.1.4. Верхнеудинский прогиб

В этом прогибе отложения мохейской свиты образуют верхний структурный ярус. Он перекрывает юрские и неокомские образования, представленные удинской и гусиноозерской сериями соответственно, либо залегает непосредственно на палеозойских гранитоидах.

Нижняя часть свиты установлена в скважинах 1007–1011. Более полно она вскрыта опорными скважинами 1004 и 1001 (местоположение см. рис. 3.1, № 26). Опорная скв. 1004 включает два интервала, коррелирующих с базальной коллювиально-пролювиальной и вышележащей озерно-пролювиальной пачками толщи 1 района мохейского стратотипа.

Интервал 1 (глубина 172–105 м). На поверхности размыва отложений зазинской свиты залегают вулканомиктовые гравийно-мелкогалечные конгломератобрекчии, образованные преимущественно обломками "удинских" трахитов и трахиандезибазальтов обычно первого класса окатанности. Заполнителем служит пестроцветный разнозернистый глинистый песчаник. С глубины 143 м развиты осадочные брекчии, сложенные обломками крупнопорфировых биотитовых трахитов (очевидно, тоже удинской серии).

Интервал 2 (105–20 м). Зеленовато-серые и коричневато-бурые песчано-гравийно-галечниковые образования включают угловатые обломки аргиллитов и алевролитов зазинской свиты. Подобные хлидолитовидные породы постепенно сменяются неотсортированными алевропсаммитами.

Опорная скв. 1001 включает три интервала, два из которых сопоставляются с толщей 1, а третий – с толщей 2 стратотипа мохейской свиты (снизу вверх):

Интервал 1 (глубина 250–165 м). Полимиктовый разнообломочный галечник, образованный крупнопорфировыми биотитовыми трахитами и разнообразными гранитоидами.

Интервал 2 (165–47 м). Преимущественно красноцветная глинисто-гравийно-хлидолитовая пачка. Гравелиты с базальным алевропелитовым заполнителем перемежаются с "замусоренными" глинистыми отложениями и хлидолитами.

Интервал 3 (47–15 м). Светло-серые (до белесых) глинисто-песчано-гравийные осадки. Вверх по разрезу они постепенно сменяются песчаниками, сначала крупнозернистыми, а затем преимущественно среднезернистыми. Слойчатость косая и косоволнистая за счет слабоуглефицированного растительного детрита.

Принципиально сходное строение свиты наблюдалось и по другим скважинам (например, 157 и 158). Общая мощность отложений мохейской свиты до 150 м.

Значения коэффициента мономинеральности псаммитов (общие и для отдельных фракций) сведены в табл. 3.1. Среди минералов тяжелой фракции присутствуют (в порядке убывания) ильменит, циркон, титанит, эпидот, лейкоксен, рутил, анатаз. Пелитовый материал сложен каолинитом, реже – гидрослюдой.

Таблица 3.1

Вариации коэффициента мономинеральности псаммитов мохейской свиты

Скв. / глубина, м	$K_{м\ общ}$	$K_{м_{0,5}}$	$K_{м_{0,25}}$	$K_{м_{0,1}}$
408/48	0,31	1	0,71	0,26
408/62	0,32	0,73	0,33	0,36
408/74	0,33	0,66	0,53	0,28

3.1.5. Политовская котловина

Некоторые данные о строении мезокайнозойского разреза в этой котловине получены по скважинам 4 и 5 Романовской партии ПГО "Бурятгеология". В скв. 5 (инт. 66–40 м) на покрове вулканитов хысехинской свиты неокома залегает терригенная озерно-пролювиальная пачка, образованная четырьмя пластами:

Пласт 1 (глубина 66–54 м). Галечно-мелковалунные конгломераты. Его насыщенность терригенным материалом составляет до 60 %. Крупные гальки и валуны представлены андезибазальтами, а средние и мелкие гальки – трахитами, фельзитами, сиенит-порфирами и лейкократовыми гранитами. Заполнитель глинистый, с большим содержанием гравия. Коэффициент окатанности, средний размер ($\bar{a}$) и коэффициент сортировки (S_0) галек охарактеризованы в табл. 3.2. Значения K_0 заключены в интервале 1,35–2,00. Чаще окатанность немного выше для галек эффузивов. Сопоставлением величин параметров $\bar{a}$ и S_0 выявляется повсеместно низкая сортировка осадков. Значения $\bar{a}$ указывают на погрубение кластического материала пласта вверх по разрезу.

Пласт 2 (54,0–43,2 м). Преимущественно хлидолиты. Глинистые неотсортированные алевролиты, быстро сменяемые гравийно-песчано-глинистыми хлидолитами. В отдельных интервалах породы близки к недосыщенным конгломератобрекчиям. В интервале 50–48 м отмечены линзы алевропсаммитов при отсутствии гальки и уменьшении количества гравийных зерен. В интервале 48–47 м резко выделяются светло-серые мелкозернистые отсортированные плотносцементированные олигомиктовые песчаники. Выше залегают глинистые алевролиты с линзами аргиллитов и беспорядочно рассеянными мелкими гальками и гравием. Возрастает количество псефитовых включений с переходом в типичные хлидолиты. В пестроцветной окраске пород сочетаются серые, розовато-серые и зеленоватые тона. Степень углефикации растительных остатков мало отличается от таковой на уровне нижнемеловой гусиноозерской серии. В интервале 43,5–44,0 м в хлидолитах присутствуют раковины легочных гастропод. Во вмещающей фауну породе хаотично перемешан материал всех фракций – от пелитовой до мелкогалечной. Хлидолиты с гастроподами резко сменяются вверх по разрезу мелкозернистыми песчаниками.

Пласт 3 (43,2–42,5 м). Мелкозернистые песчаники и алевропелиты с линзами хлидолитов. Линзовидно-волнистая слойчатость подчеркнута глинистым материалом.

Пласт 4 (42,5–40,0 м). Псефитопсаммиты. Мелкие гальки гранитоидов и кварцитов первого класса окатанности погружены в базальную сероцветную хлидолитовую массу. Конгломератобрекчии перемежаются с песчаниками и глинисто-гравийными хлидолитами. Выше по разрезу распространены аллювиальные белесые пески неогена.

В целом разрез верхнего мела в Политовской котловине представлен существенно пролювиальными осадками. Слабая гранулометрическая сортировка обычно отличается от сортировки, свойственной осадкам временных потоков. Степень окатанности галек в породах пласта 1 превосходит типичную для пролювия. Алевролитовый пласт 3 преимущественно озерный. Влияние озерного режима несколько ощутимо и для псефитопсаммитового пласта 4. К отложениям русла временного потока приурочена фауна гастропод. Вальваты и другие легочные моллюски переносили пересыхание водоемов. Малая мощность свиты (до 25 м) объясняется значительным размывом верхнемеловой толщи в кайнозое.

Таблица 3.2

Гранулометрические параметры галек мохейской свиты

Скв. 5, глубина, м	Значения признаков					
	Гранитоиды			Эффузивы		
	K_0	$\bar{a}$	S_0	K_0	$\bar{a}$	S_0
54–56	2,00	4,21	3,93	1,80	4,64	4,15
58–61	1,77	2,73	2,01	1,41	3,15	3,79
64–66	1,35	2,57	2,27	1,63	2,96	2,40

3.1.6. Основные характеристики свиты

Полные разрезы мохейской свиты представляют собой закономерно построенный ряд литогенетических типов отложений – от коллювиально-пролювиальных парагенезов в основании (толща 1, пачка 1) к пролювиально-озерным (толща 1, пачка 2) и выше по разрезу – к пролювиально-аллювиально-озерным (толща 2). Выделяемые в составе свиты толщи могут рассматриваться условно как подсвиты. К первой толще, кроме пачек 1 и 2 в Нижне- и Верхнемохейской впадинах, относятся подобные пачки в Верхнеудинском прогибе. Толща 2 сопоставляется с пачкой 3 в районе стратотипа и с верхними частями разрезов Исингинской котловины и Верхнеудинского прогиба. С этими тремя пачками хорошо сопоставляются и три литогенетических комплекса в Еравнинской депрессии, выделяемые В.П. Приходько [Дехтярева и др., 1970], слагающие наиболее полный (ныне вскрытый

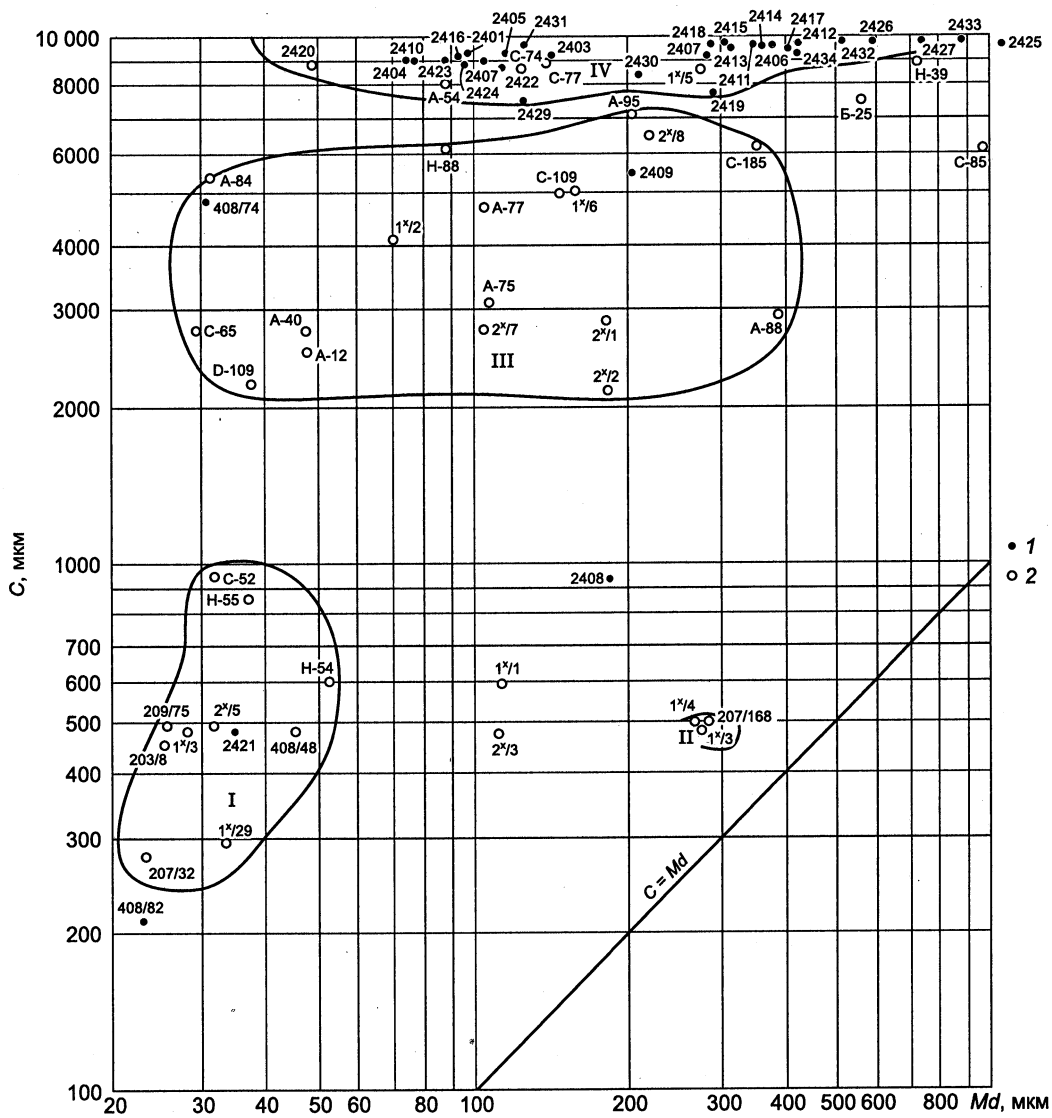


Рис. 3.8. Генетическая диаграмма *C–Md* для верхнемеловых и неогеновых псаммитов Западного Забайкалья (по методу Р. Пассеги):

1, *2* – псаммиты: мохейской (K_2) (*1*) и джилиндинской (N_1^{2-3}) (*2*) свит; *C* – максимальный размер зерен в микрометрах, *Md* – медианный размер зерен в микрометрах. Генетические поля, выражающие фации: I, II – аллювиальные (I – преимущественно русловые, II – пойменно-озерные), III – пролювиально-аллювиальные, IV – пролювиальные, менее аллювиально-пролювиальные и озерно-пролювиальные.

скважинами) разрез мохейской свиты мощностью до 250 м [Лямина, Титов, 1987; Скобло и др., 2001]. Рассмотренный фрагмент свиты в Политовской котловине сопоставляется в стратотипе, примерно, с пестроцветной пачкой 2.

Охарактеризованные пачки не только наращивают сводный разрез свиты, но и связаны фациальными взаимопереходами. Хотя мощности пачек резко изменчивы, их трехчленный вертикально-латеральный ряд в составе двух толщ типичен для мохейской свиты. Вместе с тем подобный ряд в общих чертах отражает естественный ход развития предгорного шлейфа в межгорной (приразломной) впадине.

Генетическая характеристика образований мохейской свиты следует из диаграммы *C–Md* Р. Пассеги (рис. 3.8). Подавляющее большинство фигуративных точек, отвечающих псаммитам, концентрируется в верхней области диаграммы (поле IV) в связи с высокими (до максимальных) значениями наибольшего размера зерен *C*. Это указывает на сравнительно активную динамику мохейских потоков. Таким образованиям на диаграмме соответствует поле, обычно свойственное пролювиальным осадкам. Эти данные свидетельствуют об определяющей роли пролювия в верхнемеловых отложениях смешанного генезиса (отчасти речных или озерных пачки 3).

По минералогическим параметрам псаммитов (соотнесенным со стратиграфической шкалой) для пород мохейской свиты достоверны $K_м \leq 1$. Значения коэффициента устойчивости $K_у$, рассчитанные по методу Г.С. Момджи [1960], находятся в интервале 0 + 2, характерном для низких зон корового профиля. Очевидно, этим и обусловлен гидрослюдистый (10–30 %) и монтмориллонитовый (30–75 %) состав глинистой фракции мохейской свиты.

3.2. Палеоцен–эоцен. Иренгинская свита

Иренгинская свита (P_{1-2}ir) характеризуется опорным разрезом скв. 336, пройденной в 2 км юго-восточнее оз. Средняя Иренга. В разрезе выделяются (сверху вниз):

Мощность, м

1. Песчано-гравийные отложения с линзами серовато-бурого вязкого суглинка и пропластками дресвяника 3,0
2. Глина палево-коричневая, светло-коричневая, серовато-коричневая, коричневая, очень вязкая и жирная на ощупь. В нижней части – линзочки светло- и зеленовато-серой глины (5–20 см) 8,0
3. Частое переслаивание буровато-коричневой и зеленовато-серой глины 3,0
4. Глина палево-зеленая, зеленовато-серая с голубоватым оттенком, вязкая и жирная на ощупь 1,8
5. Глина бурая, коричневато-бурая, гравелистая с прослоем голубовато-зеленой глины (3–10 см) 1,7
6. Глина бурая, палево-бурая, вязкая, с линзами разнозернистого песка и гравия (10–20 см) 3,0
7. Глина темно- и зеленовато-серая, в нижней части с голубоватым оттенком, с примесью гравия 5,5
8. Глина бурая, коричневато-бурая, буровато-зеленая, гравелистая 5,0
9. Гравийник и мелкий галечник с тонкими прослойками палево-серой, палево-бурой глины. Галька окатана до второго класса 4,3
10. Глина бурая, серовато-бурая, коричневато-бурая с зеленоватым оттенком, вязкая, плотная, гравелистая 8,7
11. Песчано-гравийные отложения зеленовато-серого цвета, с тонкими линзочками палево-серой глины 4,3
12. Глина бурая, коричневато-бурая, очень плотная с комковатой текстурой, гравелистая в нижней части слоя 4,7
13. Глина палево-серая, палево-коричневая, буровато-серая, гравелистая, плотная с редкими линзами зеленовато-голубой глины (10–50 см) 12,0
14. Песчано-гравийные отложения с галькой и угловатыми обломками пород, с прослойками палево-серой, палево-коричневой глины (30–50 см) 5,8
15. Переслаивание глины коричневой, коричневато-бурой, палево-бурой, зеленовато-серой и зеленовато-коричневой с гравием 7,2
16, 17. Гравий со слабоокатанной галькой и обломками пород, с линзочками коричневато-бурой, темной глины 100,0

В разрезах Еравнинской депрессии выделяются три пачки: верхняя – песчано-гравийно-галечниковая, суглинистая (слой 1, мощность 3,0 м); средняя – пестроцветная, глинистая с гравием, бурая, коричневато-бурая, реже зеленовато-серая, серая (слои 2–14, мощность 60–70 м); нижняя – глинисто-песчано-гравийная с мелкой галькой и обломками пород (слои 15–17 м, мощность 100–120 м). Осадки средней пачки наиболее распространены в районе озер Шучье, Большая, Средняя и Малая Иренга. Они относятся Э.П. Периновой и др. к нижнеиренгинской подсвите ($P_2^1 ir_1$). В разрезе доминируют песчанистые глины, содержащие слабоокатанные гальки и обломки пород. Эти песчано-гравийные и гравийно-мелкогалечные отложения, вероятно, являются продуктом временных водотоков и мелководных озер на конусах выноса.

Литолого-петрографические исследования указывают на однородность минералогического состава осадков иренгинской свиты в отличие от подстилающих псефитовых "мусорных" образований верхнемеловой мохейской свиты [Хлыстов и др., 1968ф; Дехтярева и др., 1970]. Гравий характеризуется полимиктовым составом с преобладанием обломков кварца. Глины очень вязкие, их песчанистые разновидности содержат белые карбонатные стяжения. Основным компонентом глин во фракции <0,005 мм являются монтмориллонит (70–90 %) и гидрослюда (10–30 %), процентные содержания которых выдержаны по разрезу. Минералы тяжелой фракции отмечаются в незначительных количествах и представлены магнетитом, эпидотом, а в нижней части нижнеиренгинской подсвиты – ильменитом, амфиболом, пироксеном, титанитом и лимонитом. В легкой фракции песков присутствуют кварц и полевой шпат (приблизительно в равном процентном отношении – 10–20 %). Для гравийников характерно более высокое содержание кварца и полевого шпата. Мощность нижнеиренгинской подсвиты достигает 70 м.

Богатые и своеобразные спорово-пыльцевые спектры, выделенные из глинистых отложений нижнеиренгинской подсвиты в скв. 336 (3–64 м), образуют единый палинокомплекс [Иметхенов, Савинова, 1987]. Его возраст определяется как палеоцен-эоценовый по присутствию значительного количества пыльцы, не имеющей аналогов в современной флоре, и разнообразной пыльцы термофилов тропиков (см. далее).

Верхнеиренгинская подсвита ($P_2^{2-3} ir_2$) представлена бурыми, палево-, коричневато-, зеленовато-бурыми глинами и палево-серыми, палево-бурыми, плотными алевритопесчано-гравийными хлидолитами. Она залегает согласно на отложениях нижнеиренгинской подсвиты либо на коре выветривания гранитоидов, а перекрывается песчано-гравийно-галечными осадками джилиндинской свиты. Местами осадки последней отделены от верхнеиренгинской подсвиты лавовым потоком мощностью до 20 м. Подсвита детально изучена на западном побережье озер Большое Еравное и Сосновское на площади, где ранее была закартирована мохейская свита. Подсвита вскрыта скважинами по профилю с. Укыр–устье р. Индола (см. рис. 3.1, № 25). Разрезы скважин сходны между собой. Мощность подсвиты до 65 м.

Наиболее представительной (по Э.П. Периновой и др. [1987ф]) является скв. 84, где к палеогену относятся подбазальтовые осадки озерно-речного генезиса (слои 12–22, сверху вниз):

Мощность, м

12. Глина зеленовато-синяя, зеленовато-желтая, плотная 10,5
13. Глина светло-зеленая с гравием преимущественно кварцевого состава 4,0
14. Глина зеленовато-серая, зеленовато-палевая, плотная, комковатая, с линзами гравия и разнозернистого песка, с прожилками и стяжениями сидерита 3,5
15. Глина зеленовато-синяя, зеленовато-палевая, зеленовато-серая, серая, вязкая, комковатая, с прослойками тонкозернистого песка и гравия 3,0
16. Алевропсаммит палево- и светло-серый с гравием, с линзами бурой, буровато-коричневой глины (0,5 м) 7,0
17. Глина бурая, коричневато-бурая, плотная 6,0
18. Алеврит светло-, палево-серый, серовато-зеленый, однородный, вязкий 2,0
19. Глина бурая, коричневато-бурая с прослойками палево-серого алеврита (3–7 м) 2,0
20. Алевропелит зеленовато-серый, плотный 1,0

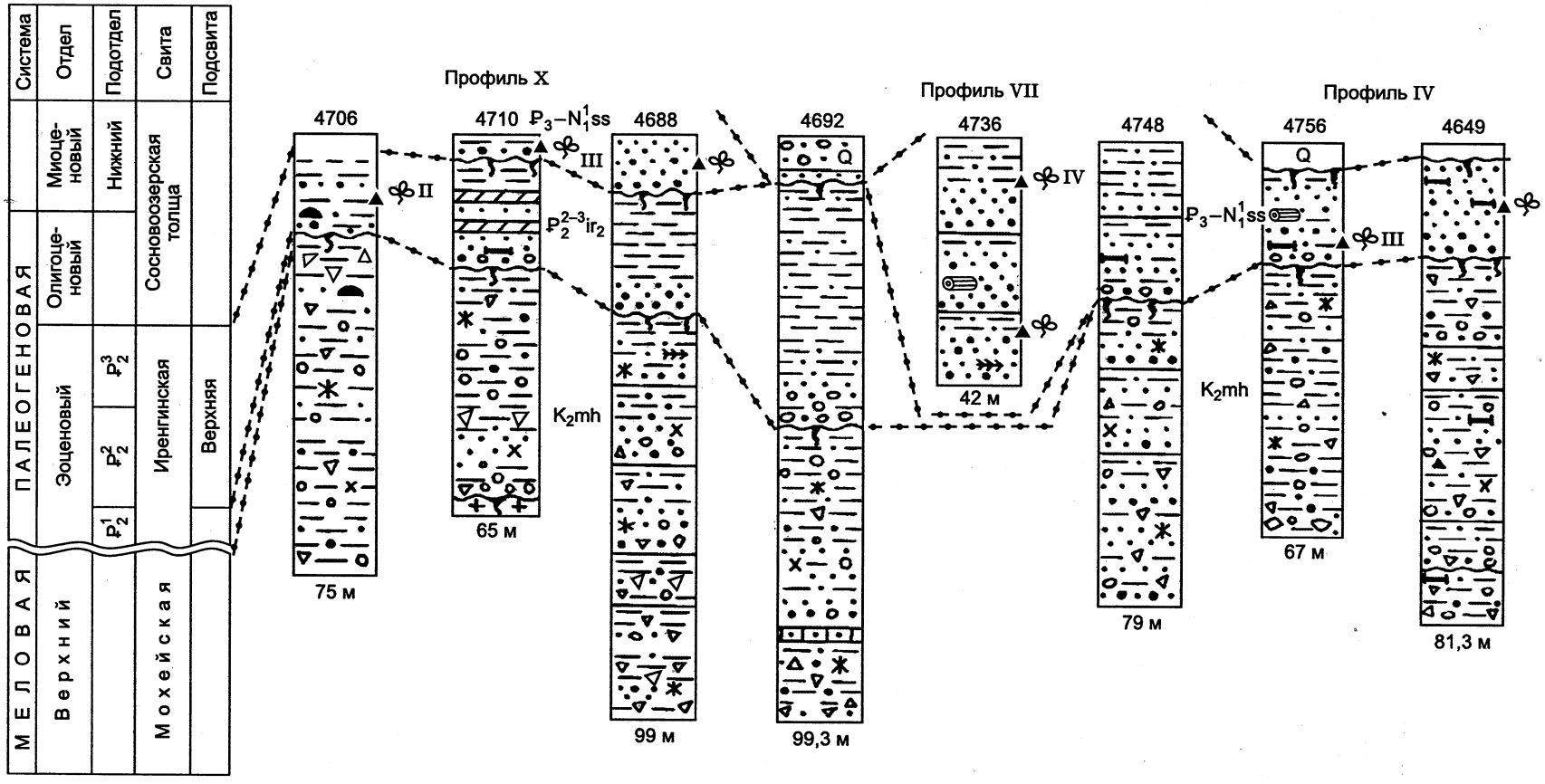


Рис. 3.9. Схема сопоставления разрезов верхнемеловых и палеогеновых отложений в Еравнинской депрессии у юго-восточного побережья оз. Бол. Еравное (местоположение см. рис. 3.1, № 24).

Ост. усл. обозн. см. на с. 22–23.

Мощность, м

21. Глина бурая, коричневато-бурая с линзами зеленовато-серого алеврита 6,5
22. Алеврит светло-, палево-, зеленовато-серый, глинистый, плотный, с линзами бурой песчанистой глины 19,0

Основными минеральными компонентами зеленовато-серых, коричневато-бурых глин и палево-серых алевритов (фракция <0,005 мм) вехнеиренгинской подсвиты являются монтмориллонит и гидрослюда, реже каолинит, о чем свидетельствуют кривые нагревания (наблюдаются четыре эндотермических и один экзотермический эффекты).

Несколько иной разрез верхнеиренгинской подсвиты изучен у юго-восточной оконечности оз. Большое Еравное [Климанова и др., 1986; Мац и др., 1988]. По профилю X ПГО "Сосновгеология" (скважины 4706, 4710, 4692 и др.) мохейские пестроцветные хлидолиты резко сменяются вверх по разрезу сероцветной алевритопесчаной пачкой мощностью до 40 м (рис. 3.9). Слабосцементированные песчаники и пески обогащены каолинитовым цементом. Псаммиты обычно разнозернистые, с примесью гравия и галек. Систематически по разрезу многоступенчатого трансгрессивного ритма они становятся мелкозернистыми, отсортированными. Пачка имеет пролювиально-аллювиальный генезис.

3.3. Олигоцен. Куляриктинская свита и ее аналоги

Куляриктинская свита (P_3–N_1^1?kl) в стратотипе представлена однотипными разрезами по двум смежным скважинам 417 и 418, пройденным Мухальской партией Багдаринской экспедиции ПГО "Бурятгеология". В детально изученном разрезе по скв. 417 перемежаются (сверху вниз):

Мощность, м

1. Крупнозернистый песок с включениями валунов 1,8
2. Нефелиновые лейкогавайиты 11,8
3. Супесь коричневато-серая с прослоями гумусированной супеси и песка 6,5
4. Песок крупнозернистый, серый, в основании слоя с обломками вулканических пород 4,0
5. Супесь горизонтально-слоистая, серая, с подтеками гидроксидов железа, с примесью каолинита, с обломками выветрелых вулканических пород 4,7
6. Крупнозернистый песок с редкими обломками вулканических пород, переслаивающийся с алевролитом серого цвета 4,5
7. Песок крупнозернистый, серый, отсортированный 1,7
8. Базальты долеритовые, пористые в верхней части потока 21,7
9. Песок крупнозернистый с примесью алеврита 6,4
10. Песок крупнозернистый с редкими обломками вулканических пород 1,9
11. Песок крупнозернистый, с прослоями алеврита и редкими обломками гранитов в основании 5,0
12. Песок мелкозернистый, светло-серый, уплотненный, с вкраплениями гидроксидов железа 2,3
13. Песок крупнозернистый, темно-серый 3,7
14. Галечник средней размерности с песчаным заполнителем 2,0
15. Песок мелко-, среднезернистый, светло-серый, уплотненный, с обломками гранита в нижней части слоя 6,0
16. Песок крупнозернистый, серый, с примесью алеврита 5,4

Общая мощность 89,4 м

Слои 1–2 относятся к джилиндинской свите, а слои 3–16 – к куляриктинской.

Палинологические спектры из отложений куляриктинской свиты отнесены Д.-Д.Б. Базаровым с соавт. [1984] к олигоцену, но с учетом K-Ar датировки 21 млн лет базальтового прослоя (определения Г.П. Багдасарьяна) допускался ее нижнемиоценовый возраст [Базаров, 1986]. К сожалению, базальты лавового потока, залегающего внутри куляриктинской свиты, существенно изменены процессами выветривания, поэтому K-Ar датировка не может служить основанием для омоложения ее возраста до нижнемиоценового. Для свиты характерен эоцен(?)-раннеолигоценовый палинокомплекс III (см. гл. 4).

Псефитопсаммитовые отложения с "холодными" спорово-пыльцевыми спектрами (условно – границы олигоцена–миоцена(?), состав палинокомплекса IV) установлены в трех районах Амалатского плато: на участке Вершинный в скважинах 3137 (глубина 226 м), 3138 (212 м); на участке Хиагда в скважинах 3092 (131 м) и 2048 (148 м), а также в Джилиндинской впадине в скв. 2 (200 и 190 м). По-видимому, отложения представляют собой сохранившиеся от размыва фрагменты пролювиально-аллювиальных отложений доджилиндинской речной сети. Они могут коррелировать с верхней частью стратотипа кулариктинской свиты.

В качестве стратиграфического аналога кулариктинской свиты на юге Витимского плоскогорья в Еравнинской депрессии рассматривается сосновоозерская толща. Отложения, датированные по палинокомплексам эоценом–олигоценом, обнаружены В.Д. Титовым и А.Ф. Рудневым (1985 г.) при полевых исследованиях у юго-восточной оконечности оз. Большое Еравное [Климанова и др., 1986; Мац и др., 1988]. Позднее сосновоозерская толща подразделена на две пачки, различающиеся по литологическому составу, прослеженные по буровым профилям. Они наиболее полно представлены в скважинах 4649, 4688, 4736 (см. рис. 3.9). Нижняя аллювиально-лимническая пачка с палинокомплексом II (среднего–позднего эоцена) отнесена к верхней подсвите иренгинской свиты, а верхняя гравелитопесчаниковая пачка мощностью до 35 м с преобладанием пролювиально-аллювиальных русловых отложений – к сосновоозерской толще.

В опорном разрезе по скв. 4736, начиная с глубины 42 м, вскрыты сероцветные песчаники (от гравелистых до средне-мелкозернистых) в составе трех пролювиально-аллювиальных микроритмов с доминированием русловых литофаций. Пойменно-озерные слои отмечены в интервалах 32–30, 18–16 и 12–7 м.

Разрез по скв. 4748 представлен более отсортированными, преимущественно мелко-среднезернистыми псаммитами, слагающими два аллювиальных микроритма (28–14 и 14–7 м). В верхнем ритме существенно возрастает количество пойменно-озерных алевропсаммитов. В однотипных разрезах по скважинам 4756 и 4649 (профиль IV) снова доминируют русловые песчаники – от разнозернистых в основании разреза до средне-мелкозернистых в его верхней части (на глубинах 21–5 м).

Сосновоозерская толща охарактеризована палинокомплексами III (эоцена?–раннего олигоцена) и IV (конца олигоцена–раннего миоцена(?)).

Еще один стратиграфический аналог кулариктинской свиты установлен в Исингинской котловине Еравнинской депрессии в скв. 7567 (см. рис. 3.7). Здесь в интервале глубин 37,8–3,5 м обнажена сероцветная алевритопесчаниковая озерно-аллювиальная пачка, залегающая с размывом на хлидолитах мохейской свиты. Спорово-пыльцевой спектр в интервале 28,0–11,5 м отнесен В.М. Климановой к раннему олигоцену в сопоставлении с палинокомплексом верхов каменской свиты Предбайкальского прогиба.

Д.-Д.Б. Базаров сопоставлял с кулариктинской свитой суглинки Эгитинского рудного поля (скважины 418, 1104, 308, 309, интервалы 10–15 м) в одноименной мульде Поперечнинской впадины. По спорово-пыльцевым спектрам В.В. Савиновой суглинки датированы олигоценом [Базаров, 1986]. По нашим определениям, возраст палинокомплекса эгитинских суглинков моложе кулариктинского, но не выходит за пределы олигоцена. Этот вывод сделан в связи с отсутствием в первом пыльцы *Trudopollis,* уменьшением количества *Castanea, Castanopsis* и пыльцы, определенной по морфографической системе.

Палинокомплекс олигоцена, сопоставимый с кулариктинским, получен В.В. Савиновой из осадочных отложений скв. 88 (интервал 29–26 м) в Дабан-Горхонской впадине. Пески, супеси с гравием и галькой мощностью до 20 м здесь перекрывают хлидолиты верхнего мела.

3.4. Средний–верхний миоцен. Джилиндинская свита

Основное поле распространения свиты – Амалатское плато и прилегающие к нему с юго-запада и юго-востока впадины и эрозионные палеодолины.

3.4.1. Джилиндинская впадина

Стратотип свиты расположен в правом борту долины р. Джилинда, в 7 км выше устья, 300 м от впадения ключа Кукушунда (местоположение см. рис. 3.1). Разрез обнажения (см. рис. 1.1), согласно Стратиграфическому кодексу... [1992], соответствует голостратотипу. В разрезе выделяются (снизу вверх):

Мощность, м

1. Слой гравия, дресвы и щебня 1,0

2. Алевропелито-песчаная пачка, объединяющая несколько трансгрессивных низших ритмов осадков. Первый из них представлен тонкозернистыми кварцевыми песками, линзами гравия, илисто-торфяными прослоями, а затем темно-серыми алевритами с фрагментами древесины. Нижний член второго ритма сложен разнозернистыми и выше – алевритовыми песками, горизонтально-волнисто- и косослойчатыми, с включениями гравия и гальки, а верхний – углистыми алевропелитами. Третий ритм представлен тонко- и мелкозернистыми кварцевыми песками, перекрытыми горизонтально-слойчатыми углистыми отложениями с многочисленными спрессованными растительными остатками. Все отложения характеризуются литогенетическим единством в пределах аллювиального макроритма. Каждый низший ритм охватывает русловые песчаные и пойменно-озерные алевропелитовые и алевропсаммитовые осадки. Пачка относится к нижнеджилиндинской подсвите 9,5

3. Тонкослоистые аргиллиты, темно-бурые и зеленовато-серые их разновидности с включениями вивианита и углефицированными древесными обломками. Местами аргиллиты переходят в диатомиты. Пачка относится к верхнеджилиндинской подсвите 7,0

4. Лавовый покров ..... до 2,5

Общая мощность до 20,0 м

Вышележащий красноцветный гравий, залегающий на выветрелых эффузивах разреза Кукушунда, сопоставляется с нижнечетвертичной "охристой" свитой. На водоразделе рек Джилинда (Витимская) и Аталанга в основании нижнеджилиндинской подсвиты показаны также галечники изменчивой мощности (от первых десятков до 150 м) [Ендрихинский, 1967, 1970], включенные в состав мохейской свиты [Нагорья..., 1974].

Характеристика стратотипа джилиндинской свиты дополняется по разрезам скважин 1–3 Аянской партии ПГО "Бурятгеология", пройденных в 1977 г. [Андреев и др., 1977ф]. В разрезе, вскрытом наиболее глубокой скв. 2, выделяются (снизу вверх):

1. Базальная крупнообломочная пачка нижнемеловых отложений (224,5–206,3 м). Пестроцветные песчано-гравийно-глинистые хлидолиты часто резко переходят к недосыщенным гравелитам и разнозернистым песчаникам с рассеянной галькой вулканических пород, гранитов, известняков и кварца. Скопления гальки обусловливают переходы к гравийно-разногалечным конгломератам, а у забоя скважины – к конгломератобрекчиям (мощность 2 м). Пролювиальная пачка мощностью более 18 м, вероятно, сформировалась в зоне дезинтеграции и выветривания нижнемеловых отложений имской свиты. Пачка присутствует только в наиболее глубокой центральной части впадины, выклинивается к северо-востоку от скв. 2, а в разрезе скв. 3 не обнаружена (рис. 3.10).

2. Преимущественно псаммитовая слабоотсортированная пачка куляриктинской свиты (206,3–185,4 м). В этой части разреза с глубин 200 и 190 м выделен спорово-пыльцевой спектр позднего олигоцена–раннего миоцена(?) ПК IV. Граница с вышележащей джилиндинской свитой выражена резко.

3. Нижнеджилиндинская подсвита (185,4–91,4 м). В базальных слоях сложена галечниками из окатанных обломков кварца и различных гранитоидов (185,4–184,4 м). Выше залегают монотонные серые глинистые, сильнослюдистые, почти идеально отсортированные песчаники. Горизонтальная слойчатость, вероятно, отражающая сезонные вариации осадконакопления, подчеркнута тонкими пропластками алевролитов или лигнитов, сложенных стеблями трав и кустарников, пересыпанных алевропсаммитовым материалом. Встречаются крупные фрагменты листьев древесных широколиственных листопадных пород. Местами слойчатость ритмичная, направленно изменяющаяся. Алевропелитовые и лигнитовые пропластки систематически сближаются, и порода становится алевролитом или лигнитом, слойчатым за счет слюдистого песчаника (глубины 153,4–148,4 и 141,0–140,0 м). Разрез нижнеджилиндинской подсвиты завершается выдержанным слоем сильноуглистых аргиллитов. Породы содержат ПК VI. Вскрытая мощность подсвиты 45 м.

4. Верхнеджилиндинская подсвита (140,0–23,0 м). До глубины 133,6 м следуют кварцевые пески светло-серые, разнозернистые, с галькой гранитов и метаморфических пород. Далее по разрезу, до глубины 91,4 м,

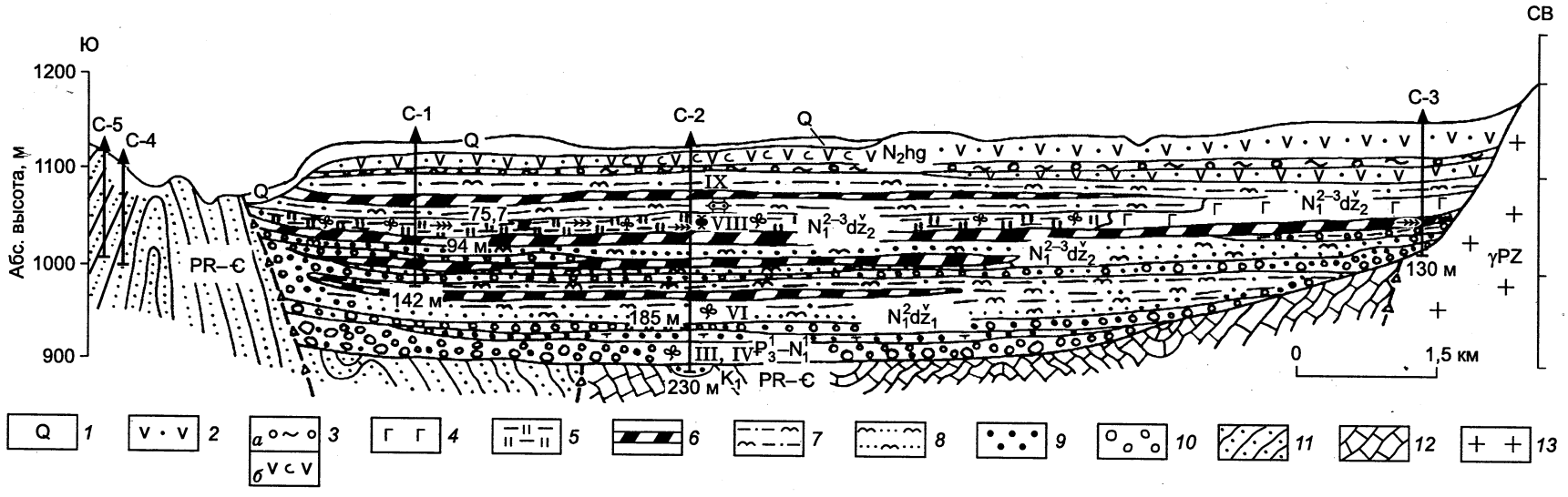


Рис. 3.10. Разрез неогеновых образований в стратотипической местности джилиндинской свиты. Джилиндинская впадина (местоположение см. рис. 3.1, № 14 и рис. 2 [Черняева и др., 2007]):

1 – четвертичные нерасчлененные отложения; *2*, *3* – хойготская толща (N_2hg): *2* – базаниты, фонобазаниты, гавайиты, с линзами пролювиально-озерных алевропсаммитов; *3* – вулканомиктовые галечники (*а*), туффиты базальтоидов (*б*); *4–10* джилиндинская свита: верхне- ($N_1^{2-3}dž_2$) и нижне-джилиндинская ($N_1^2dž_1$) подсвиты: *4* – оливиновые толеиты, базаниты; *5* – диатомовые алевропелиты, диатомиты; *6* – пласты перемежающихся (часто углистых) алевропелитов, лигнитов; *7* – алевритомелкопсаммитовые сильнослюдистые отложения; *8* – мелко-среднезернистые слюдистые пески; *9* – гравийные пески, гравийники существенно кварцевого состава; *10* – галечники; $P_3^1 - N_1^1$ – отложения куляриктинского горизонта в составе одноименной свиты и сосновоозерской толщи; K_1 – имская свита; PR– Є – метаморфические образования протерозоя–кембрия: *11* – метаморфические песчаники, сланцы; *12* – кристаллические известняки и палеозойские гранитоиды (γPZ); *13* – палеозойские граниты.

алевритовые песчаники часто перемежаются с тонкомелкозернистыми слюдистыми плитчатыми псаммитами с фрагментами побегов трав, листьев и обломками древесины. Установлен палинокомплекс VII (глубины 125 и 93 м). Среди литифицированных отложений встречаются почти неуплотненные мелкозернистые сильнослюдистые пески. Реже в алевропесчаной пачке отмечаются линзовидные слои аргиллитов и полевошпатово-кварцевых песков с гравием и разрозненными гальками 2–3-го классов окатанности. Интервал глубин 91,4–66,5 м начинается пачкой диатомовых алевропелитов и диатомитов. Породы светло-серые, плитчатые тонкоритмично-горизонтально-слойчатые за счет алевритовых пропластков, с раковинами остракод, а также отпечатками насекомых и флоры. В породах содержится ПК VIII (глубина 73 м). Выше эти образования чередуются с аргиллитами (в том числе, углистыми), алевролитами, алевропсаммитами и тонкозернистыми сортированными песчаниками с выделениями вивианита. Интервал глубин 66,5–23,0 м представлен слабосцементированными алевропсаммитами светло-серыми, сильнослюдистыми, горизонтально-слойчатыми. В интервале глубин 51,1–46,1 и 41,3–39,5 м следуют сильноуглистые глинистые алевролиты и алевропсаммиты, насыщенные растительными остатками. Мощность подсвиты 117 м.

Вулканические породы в составе нижнеджилиндинской подсвиты отсутствуют, а появляются лишь в разрезе только на уровне верхнеджилиндинской посвиты. В целом по линии профиля рис. 3.10 преобладают озерные отложения. При сопоставлении с разрезом ключа Кукушунда предполагается их фациальный переход к речным образованиям на уровне нижнеджилиндинской подсвиты. Верхнеджилиндинская подсвита характеризуется преобладанием тонкообломочных пород, отражающих стадию старения водоема. Ее своеобразие подчеркнуто наличием диатомитов. Общая мощность отложений джилиндинской свиты по профилю скважин 1–3 более 160 м.

Вывод о смене в разрезе преимущественно аллювиальных отложений озерными сделан при изучении разреза по линиям скважин у оз. Мухал [Рассказов, Батырмурзаев, 1985]. По превышениям погребенного рельефа выявлена заполненная грубообломочным аллювием и лавами узкая эрозионная прорезь глубиной 90 м. Только после ее заполнения начала накапливаться озерная толща, включавшая в себя отдельные лавовые потоки. В дальнейшем озерная толща была расчленена и эрозионный рельеф оказался погребенным под мощным лавовым покровом. В отличие от разреза, вскрытого скв. 2, в погребенной эрозионной палеодолине оз. Мухал разрез начинался не отложениями олигоценовой кулариктинской свиты, а среднемиоценовыми галечниками и лавами. В опорной скв. 82 разреза джилиндинская свита вскрыта на глубину 287 м. По составу спорово-пыльцевых спектров из осадочных линз вскрытая толща относилась к миоцену [Базаров и др., 1984]. В отличие от принятого подразделения по скв. 2 на нижнеджилиндинскую, преимущественно аллювиальную и верхнеджилиндинскую озерную, разрез скв. 82 начинается лавами и полностью относится к верхнеджилиндинской подсвите.

Опорные разрезы скважин 2 и 82 представительны для джилиндинской свиты по ее объему, мощности, степени палеонтологической обоснованности и K-Ar датированию лав (см. гл. 4). Данные спорово-пыльцевого анализа согласуются с результатами K-Ar датирования, свидетельствующими о начале накопления джилиндинской свиты после эрозионного вреза середины среднего миоцена и завершении накопления в первой половине позднего миоцена. Учитывая наличие эпизода глубокого эрозионного расчленения территории около 10 млн лет назад, в составе верхнеджилиндинской подсвиты Джилиндинской впадины различаются предэрозионная озерная толща, сформировавшаяся во временном интервале 12–10 млн лет назад, и послеэрозионная лавовая, образовавшаяся вследствие излияний больших объемов лав 10–9 млн лет назад [Рассказов, 1993].

3.4.2. Верхневитимская впадина

Данные о неогеновых отложениях в этой впадине фрагментарны, но они имеют важное биостратиграфическое значение для общей характеристики свиты.

В долине р. Витим, между устьями рек Алянга и Кыджимит, наряду с обнажениями пород зазинской свиты с фауной нижнего мела, встречаются изолированные коренные выходы светло-серых

песков и гравийников, горизонтально- и косослойчатых. В правом борту долины р. Витим, в 1,5 км ниже впадения р. Кыджимит, стратиграфически и гипсометрически выше белесых гравийных песков, канавой Алянгинской партии ПГО "Бурятгеология" вскрыт пласт диатомитов и диатомовых алевропелитов (местоположение см. рис. 3.1, № 19). По результатам исследований спорово-пыльцевых и диатомовых спектров пласт диатомитов относится к подошве верхнеджилиндинской подсвиты, а подстилающие пески руслового генезиса – к нижнеджилиндинской подсвите.

3.4.3. Холой-Романовская впадина

В долине р. Холой (см. рис. 3.1, № 1) по сети скважин и магистральным канавам ПГО "Сосновгеология" [Кусов и др., 1984ф] принято четырехчленное деление джилиндинской свиты (снизу вверх):

Мощность, м

1. Базальные мелкогалечные конгломераты (2 м) и перекрывающая мощная пачка голубовато-серых тонкозернистых алевропсаммитов и алевролитов ("сизых илов")
2. Пачка зеленовато-серых тонкозернистых песчаников. Общая мощность пачек 1 и 2 30–40
3. Темно-серые глинисто-песчано-гравийные хлидолиты с высоким содержанием гумусового вещества, углистыми плохо сортированными алевропсаммитами, погребенными почвами и менее сероцветными песчаниками (по-видимому, стрежневых частей палеопотоков) ..... до нескольких метров
4. Пачка желтовато-серых разнозернистых песчаников и гравелитов 0–30

В разрезе опорной скв. 3136 осадочные отложения джилиндинской свиты залегают на вулканических породах удинской серии средней–верхней юры. Выше по разрезу следуют:

1. Мелкий и средний галечник (59–40 м). Галька 1–3-го классов окатанности представлена эффузивными породами кислого и основного состава из подстилающего фундамента. На 52–42-метровом уровне залегает пласт гравийника, сложенного зернами кварца с примесью остроугольной дресвы удинских вулканических пород. Кровля пачки обозначена светло-серыми до белесых гравелистыми слабосцементированными песчаниками с высоким содержанием каолинита.
2. Разногалечные конгломераты (40–28 м). Преобладают гальки кислых удинских эффузивов, редко встречаются гальки гранитоидов. Заполнителем служит разнозернистый песчаник. С уменьшением количества псефитового материала конгломераты постепенно сменяются гравелистыми песчаниками и гравелитами.
3. Серые существенно кварцевые неотсортированные гравийники (28–13 м). В составе крупного гравия присутствуют кислые эффузивы и граниты. Выше по разрезу гравийники постепенно сменяются белесыми песками от мелко-среднезернистых до разнозернистых гравелистых. Цемент песков преимущественно каолинитовый. Частые и резкие изменения размерности зерен обусловливают слоистые серии. Псаммиты систематически обогащаются мелкой окатанной галькой.
4. Пачка с изменчивым строением (13–3,5 м). В ее подошве располагаются темно-серые, насыщенные гумусовым веществом алевропсаммиты с рассеянными включениями и линзами гравия. Количество гравийной примеси резко варьирует, а высокое содержание алевропелитового и тонкодисперсионного углистого материала сохраняется повсеместно. По беспорядочности сложения породы могут быть названы глинисто-алеврито-песчано-гравийными хлидолитами. В интервале глубин 5,0–4,5 м отложения почти черные, "землистые". Выше залегают светло-серые песчано-гравийные, а далее – мелкозернистые, отсортированные псаммиты, изредка с пропластками хлидолитов.
5. Углисто-глинисто-песчаные хлидолиты (3,5–0 м). Выше по разрезу они сменяются углистыми гравелитами, переслаивающимися с песками. Отложения входят в аллювиально-пролювиальный комплекс. Разнообломочный углистый материал, вероятно, относится к погребенным почвам и осадкам половодий.

Интервалы 1 и 2 разреза скв. 3136 соответствуют трансгрессивным ритмам русловых осадков. Интервал 3, возможно, отвечает нескольким ритмам, связанным с меандрированием Прахолоя. Отложения трех нижних интервалов занимают стратиграфический уровень пачек 1 и 2 схемы В.А. Кусова и др. [1984ф, см. с. 52].

Коренные обнажения по р. Холой охватывают меньший стратиграфический диапазон джилиндинской свиты. В левом борту речной долины, в 1,5 км от устья (обн. 1х), наблюдается последовательность пластов (рис. 3.11):

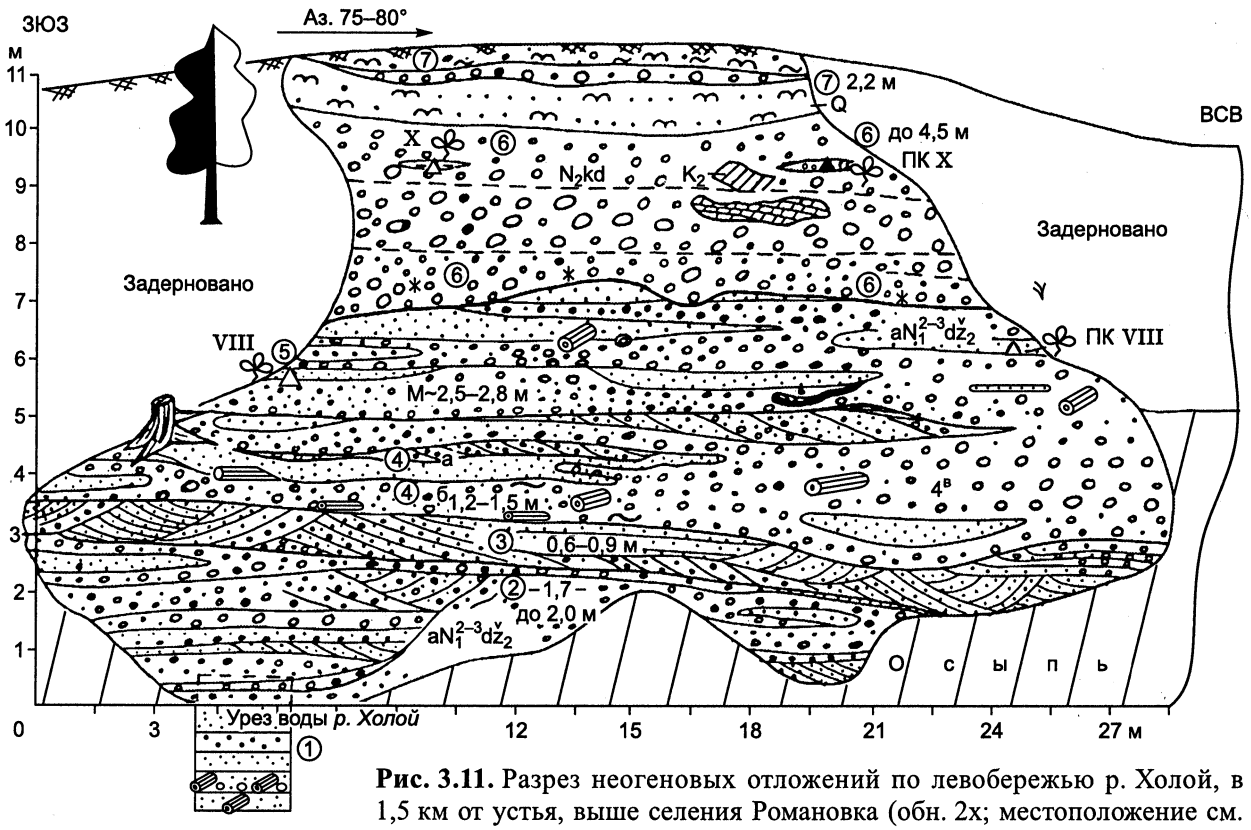


Рис. 3.11. Разрез неогеновых отложений по левобережью р. Холой, в 1,5 км от устья, выше селения Романовка (обн. 2х; местоположение см. рис. 3.1, № 1):

Q – нерасчлененные четвертичные отложения; N_2kd – кыджимитская толща гравийно-галечных "охристых" отложений; K_2 – обломки ("катыши") алевропесчаников, переотложенные из верхнемеловой мохейской свиты; a – аллювиальный (русловый), ap – аллювиально-пролювиальный, al – аллювиально-озерный генезис отложений. Цифры в кружках – слои. Ост. усл. обозн. см. на рис. 3.10 и с. 22–23.

Мощность, м

1. Зеленовато-серые пески от алевритовых до гравелистых с пропластками галечника и окатышами высоколитифицированных алевролитов. Местами песок обогащен обломками дезинтегрированной обугленной древесины. Встречаются отдельные крупные фрагменты стволов. Видимая мощность ..... до 2

2. Перемежающиеся пески, гравийники и полимиктовые галечники. В основании – крупнопесчано-гравийный слой с цепочками галек. Выше отложения представлены галечниками с базальным песчано-гравийным заполнителем, песками либо гравийниками с пропластками галечника. У кровли пласта доминируют пески либо гравийники. Отдельные слои образуют "раздувы" и "пережимы", а иногда выклиниваются на протяжении 3–4 м. Слоистость подчеркнута цепочками галек и гравия, обычно косая, разнонаправленная, реже – однонаправленная, подчас грубая, горизонтальная ..... до 3

3. Преимущественно песчаный слой. В его основании песок разнозернистый, насыщенный гравийными пропластками, вплоть до перехода к гравийникам. Наблюдаются взаимозамещения гравийных и песчаных отложений. Выше песок становится более отсортированным, мелкозернистым. Слоистость косая, косоволнистая, кулисообразная, перистая, местами близкая к горизонтальной. Встречаются крупные фрагменты и отдельные стволы окремненной древесины ..... до 0,9

4. Сочетание крупных удлиненных линз различного песка, гравийника и галечника. Доминируют пески мелкозернистые, высокоотсортированные, с пропластками более крупного песка и гравийника. В нижней части пласта преобладают гравийники и галечники с высоким содержанием псаммитовой составляющей. Включения почти целых стволов ископаемой углефицированной окремненной древесины тяготеют к участкам замещения псаммитового и псефитового материала. Менее крупные фрагменты древесины содержатся внутри гравийников ..... до 2,8

Мощность, м

5. Гравийники с цепочками галек и пески. Нижний контакт подчеркнут пропластком галечника. Выше многократно переслаиваются пески от тонкозернистых глинистых до гравийных, с разрозненными гальками. В средней части пласта преобладают гравийники и гравийно-галечные отложения, включающие линзовидный слой мелкозернистых песков. Четко выражены серии косой однонаправленной слоистости с наклоном слойков на юго-восток 140–100° под углом 15–20°. Беспорядочно рассеяны крупные (до 10 × 5 см) окатыши литифицированных алевролитов и алевритовых песчаников. У кровли залегают обычно косослойчатые, реже горизонтально-слойчатые мелкозернистые пески с пропластками разнозернистых песков и гравийников ..... до 1,5

Поверхность размыва неогеновых образований перекрыта бурыми охристыми песками плиоценовой кыджимитской толщи.

Галечный материал по всему разрезу представлен риолитовыми порфирами, трахитами, трахиандезибазальтами и туфами преимущественно удинской серии и, возможно, цаганхунтейской свиты, а также гранитами и диоритами. Галька, как правило, имеет 1-й, значительно реже 2–3-й классы окатанности. Средний K_0 для галек пласта 2 составляет 1,17, а пласта 4 – 1,4. Применительно к отложениям межгорных впадин Забайкалья такие значения K_0 обычно лежат в диапазоне, свойственном осадкам русел. Генезис отложений с большей конкретностью устанавливается по их литологическим особенностям, в том числе крупным сериям косой слоистости, явлениям ритмической сортировки зерен, трансгрессивно-ритмичному строению разреза. Каждый рассмотренный пласт соответствует микроритму с уменьшением среднего размера зерен вверх по разрезу. Все эти признаки обычно рассматриваются как индикаторные для русловых фаций [Шанцер, 1966; и др.].

Следующий коренной выход отложений джилиндинской свиты находится в 6 км от устья р. Холой (рис. 3.12, местоположение см. рис. 3.1, № 1; обн. 1х). Разрез обнаруживает принципиальное сходство с обнаженным фрагментом свиты вблизи устья речной долины. Укажем лишь, что у уреза воды здесь тоже залегают зеленовато-серые пески, вероятно, на одном стратиграфическом уровне с песками разреза приустьевой части р. Холой.

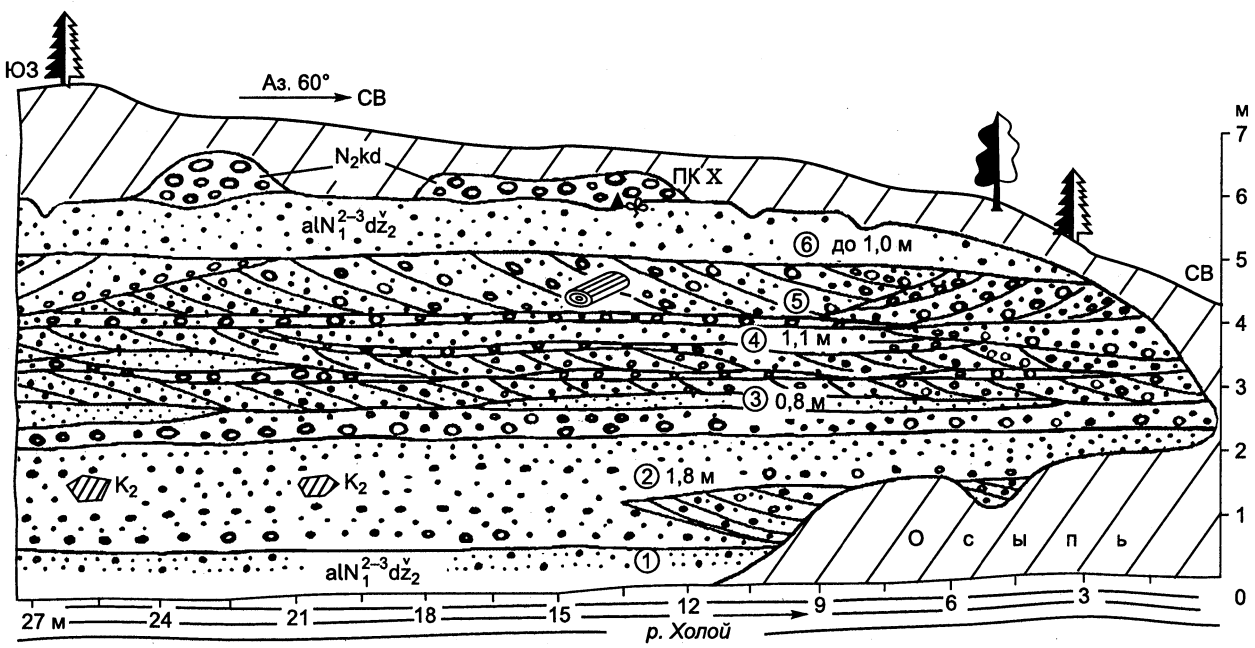


Рис. 3.12. Разрез неогеновых отложений по левобережью р. Холой, в 6 км от устья (обн. 1х; местоположение см. рис. 3.1, № 1).

Усл. обозн. см. с. 22–23 и рис. 3.10 и 3.11.

Таблица 3.3

Значения коэффициента мономинеральности псаммитов джилиндинской свиты из Холой-Романовской впадины

Номер обн./номер слоя	$K_{м\ общ}$	$K_{м_{0,5}}$	$K_{м_{0,25}}$	$K_{м_{0,1}}$
1х/1	6,18	6,33	5,43	9
1х/3	1,68	5,31	1,77	1,28
1х/3а	1,59	5,67	1,49	1,65
1х/2	1,88	44	1,68	2,15
1х/2а	1,4	2,33	1,36	1,4
1х/4	0,95	5,25	2,48	2,31
1х/5	1,6	2,5	1,53	1,31
2х/1	1,74	2,33	2,12	1,26
2х/2	1,44	2,0	1,27	1,59
2х/5	1,29	1,80	1,12	1,60

Примечание. Слои показаны на рис. 3.11 и 3.12.

Сопоставление вышележащих пластов указывает на значительную литологическую невыдержанность отложений с взаимными замещениями песков, гравийников и галечников. Для обоих разрезов характерно наличие стволов древесины и окатышей серых плотных алевролитов. Песчано-гравийным образованиям свойственна также светло-серая с белесоватым оттенком окраска, обусловленная высоким содержанием каолинитового заполнителя (данные по 30 термограммам). Этот признак отмечен и в опубликованных работах [Дехтярева и др., 1970; Приходько, 1970].

Значения коэффициента мономинеральности псаммитов джилиндинской свиты Холой-Романовской впадины, как общие, так и для отдельных гранулометрических фракций, приведены в табл. 3.3.

Пески повсеместно существенно кварцевые при вариациях состава от мономиктового до олигомиктового. Среди минералов тяжелой фракции присутствуют ильменит, циркон, титанит, эпидот, турмалин, гранаты, апатит, рутил и некоторые др. Их соотношения варьируют.

Подобные разрезы отложений свиты Прахолоя установлены в магистральных канавах ПГО "Сосновгеология" (рис. 3.13). Обычно четко фиксируются трансгрессивные ритмы. Наиболее полные из них охватывают образования от галечников у подошвы до мелкозернистых псаммитов либо алевропсаммитов, реже алевропелитов у кровли. Последние сложно переслаиваются с песками.

Кровля неогеновых образований часто причудливо деформирована, возможно, под воздействием антропогеновых солифлюкционных процессов. Деформации подчеркиваются сложными изгибами углистых (в том числе сажистых) и алевропелитовых пропластков и линз. Усиление их роли в верхних частях разреза свидетельствует о распространении пойменных и пойменно-застойных фаций в конце формирования единого аллювиального комплекса осадков. Развиты черные пески с древесной крошкой, залегающие непосредственно под четвертичными наносами либо между белесыми песками и гравийниками.

По палинологическим данным, пласты в обнажениях 1х и 2х имеют миоценовый возраст [Дехтярева и др., 1970]. В пробах, послойно отобранных авторами, Л.А. Анкудимовой и Г.М. Кабановой также установлены миоценовые спорово-пыльцевые спектры. Пласт 5 верхней части разреза обнажения 2х с миоценовым палинокомплексом перекрывает пласты со спектрами, менее ясными в хронологическом аспекте в связи с их засорением сравнительно молодыми формами. Спорово-пыльцевые спектры относятся нами к позднему миоцену. Аллювиальная пачка существенно русловых отложений является фрагментом верхнеджилиндинской подсвиты.

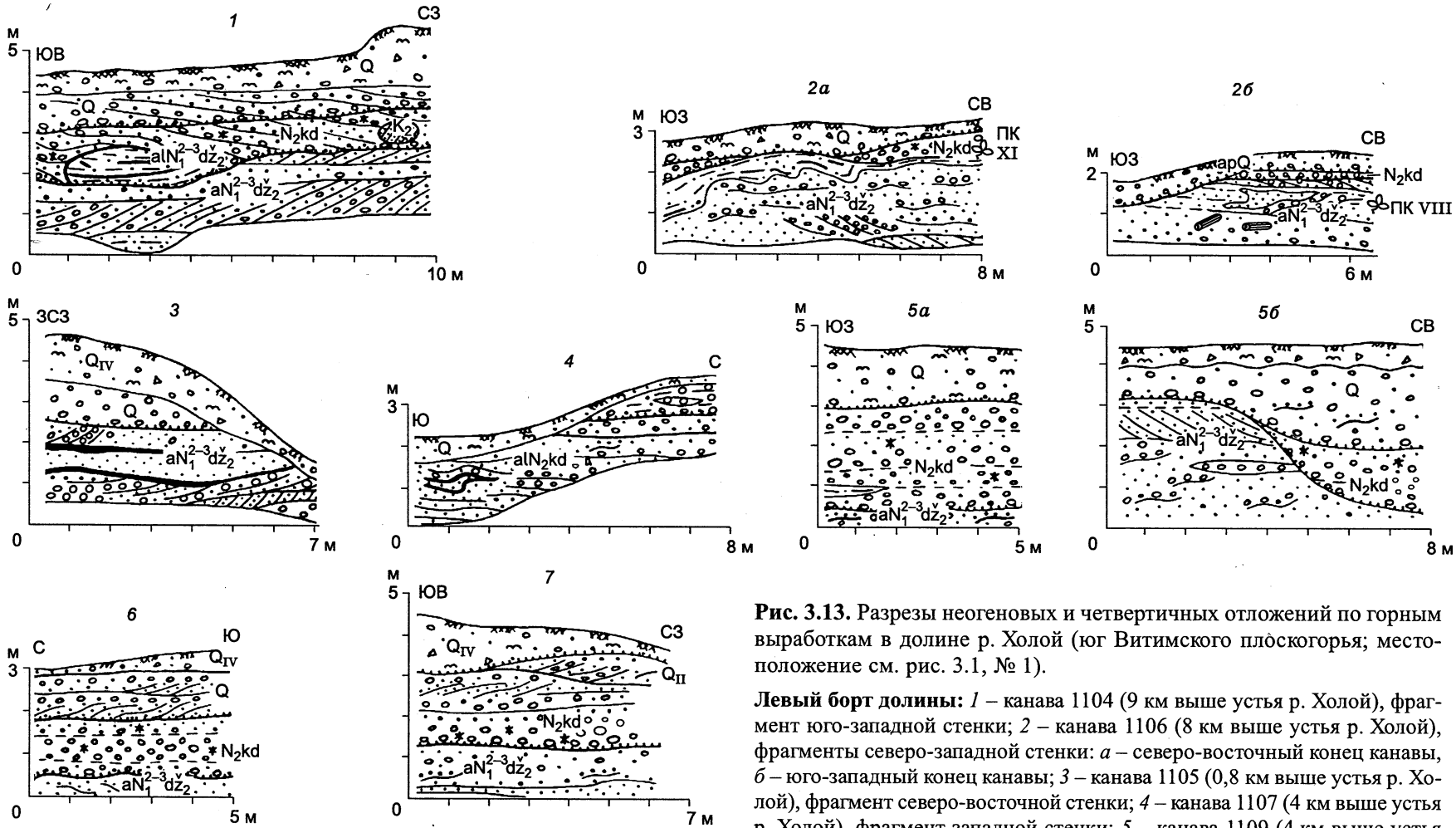


Рис. 3.13. Разрезы неогеновых и четвертичных отложений по горным выработкам в долине р. Холой (юг Витимского плоскогорья; местоположение см. рис. 3.1, № 1).

Левый борт долины: *1* – канава 1104 (9 км выше устья р. Холой), фрагмент юго-западной стенки; *2* – канава 1106 (8 км выше устья р. Холой), фрагменты северо-западной стенки: *а* – северо-восточный конец канавы, *б* – юго-западный конец канавы; *3* – канава 1105 (0,8 км выше устья р. Холой), фрагмент северо-восточной стенки; *4* – канава 1107 (4 км выше устья р. Холой), фрагмент западной стенки; *5* – канава 1109 (4 км выше устья р. Холой), фрагменты северо-западной стенки: *а* – юго-западный конец канавы, *б* – северо-восточный конец канавы. Ост. усл. обозн. см. на с. 22–23 и рис. 3.10 и 3.11.

Правый борт долины (выше устья рч. Талакан): *6* – канава 1122, фрагмент восточной стенки; *7* – канава 1118, фрагмент юго-западной стенки.

3.4.4. Ендондинская впадина

В Политовской котловине к джилиндинской свите относятся верхние части разрезов скважин 4 и 5 (см. рис. 3.1, № 2). В скв. 5 выделяются конгломератопесчаниковые пачки, образующие несколько ритмов (снизу вверх):

1. На глубинах 41,0–19,5 м песчано-гравийно-галечные отложения постепенно переходят в гравелистые песчаники и выше сменяются средне-мелкозернистыми псаммитами, слабосцементированными. В интервале 33,0–32,0 м вскрыты конгломераты.

2. На глубинах 19,5–16,5 м выделяется особый ритм, начинающийся галечниками. С 18 м залегают более однородные олигомиктовые кварцевые косослойчатые рыхлые песчаники с незначительным участием зерен полевых шпатов и темноцветных минералов. Сначала идут гравелистые песчаники, а затем крупно-среднезернистые, обогащенные глинистым (каолинит-гидрослюдистым, реже монтмориллонитовым) цементом.

3. На глубинах 16,5–15,0 м песчаники резко контактируют с галечниками. Последние вновь перекрываются отсортированными песчаниками, образованными закономерно чередующимися сериями слойков – от гравелистых до мелкозернистых. Отложения характеризуются трансгрессивно-ритмичным строением и светло-серой, белесой окраской.

В скв. 4 мощность отложений меньше, чем в скв. 5. На образованиях мохейской(?) свиты в интервале 11,0–0,5 м залегает галечник различной размерности, представленный обломками гранитов, кварцевых порфиров, трахитов, сиенит-порфиров, щелочных туфов, кремнистых туффитов и туфогенно-осадочных пород. Большинство вулканических пород в гальках относится к удинской серии. В интервале 8,5–8,0 м залегает белесоватый гравелистый песчаник. Далее по разрезу преобладают резко разнообломочные галечники, содержащие крупные обломки подстилающих вулканических пород. С глубины 4,5 м галечники, крупные и мелкие, с гравийной примесью, снова представлены преимущественно материалом удинских вулканических пород.

Значения окатанности, сортировки и среднего размера галек из изученных скважин приведены в табл. 3.4. Окатанность материала варьирует от плохой до средней, сортировка мала. В скв. 4 гальки эффузивных пород уступают по размерам галькам гранитоидов.

Характерные светло-серые, белесые тона, олигомиктовый, существенно кварцевый состав, текстурные и структурные особенности песчаников и песков, залегающих на глубоко размытой толще верхнего мела – все эти признаки сближают отложения Политовской впадины с аллювиальными (русловыми) фациями витимского неогена (особенно в долине Прахолоя), а палинологические особенности свидетельствуют о принадлежности отложений к верхнеджилиндинской подсвите.

В юго-западной части Ендондинской впадины, на водоразделе речек Ендондин и Кумыхта, наиболее представительный разрез вскрыт опорной скв. 1605 (см. рис. 3.1, № 3). Установлено три трансгрессивных ритма отложений (рис. 3.14).

Ритм 1 (43,6–21,0 м). Непосредственно на гранитоидах залегают галечники. В их составе у основания преобладают породы фундамента, а выше широко представлены вулканические породы удинской серии – трахиты, риолиты, риодациты, в меньшей степени – разнообразные гранитоиды. Галька имеет 1–2-й классы окатанности. Вверх по разрезу галечники постепенно переходят в гравелиты, которые с 31,0 м перемежаются со светло-серыми сильноглинистыми мелкозернистыми песчаниками, преобладающими у кровли.

Таблица 3.4

Значения количественных параметров галек конгломератов джилиндинской свиты из Политовской котловины

Скважина/глубина, м	Значения признаков					
	Гранитоиды			Эффузивы		
	K_o	$\bar{a}$	S_o	K_o	$\bar{a}$	S_o
4/11–0,5	1,32	5,12	5,93	2,10	4,28	3,93
5/32–37	1,48	3,18	3,67	1,36	3,60	2,83

Ритм 2 (21,0–10,0 м). Он начинается гравийно-песчаными отложениями с разрозненными гальками удинских вулканитов, окатанных от 1-го до 3-го и даже 4-го классов. Коэффициент окатанности – 1,9. Вверх по разрезу отложения становятся более сортированными. В интервале 16,0–15,0 м четко обозначен прослой мелкозернистых песков. Далее пески чередуются с гравийниками, а затем преобладают в разрезе, включая маломощные пропластки последних.

Ритм 3 (10,0–0,5 м). Разнообломочные гравийники сменяются песками. В дорожном карьере у места заложения скв. 1605 в этих песках наблюдаются серии косой и косоволнистой, реже – горизонтальной слоистости и слойчатости, а также включения стволов окремненной древесины и окатышей темно-серых алевролитов. Они подобны включениям в обнажениях 1х и 2х р. Холой.

В рассмотренной ритмично построенной толще осадочные отложения становятся снизу вверх по разрезу все менее грубыми и более сортированными, что свидетельствует о наличии единого ритма более высокого порядка (мезоритма).

Подобные литолого-фациальные характеристики свойственны и другим изученным разрезам по скважинам 1611, 1609, 1606, 1608. В прибортовой скв. 1608 первый ритм отсутствует. Хорошо прослеживается и диагностируется второй ритм. Третий (неполный) ритм выражен тоже достаточно четко. Неогеновые осадки залегают на гранитоидах (скважины 1605, 1606, 1608) и на фаунистически датированных нижнемеловых отложениях зазинской свиты (скважины 1609, 1611).

Пески светло- и белесовато-серые с каолинитовым заполнителем, участвуют в сериях преимущественно косой слоистости и слойчатости, содержат окатыши однообразных литифицированных (верхнемеловых?) пород и окремненную древесину. Отложения однозначно сопоставляются с отложениями в долине р. Холой и тоже относятся к верхнеджилиндинской подсвите.

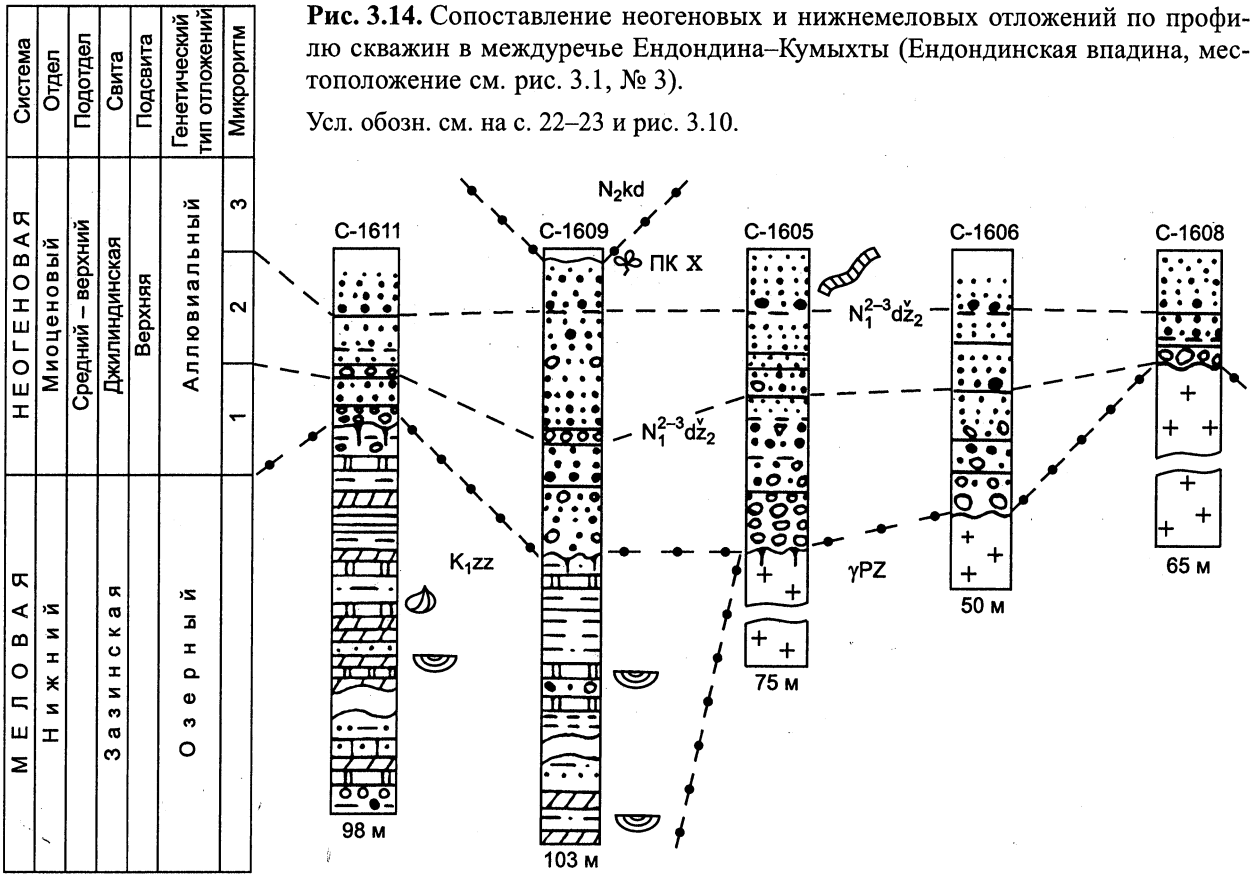


Рис. 3.14. Сопоставление неогеновых и нижнемеловых отложений по профилю скважин в междуречье Ендондина–Кумыхты (Ендондинская впадина, местоположение см. рис. 3.1, № 3).

Усл. обозн. см. на с. 22–23 и рис. 3.10.

3.4.5. Ингурская впадина

Во впадине неогеновые отложения вскрыты профилями скважин ПГО "Сосновгеология" (см. рис. 3.1, № 4). Джилиндинская свита представлена аллювиальными песчано-гравийными и алевропсаммитовыми отложениями со ступенчатым ритмично-трансгрессивным строением, выраженным в повышении сортировки и уменьшении среднего размера зерен вверх по разрезу. В каждом ритме обычно различаются два пласта (снизу вверх):

1) светло-серые песчаники и пески, в основании гравелистые, слабосортированные, а выше – равномерно средне-мелкозернистые;

2) темно-серые и серые малолитифицированные перемежающиеся алевролиты, алевритовые, реже – тонко- и мелкозернистые песчаники и пески со слабоуглефицированными растительными остатками.

Отдельные разновидности насыщены тонкодисперсным углистым веществом. Скопления стеблей и веток кустарниковых растений иногда образуют маркирующие лигнитовые прослои. Нижний пласт обычно русловый, местами с примесью пролювия, верхний – пойменно-озерный.

Строение свиты по разным профилям (XI, XII, XXIV, XXV и др.) варьирует (см. рис. 3.1, № 4). Так, на севере палеодолины установлен один ритм с повышенным распространением пойменных тонкозернистых литофаций и хорошо сохранившимися листовыми остатками флоры (профиль XXVI). Южнее установлены два аллювиальных ритма (рис. 3.15, профили XXV и XXIV), а далее к югу количество ритмов возрастает до четырех (профиль XI). Начало формирования каждого нового ритма отражало систематическое углубление русла реки донной эрозией и, вероятно, было обусловлено активизацией тектонических движений.

В аллювиальных отложениях всей палеодолины ощущается влияние беспорядочной грубообломочной примеси, приносившейся в центральное русло боковыми временными потоками. Даже в

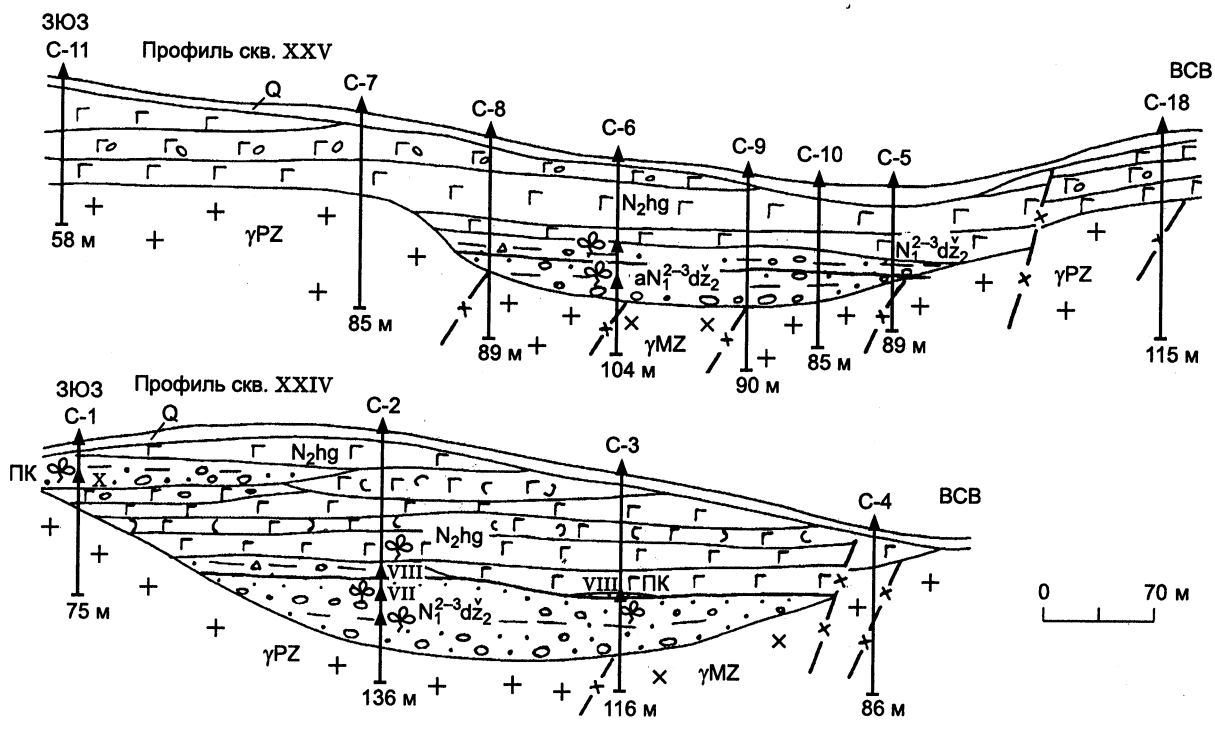


Рис. 3.15. Разрезы неогеновых образований в долине рч. Правый Ингур в Ингурской впадине (профили XXIV и XXV по материалам ПГО "Сосновгеология"; местоположение см. рис. 3.1, № 4).

Усл. обозн. см. на с. 22–23 и рис. 3.3, 3.10.

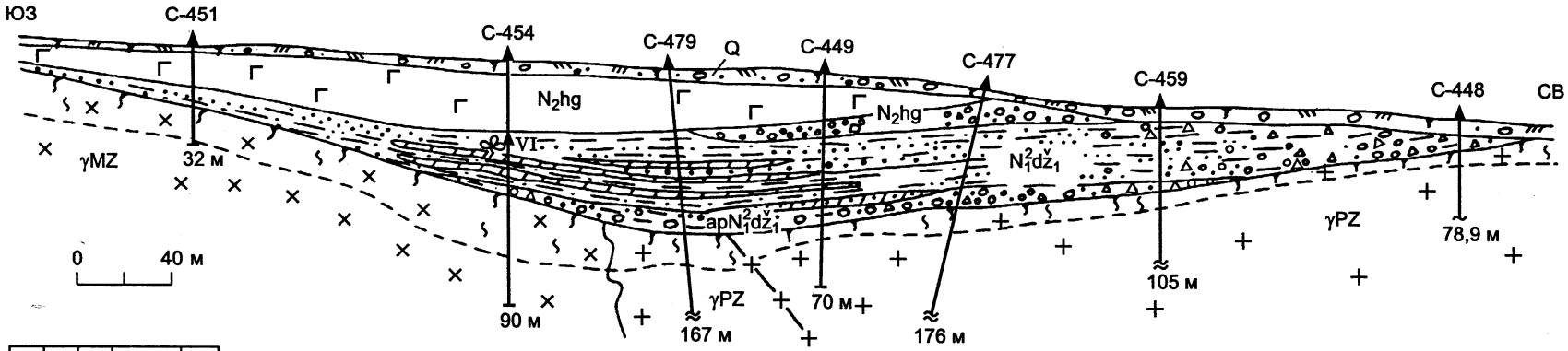


Рис. 3.16. Разрез неогеновых образований в долине рч. Правый Ингур (профиль XII; местоположение см. рис. 3.1, № 4).

Усл. обозн. см. на с. 22–23 и рис. 3.10.

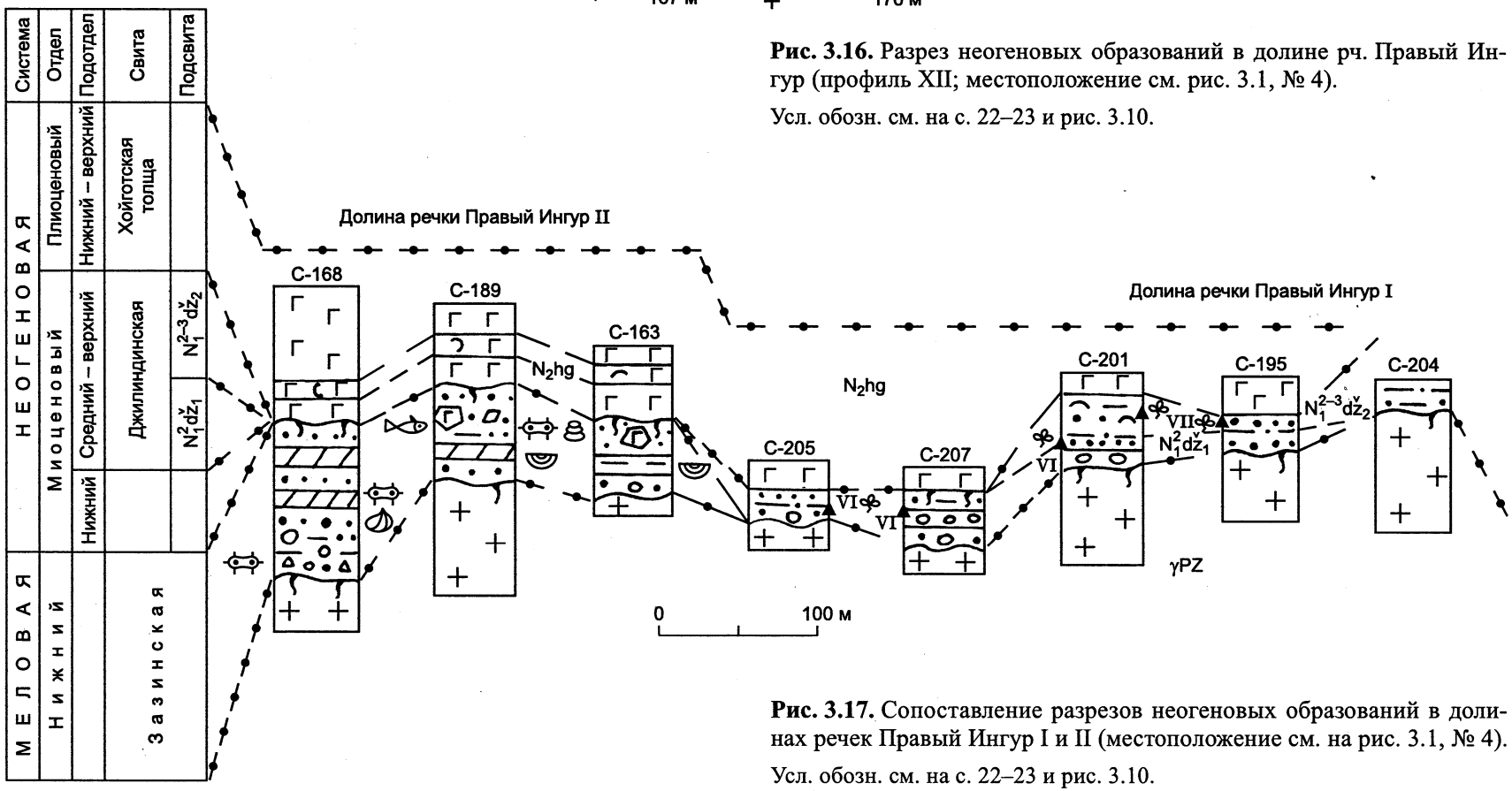


Рис. 3.17. Сопоставление разрезов неогеновых образований в долинах речек Правый Ингур I и II (местоположение см. на рис. 3.1, № 4).

Усл. обозн. см. на с. 22–23 и рис. 3.10.

Таблица 3.5

Коэффициенты мономинеральности песков нижнеджилиндинской подсвиты в долине рч. Правый Ингур I

Скважина/глубина, м	$K_{м\ общ}$	$K_{м_{0,5}}$	$K_{м_{0,25}}$	$K_{м_{0,1}}$
209/15	1,16	2,33	1,28	1,13
207/16,8	2,39	4	2,56	2,06
207/32	1,26	0,57	1,35	1,23
203/8	0,43	0,67	0,42	0,43

пойменных аргиллитах и алевролитах нередко рассеяны крупнопесчаные и гравийные зерна, иногда с появлением хлидолитов.

По результатам спорово-пыльцевого анализа осадков из скважин 2 (глубина 72,5 м), 3 (60 м) профиля XXIV и скв. 6 (40 м) профиля XV выявлены спорово-пыльцевые спектры позднего миоцена, а в более низких слоях (скв. 2, глубина 80 м и скв. 6, глубина 52 м) установлены палинокомплексы второй половины среднего миоцена. Эти данные в совокупности с литолого-фациальным составом отложений позволяют отнести их к верхнеджилиндинской подвите. Мощность отложений 20–40 м.

Южнее по профилю XII (рис. 3.16) преобладают алевромелкопсаммитовые пойменно-озерные отложения с отпечатками широколиственной флоры и чешуи рыб. Пойменный аллювий по латерали замещается, однако, русловыми песчано-гравийными осадками (скважины 454, 479, 477). В скв. 454 (глубина 30–26 м) выявлен палинокомплекс первой половины среднего миоцена, характерный для нижнеджилиндинской подсвиты Амалатского плато. Этот палинокомплекс с обилием термофилов подобен вороновской палинофлоре бещеульского горизонта Западной Сибири, охарактеризованной В.С. Волковой с соавт. [1986].

Подобный маломощный (20–45 м) фрагмент разреза озерно-аллювиальных отложений нижнеджилиндинской подсвиты с палинокомплексом VI середины миоцена вскрыт под лавами рч. Правый Ингур I, скважины 195, 201, 205, 207 и др. (рис. 3.17). Для песков подсвиты получены коэффициенты мономинеральности – общие и для отдельных фракций (табл. 3.5). Минералы тяжелой фракции представлены гранатом, лейкоксеном, титанитом, ильменитом, турмалином, эпидотом. Порядок минералов в ряду по их содержаниям более изменчив, чем в долине р. Холой. Пелитовый материал осадков представлен только гидрослюдами (скв. 19, глубина 95 м), гидрослюдами и каолинитом (скв. 2, глубина 86 м), гидрослюдами, каолинитом и монтмориллонитом (скв. 2, глубина 84 м). В других разрезах подсвиты преобладает каолинит, а монтмориллонит и гидрослюды имеют подчиненное значение.

3.4.6. Амалатская (Южная) магистральная палеодолина

В бассейне *рч. Ашигли* (см. рис. 3.1, № 8) профилем скважин 632–635 вскрыты отложения джилиндинской свиты трансгрессивно-ритмичного строения. В основании базального ритма залегает разнообломочный песчано-дресвяно-галечный, либо только галечный материал, представленный гранитоидами и изредка метаморфическими сланцами. Вверх по разрезу галечники сменяются крупными плохо сортированными гравийниками. В отдельных пропластках отмечается светло-серый, белесый (вероятно, каолинитовый) заполнитель. Следующий ритм начинается галечниками, более разнообразными по петрографическому составу обломков. Они постепенно сменяются алевритоглинисто-гравийными хлидолитами с незначительным количеством разрозненных галек (скв. 632). По скв. 631 прослежено постепенное замещение этих хлидолитов вверх по разрезу сероцветными алевритовыми и мелкозернистыми отсортированными песчаниками.

В разрезе скв. 633 установлены два ритма, образующих единый ритм более высокого порядка. Направленные трансгрессивные ряды осадков (снизу вверх):

1) галечники–гравийники–гравийники с алевритопесчаным заполнителем;

2) галечники–гравийники–крупно- и среднезернистые пески–алевриты и алевропсаммиты (отсортированные или с гравийной примесью).

В разрезе скв. 634 прослежены три полно развитых и взаимосвязанных ритма. Последний из них венчается пачкой алевропсаммитов мощностью 10 м. В его составе отмечаются также торфяники, лигниты с побегами трав, семенами и листьями покрытосеменных растений.

По всем разрезам снизу вверх возрастает степень окатанности галечного материала (от 1-го до 2–3-го классов) и значительно разнообразнее становится его состав, что может отражать развитие речного стока. Постепенно повышается роль аллювиальных русловых, а затем, по мере роста долины, и пойменно-озерных фаций. Значение пролювия, соответственно, уменьшается. Направленная взаимосвязь ритмов низкого и более высокого порядков позволяет рассматривать их в составе единого трансгрессивного аллювиального мезоритма, представляющего здесь верхнеджилиндинскую подсвиту.

В приустьевой части ключа Аршан, в 1,5 км ниже по течению рч. Ашигли (см. рис. 3.1, № 9), пройден профиль скважин 627–630. В наиболее представительном разрезе скв. 628 вскрыты гранитоиды фундамента и обозначены два неогеновых стратона: средне-верхнемиоценовый и плиоценовый (рис. 3.18, 3.19).

Верхнеджилиндинской подсвите с палинокомплексами среднего–позднего и позднего миоцена отвечает крупный (до 30 м) пролювиально-аллювиальный восьмиступенчатый единый мезоритм с увеличением вверх по разрезу степени окатанности и петрографического разнообразия галечного материала руслового генезиса. В верхней части разреза появляются алевритопесчаные пойменные осадки, не получившие, однако, значительного развития. Зерна в составе крупных гравийников до 1-го, реже 2-го классов окатанности, всегда более угловаты, чем галька, и, вероятно, соответствуют осадкам временных потоков. Над кровлей верхнеджилиндинской подсвиты находится поток массивных лав. Выше залегает сероцветная алевропелитовая и далее псаммитовая лимническая пачка мощностью 30,0–35,0 м. Плиоценовый комплекс спор и пыльцы дает основание рассматривать эту часть разреза в составе хойготской толщи. В ее основании алевропсаммиты перемежаются с мелко-среднезернистыми и разнозернистыми песчаниками и песками через каждые 0,2–0,3 м. Серии горизонтальной слойчатости подчеркнуты как алевритовыми, так и гравийными пропластками. Выше по разрезу развиты русловые пески с рассеянными зернами гравия и гальками. Разрез завершается лавами.

Скважиной 629 вскрыт в общем подобный разрез на уровне верхнеджилиндинской подсвиты. Напротив, разрез по скв. 627 резко отличается от аллювиально-озерных литофаций в сторону коллювиально-пролювиальных, возможно, в связи с приближением к тектонически активному западному борту палеодолины. Одновозрастность этих образований аллювиальным осадкам, вскрытым скв. 628, подтверждается наличием спорово-пыльцевых спектров среднего–позднего миоцена.

В излучине рч. Ашигли по профилю скважин 645, 644, 643, 641, 642 (см. рис. 3.18; рис. 3.1, № 9) устанавливается, как и в предыдущих разрезах, песчано-гравийно-галечная русловая залежь верхнеджилиндинской подсвиты мощностью от 7 до 20 м. Перекрывающая джилиндинские осадки существенно вулканическая хойготская толща (до 50,0 м) по скв. 643 (интервал 15,0–3,0 м) охарактеризована палинокомплексом позднего плиоцена–раннего эоплейстоцена.

В долине рч. Монгой пройден профиль скважин 26, 25, 22 и 18 ПГО "Бурятгеология" (см. рис. 3.18; рис. 3.1, № 9). На уровне нижней части разреза джилиндинской свиты прослеживается от четырех до семи трансгрессивных аллювиальных микроритмов. Их верхние части обозначены пойменно-озерными отсортированными глинисто-слюдистыми горизонтально-слойчатыми песчаниками и алевролитами, местами сильноуглистыми (скв. 22). Разрез в общем отличается выдержанностью на

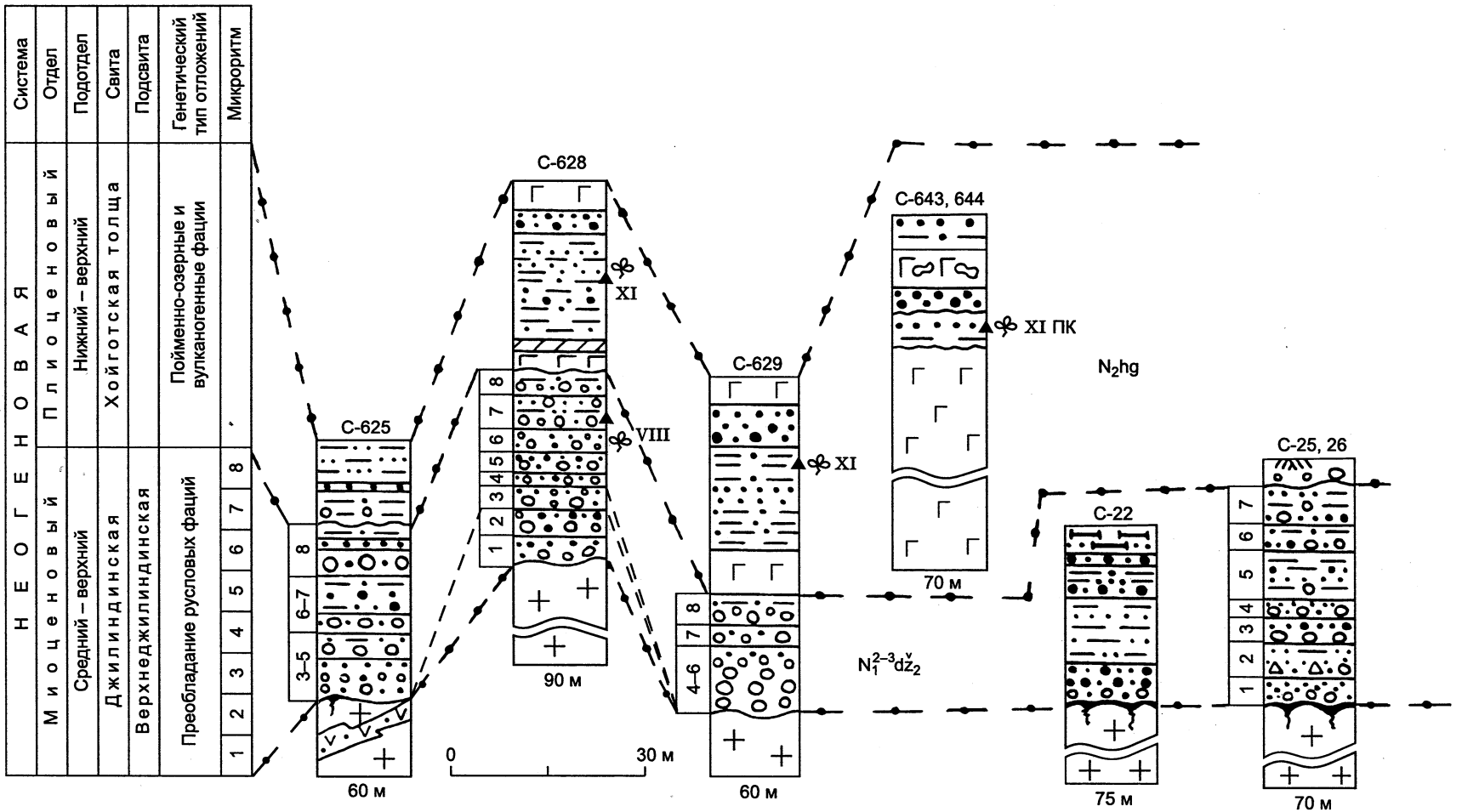


Рис. 3.18. Сопоставление разрезов неогена в долинах речек Ашигли (ключ Аршан, скважины 625, 628, 629, 643, 644) и Монгой (скважины 22, 25, 26) в Амалатской магистральной палеодолине; местоположение см. на рис. 3.1, № 9).

Усл. обозн. см. на с. 22–23.

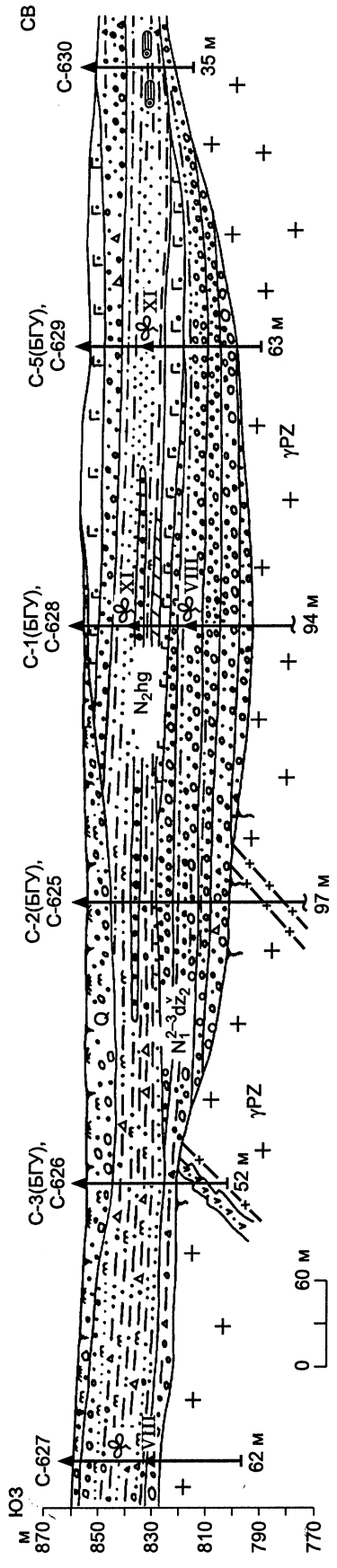


Рис. 3.19. Разрез неогена в устьевой части ключа Аршан, бассейн рч. Ашигли (местоположение см. рис. 3.1, № 8).
С-1–С-5 (БГУ) – первичные номера скважин Бурятского геологического управления (Е.Е. Зеленский, 1978 г.). Усл. обозн. см. на с. 22–23 и рис. 3.10.

площади при некотором увеличении к юго-западу роли разнообломочных пролювиальных отложений.

В литофациальном отношении Монгойский разрез подобен разрезу в долине рч. Ашигли. Вертикальная последовательность литофаций однообразная: аллювий–пролювий (преимущественно русловый)–пойменно-озерные отложения – снова русловые образования. В обоих разрезах отмечены характерные косослойчатые текстуры, присутствие значительного количества гравийно-галечного материала. Признаки озерно-аллювиального стратона позволяют сопоставлять осадочную толщу рч. Монгой с верхнеджилиндинской подсвитой, палинологически датированной в разрезах рч. Ашигли. Мощность подсвиты в разрезе рч. Монгой достигает 40 м.

В районе оз. Торма разрез джилиндинской свиты изучен по сериям скважин 672–679, 646–650, 680–682 (см. рис. 3.1, № 10). На гранитоидах фундамента залегают разнозернистые пески (местами с высоким содержанием алевритоглинистого материала), либо алевритогравийно-галечные хлидолиты с прослоями глин, алевролитов и алевритовых песчаников (иногда углистых). В отдельных разрезах часто перемежаются все отмеченные разновидности отложений с четко выраженными фациальными замещениями преимущественно пролювиальных пролювиально-аллювиальными и пойменно-озерными. Мощность достигает 85 м. Разрез завершается лавовыми потоками с линзами алевролитов и хлидолитов.

Полученные палинологические данные допускают конкретную корреляцию отложений на этом участке с другими (в том числе удаленными) разрезами свиты. Так, тонкозернистый углистый песчаник в скв. 674 на глубине 70 м содержит спорово-пыльцевой спектр, подобный позднемиоценовому спектру из верхнеджилиндинской подсвиты района стратотипа (скв. 2, р. Джилинда (Витимская)). Спорово-пыльцевые спектры из песчанистой глины (скв. 680, глубина 30,0 м и скв. 682, глубина 26,0 м) охарактеризованы существенно более молодым плиоценовым палинокомплексом, свойственным хойготской толще. Последняя в рассмотренном разрезе включает не только лавы, но и осадочные образования.

В районе *оз. Хиагда* флористически датирован разрез в боковой палеодолине V по разведочной линии 48 – скважины 2092, 2048, 2108 (см. рис. 3.1, № 11). В джилиндинской свите установлены три пачки (снизу вверх):

Мощность, м

1. Предгорно-шлейфовая и аллювиальная, базальная. В скв. 2108 кора выветривания порфировидных гранитов на глубине 149 м перекрыта гравийно-мелкогалечными конгломератобрекчиями, в переслаивании с дресвяниками и гравелитами существенно кварцевого состава с пропластками аргиллитов, содержащих растительные остатки. Верхний пойменно-озерный пласт (интервал 132,0–128,5 м) представлен перемежаемостью алевропесчаных глин, торфяников, углистых аргиллитов 20

2. Аллювиально-озерная. В скв. 2108 пачка расположена в интервале 128,5–101,5 м. До глубины 111,0 м прослеживаются белесые аркозовые дресвяники, гравелиты, разнозернистые пески, преимущественно аллювиальные, при участии пролювия. Выше распространены тонкогоризонтальнослойчатые диатомиты, диатомовые алевропелиты с пропластками песков при возросшем количестве растительного детрита 27

3. Аллювиальная. Фрагмент русловых гравелистых песчаников и разнозернистых песков вскрыт скважинами 2048 и 2092 ..... до 15

Выше по разрезу, уже в пределах хойготской толщи плиоцена, следуют базаниты в сочетании с агломератовыми и псефитовыми туфами мощностью более 100 м.

По профилю линии 48 три джилиндинские пачки последовательно наращивают разрез и, судя по абсолютным отметкам, частично перекрываются. Граница джилиндинской свиты и хойготской толщи волнистая и, по-видимому, соответствует поверхности размыва. На участке между скважинами 2092 и 2048 под лавовым потоком погребено ископаемое речное русло позднеджилиндинского времени.

В боковой палеодолине III изучен разрез разведочных линий 37 и 41. В скв. 2917 осадочные отложения джилиндинской свиты представлены тремя пачками (снизу вверх) (см. разрез на рис. 5.21 [Рассказов и др., 2000а]):

Мощность, м

1. Базальная предгорно-шлейфовая (глубина 238–224 м). Она залегает на кристаллическом фундаменте. В основании представлена глинисто-дресвяными отложениями с остроугольными обломками гранитоидов. С глубины 231 м следуют пепельно-серые хлидолиты, постепенно переходящие вверх по разрезу в белесые отсортированные тонкозернистые слабосцементированные песчаники и пески с единичными включениями гравия. С глубины 226 м снова прослеживаются глинисто-песчано-гравийные хлидолиты и гравелиты, местами углистые 14

2. Озерная (глубина 224–183 м). Пачка начинается глинисто-слюдистыми полимиктовыми песчаниками. Углефицированный растительный детрит обусловливает прерывистую волнисто-горизонтальную слойчатость. Уже в 5,5 м от подошвы залегают тонкоплитчатые до листоватых диатомовые алевропелиты, местами с песчано-гравийной примесью. С глубины 215 м диатомиты чередуются с углистыми прерывисто-волнисто-слойчатыми алевропсаммитами. Отмечаются пропластки разнозернистых глинистых песчаников с угловатыми обломками выветрелых вулканических пород. С глубины 203 м диатомовые алевролиты более часто перемежаются с алевропсаммитами. Те и другие систематически становятся углистыми, насыщенными растительным детритом. Выше (с глубины 195,5 м) распространены алевролиты и аргиллиты, углистые аргиллиты с линзами хлидолитов и сидеритовыми конкрециями ..... более 40

3. Аллювиально-пролювиальная (глубина 183–171 м). Граница пачки резкая. В ее разрезе серо-цветные "замусоренные" алевролиты и алевропсаммиты часто сменяются глинисто-песчано-гравийными хлидолитами. С глубины 180 м залегают песчаники, сначала мелкозернистые, а затем разнозернистые, с переходами в хлидолиты. Встречаются прослои отсортированных глинистых алевропсаммитов 12

Выше следуют лавы.

Судя по профилю скважин 2905, 2809, 2917 и др., с удалением от борта главной Амалатской палеодолины к ее центральной части мощность базальной пачки уменьшается и снова возрастает у противоположного борта долины. Такой характер изменения мощностей и литологический состав осадков свидетельствуют о коллювиально-пролювиальном происхождении базальной пачки. Пачка 2 формировалась в озере. Входящие в ее состав диатомиты в центральной части боковой палеодолины III обладают сравнительно большой мощностью.

Спорово-пыльцевые спектры, информативные для второй половины–конца среднего миоцена (ПК VII), установлены по разрезу пачки 2 (скв. 2917, интервал 216–184 м). По скв. 2905 (196,0 м) в озерной пачке 2 определен среднемиоценовый спектр, а в пачке 3 (184,0 м) – средне-позднемиоценовый. По скв. 2807 (интервал 224,0–194,0 м) пачка 2 датирована сходным среднемиоценовым палинокомплексом. Средне-позднемиоценовый возраст осадков пачки 2 определен по комплексу диатомовых водорослей. Биостратиграфические данные согласуются с K-Ar датировкой перекрывающих лав 11,7 ± 0,4 млн лет [Рассказов и др., 2000а].

Боковая палеодолина *Южная* разрезает противоположный по отношению к долине III (южный) борт главной Амалатской палеодолины. Здесь изучен разрез скв. 3145 (снизу вверх):

Мощность, м

1. Глинисто-гравийные хлидолиты (глубина 189,0–183,5 м). Они залегают на гранодиоритах фундамента. Местами хлидолиты углистые и перемежаются с алевролитами и песчанистыми аргиллитами. У кровли пачки распространены гравийные, преимущественно кварцевые пески. Пачка имеет пролювиально-аллювиальный генезис 5,5
2. Диатомовые алевропелиты и диатомиты (183,5–176,5 м). С глубины 181 м залегают однородные алевропсаммиты, затем – различные песчаники с прослойками диатомитов. С глубины 179 м прослеживаются алевролиты в перемежаемости с листоватыми аргиллитами 7
3. Лавовый поток (176,5–160,7 м) 15,8
4. Глинисто-слюдистые алевропсаммиты с диатомовыми алевропелитами (глубина 160,7–145,0 м) ... 15,7

Комплекс диатомей из осадочных отложений пачек 1 и 2 скв. 3145 (глубины 184 и 179 м) определяется как средне-позднемиоценовый. С глубины 145 м в диатомовом комплексе присутствуют плиоценовые элементы. Диатомиты залегают уже в линзах осадков, перемежающихся с лавами.

В осадочных отложениях пачек 1 и 2 (скв. 3145, глубины 189 и 179 м) определены среднемиоценовые спорово-пыльцевые спектры (заключение В.А. Мишариной). Эти осадки были расчленены, а эрозионный врез заполнился верхнемиоценовыми осадками. По разрезу скв. 3146 на глубинах 213 и 202 м диатомовая флора датируется поздним миоценом [Рассказов и др., 2000а]. На глубинах 160 и 132 м появляются более молодые миоцен(?)-плиоценовые диатомеи.

В скв. 3145 на глубинах менее 179 м осадки содержат позднемиоценовые спорово-пыльцевые спектры. Из терригенной линзы, залегающей внутри лавовой толщи (145,0–122,0 м), выделен палинологический спектр, существенно отличающийся от миоценовых спектров уменьшением количества пыльцы влаголюбивой ели, увеличением содержания пыльцы сосны, а в группе покрытосеменных – возрастанием количества пыльцы бореальных мелколиственных: березы, ольхи, ивы. Это свидетельствует о накоплении осадочной линзы при некотором похолодании и аридизации климата, очевидно, уже в раннем плиоцене.

Таким образом, скв. 3145 вскрыты осадочные отложения нижне-, верхнеджилиндинской подсвит и хойготской толщи. Последняя начинается с глубины 135 м (абс. высота 1058 м). На этом уровне и выше (до абс. отметки 1128 м) соседней скв. 3195 вскрыты лавы, перемежавшиеся с осадочными линзами, содержащими позднемиоценовые спорово-пыльцевые спектры (заключение В.А. Мишариной). Для лавового потока измерен K-Ar возраст 9,2 ± 0,3 млн лет [Там же]. Скважина 3195 прошла по сохранившемуся фрагменту верхнеджилиндинской подсвиты, частично эродированной перед отложением хойготской толщи.

Северо-восточнее оз. Хиагда, в боковой палеодолине *Вершинная*, изучен разрез скв. 3256. Выделяются три пачки (снизу вверх):

Мощность, м

1. Базальная (глубина 227–216 м). Дресвяники с примесью щебня залегают на коре выветривания гранитоидов. Заполнитель глинистый, каолинитовый. С глубины 223 м тесно ассоциируют песчаники, от гравелистых до мелко- и среднезернистых. Вверх по разрезу возрастает значение мелких разновидностей псаммитов в составе трансгрессивного ритма (очевидно, аллювиально-пролювиального). В интервале глубин 217–216 м пачку завершает гравийно-песчано-глинистый хлидолит 11

Мощность, м

2. Озерная (глубина 216–187 м). Ее разрез начинается перемежаемостью плитчатых, до листоватых аргиллитов и алевролитов, обогащенных слабоуглефицированным растительным детритом (корни, стебли, мелкие обломки древесины). Спрессованный растительный мусор слагает частые лигнитоподобные пропластки. Диатомитсодержащий пласт в нижней части пачки представлен отсортированными алевритовыми песчаниками и алевролитами, а с глубины 213 м – диатомитами с тонкой горизонтальной слойчатостью. Присутствуют многочисленные отпечатки флоры, в том числе широколиственных и мелколиственных древесных пород, папоротников и семян. На глубине 199 м обнаружены раковины гастропод *Tulotoma* sp., *Viviparus* sp. У кровли доминируют мелкозернистые отсортированные песчаники. Верхняя граница озерной пачки резкая 71

3. Аллювиально-озерная (глубина 187–170 м). В ее нижней части, до глубины 184 м, залегают разнозернистые гравийные пески и "слабые" песчаники с обильным каолинитовым заполнителем. В интервале 184–182 м следуют алевритовые песчаники со значительной гравийной примесью; выше распространены лигнитоподобные породы, алевролиты, аргиллиты в составе маломощного пойменно-озерного ритма. Следующий подобный ритм, резко обозначенный на глубине 180 м, тоже начинается гравийными песками и песчаниками. Последние с глубины 178 м имеют средне-крупнозернистое сложение, а выше – мелкозернистое. Характерны серии косой слойчатости, подчеркнутые упорядоченным расположением гравийных зерен. С глубины 177 м в песчаниках появляются пропластки алевролитов, горизонтально-слойчатых за счет аргиллитов. С глубины 172 м (в пределах верхнего члена трансгрессивного ритма) песчаники часто переслаиваются с алевролитами. Ритм охватывает русловый и вышележащий пойменно-озерный аллювий 17

Те же три пачки выделяются в разрезе по скв. 3255, где в интервале 220–209 м (пачка 2) установлены спорово-пыльцевые спектры с преобладанием пыльцы голосеменных (в основном Pinaceae при доминировании *Tsuga* – до 33,2 %), распространением теплоумеренных широколиственных, мелколиственных и трав при малом участии зерен пыльцы субтропических растений. Как и в палеодолине III, реконструируется березово-темнохвойный лес с незначительной примесью теплолюбивых хвойных и присутствием малочисленных, но разнообразных широколиственных древесных пород. В травянистом покрове представлены околоводные, реже луговые растения. Собранные растительные отпечатки из осадков смежных скважин 3256, 3257 и 3258 относятся ко второй половине среднего миоцена (определения В.А. Красилова).

В боковой палеодолине *Источная*, расположенной ниже по течению Праамалата, изучены разрезы серии скважин 2571, 3198–3200 и др. Подобно Вершинному участку, здесь тоже различаются три пачки джилиндинской свиты (в скв. 3200, снизу вверх):

Мощность, м

1. Базальная (глубина 188,0–172,5 м). Она представлена глинисто-гравийно-мелкообломочными переотложенными коровыми продуктами (склоновый коллювий). В интервале 180,5–172,5 м отложения преимущественно пролювиально-аллювиальные, сложенные часто чередующимися гравийниками и мелко-среднезернистыми песками с гравийной примесью. Смена слойков в мелких ритмах происходит через 10, 15 и 20 см 15,5

2. Озерная (глубина 172,5–157,0 м). Пачка четко отделена от базальной. В ее основании залегают алевритовые песчаники, выше – алевролиты, хорошо отсортированные и с рассеянными гравийными зернами кварца. С глубины 172 м выражена горизонтальная слойчатость с ритмичными сериями, обычно равномерными, реже направленно изменяющимися. На уровне 168,5–163,0 м встречены тонкослойчатые алевропелиты, сильноглинистые, постепенно переходящие в диатомиты. У кровли пласта в диатомитах имеются пропластки алевропсаммитов, тонкозернистых песчаников, реже хлидолитов. Слойчатость, пологоволнистая и прерывистая, подчеркнута крупнопесчано-гравийными линзами. С глубины 163 м доминируют сероцветные гравелиты, в основании – с базальным алевропесчаным заполнителем. Выше снова прослеживаются алевропесчаники и алевролиты. С глубины 159 м преобладают тонкозернистые песчаники с многочисленными отпечатками листовой флоры, а также окатанными гальками вулканических пород. Вверх по разрезу песчаники становятся мелко-среднезернистыми, включают гравийную примесь. Горизонтальная слойчатость выражена углистыми алевропсаммитами. На уровне 158,8–158,4 м залегают сильноуглистые листоватые аргиллиты с пропластками лигнитов. Выше распространены алевропесчаники в перемежаемости с углистыми алевролитами 15,5

Мощность, м

3. Пролювиально-аллювиальная (157–147 м). Она сложена глинисто-песчано-гравийными, глинисто-алевритопесчаными хлидолитами, алевропсаммитами с гравийной примесью и гравелитами. Все отмеченные разновидности перемежаются 10,0

Выше следует вулканическая толща, включающая массивные лавы, туффиты и разнообразные туфы, от псаммитовых до агломератовых.

Все пачки осадочных отложений прослеживаются по линии скважин 2571, 3198–3200, ориентированной с юго-запада на северо-восток. У юго-западного борта палеодолины Источная пачки 1 и 2 отчасти замещают одна другую по латерали. Пачка 3 по профилю более выдержана. По сравнению с другими разрезами джилиндинской свиты, в ходе озерной седиментации пачки 2 здесь получили существенное развитие пролювиальные осадки. Они слагают и пачку 3 при подчиненном значении аллювиальных (русловых) песчаных линз среди более грубого и разнообломочного материала (скважины 3221 и 2529).

Спорово-пыльцевые спектры интервала 186–171 м скв. 3200 и 178–167 м скв. 3199 характеризуются обилием термофилов и датируются началом среднего миоцена. Выше по разрезу (скв. 3200, глубина 171 м и скв. 3199, глубина 161 м) получены спорово-пыльцевые спектры второй половины среднего миоцена, близкие к палинокомплексу VII палинозоны Pinaceae–*Alnus*–Polypodiaceae.

В боковой палеодолине *Количикан* северного борта Амалатской палеодолины джилиндинская свита изучена по скважинам 4170, 4167, 4216, 4217, 4712 и др. (см. рис. 3.1, № 12 [Рассказов и др., 2000а, рис. 5.18]). Опорное значение имеет скважина 4167 (рис. 3.20). Ее разрез включает три пачки (снизу вверх):

Мощность, м

1. Базальная (глубина 201–186 м). В ее диапазоне непосредственно от гранитоидов фундамента прослеживаются конгломератобрекчии, сменяемые выше по разрезу дресвяниками и разнозернистыми гравийными песками 15

2. Озерная (глубина 186–165 м). В основании залегают мелкозернистые полимиктовые среднеотсортированные горизонтально-слойчатые песчаники и пески с растительными остатками. Выше следуют пески гравийные, а затем тонкозернистые, насыщенные створками диатомовых водорослей. Возрастание их количества обусловливает постепенный переход к диатомовым алевропелитам и диатомитам с отпечатками листьев широколиственных древесных пород, а также кустарников, семян и трав. В кровле пачки распространены углистые аргиллиты и алевролиты (т. е. проточно-озерные литофации сменяются застойно-озерными) 21

3. Аллювиально-пролювиальная (глубина 165–144 м). Пачка сложена глинисто-песчано-гравийными хлидолитами с маломощным лавовым прослоем на уровне 157–154 м 21

С глубины 144 м уже следует базальная пачка хойготской толщи, сложенная в нижней части разнообломочными брекчиями, состоящими из обломков вулканических пород гравийной, галечной и валунной размерности. Обломки погружены в хаотически распределенный алевропсаммитовый заполнитель. Раннеплиоценовый возраст отложений подтвержден спорово-пыльцевым спектром с глубины 140 м.

Скважиной 4170, имеющей опорное стратиграфическое значение, вскрыта в более глубоком эрозионном срезе последовательность осадков и лав трех пачек джилиндинской свиты (снизу вверх):

Мощность, м

1. Аллювиальная, гравелитовая (глубина 257–254 м). Отложения светло-серые до белесых, на каолинитовом цементе, сходны с русловыми песками миоцена, обнаженными в долине р. Холой 3

2. Озерная (глубина 254–211 м). Пачка сложена тонколистоватыми аргиллитами, алевропесчаниками с сидеритовыми конкрециями. С глубины 250 м перемежаются ритмично тонкогоризонтально-слойчатые алевролиты, диатомовые алевропелиты, реже диатомиты с тончайшими (доли миллиметра) углистыми слойками. Отдельные поверхности напластования диатомитов покрыты крупными отпечатками листовой флоры. У кровли распространены тонколистоватые углистые аргиллиты. Внутри пачки встречен прослой валунов и глыб массивных вулканических пород 43

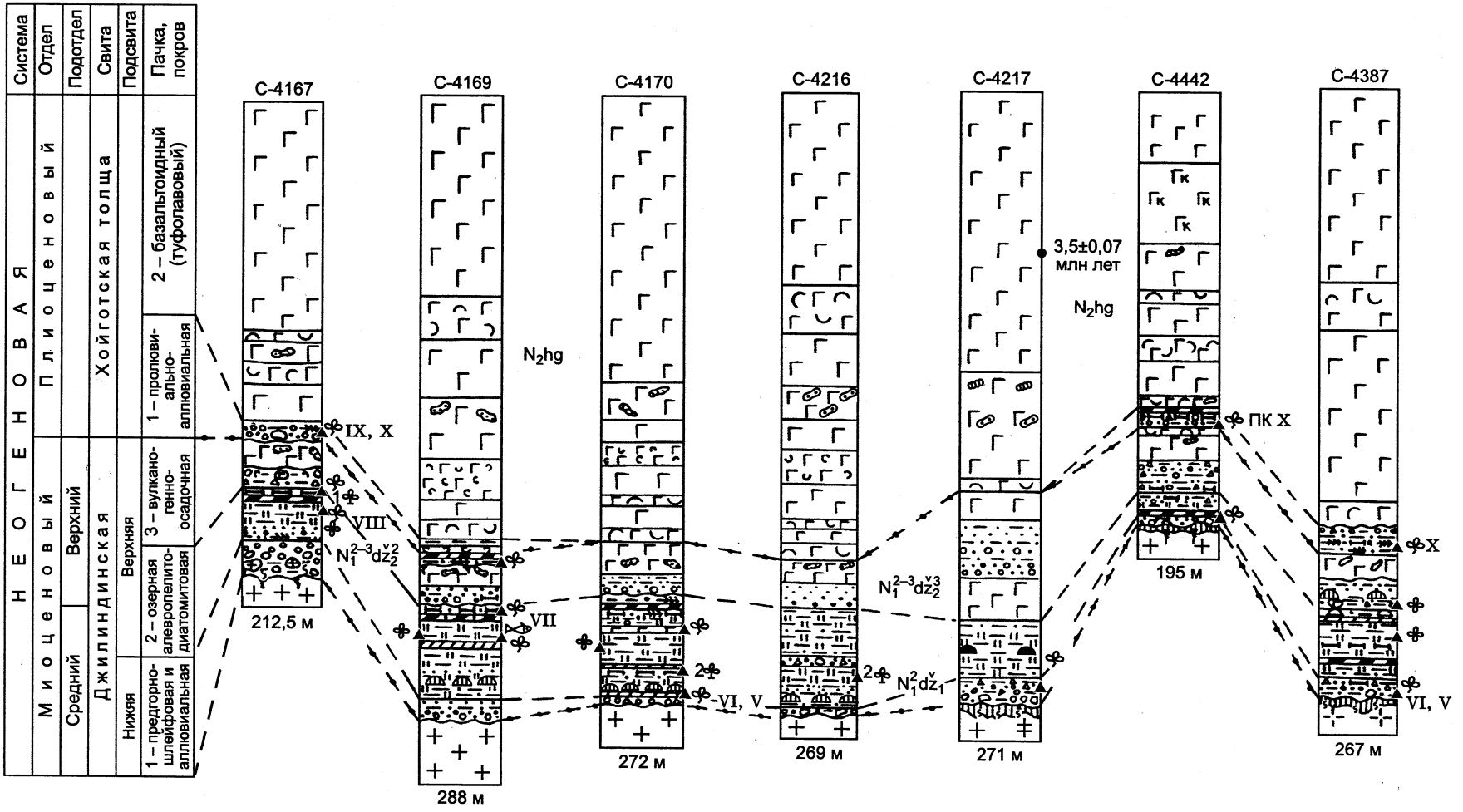


Рис. 3.20. Схема сопоставления разрезов неогена в Амалатской магистральной палеодолине (долина Праколичикан).

Усл. обозн. см. на с. 22–23. Ископаемая флора: Φ_1 – *Comptonia naumannii* (Nath.), *Pinus* sp.; Φ_2 – *Ostrya* sp., *Acer* cf. *trilobatum* (Sternb.), *Betula* sp. Местоположение см. рис. 3.1, № 12.

Мощность, м

3. Аллювиальная с трансгрессивным ритмом (глубина 211–202 м). Ее слагают светло-серые, белесые пески, сначала гравийные, затем мелко-среднезернистые и далее алевритовые отсортированные. Поток пористых лав (интервал 202–198 м) рассматривается в составе верхнеджилиндинской подсвиты, по аналогии с разрезом соседней скв. 4169, где подобный лавовый поток перекрыт осадками с палинospектром позднего миоцена 9

Вышележащий мощный лавовый покров отнесен к хойготской толще плиоцена, которая в скважинах 4167, 4387, 4442 подстилается осадками со спорово-пыльцевыми спектрами раннего–среднего плиоцена.

В других скважинах участка Количикан разрез джилиндинской свиты коррелирует либо с разрезом скв. 4167, либо с разрезом скв. 4170. В скважинах 4442, 4217, 4216 пачка 1 преимущественно конгломератобрекчиевая, коллювиально-пролювиальная, а в скважинах 4387, 4168 – гравелитопесчаниковая, русловая. Пачка 2 повсеместно отличается широким распространением озерных диатомовых алевропелитов, однородных либо с прослоями отсортированных песков. Часто встречаются разрозненные остатки костистых рыб. Пачка 3 конгломератохлидолитовая, преимущественно пролювиальная (скв. 4442) или песчаная, аллювиальная, русловая (скважины 4387, 4169, 4216, 4217). В основании хойготской толщи повсеместно залегает маломощный туфогенно-осадочный пласт (см. рис. 3.20).

В основании скв. 4712 (глубина 175–150 м) на уровне нижнеджилиндинской подсвиты находятся глинисто-гравийные хлидолиты, разнозернистые песчаники аллювиально-пролювиальные. Выше (150–140 м) в составе верхнеджилиндинской подсвиты распространены характерные белесовато-светло-серые озерные диатомовые алевропелиты и диатомиты. Третья пачка полностью терригенная, аллювиально-озерная, представлена переслаиванием средне-мелкозернистых песчаников, алевропесчаников, алевролитов и маломощных пропластков углей вблизи кровли (до глубины 110 м). Выше следуют лавы плиоценовой хойготской толщи.

Большинство рассмотренных скважин расположено в разведочной линии 98, на западном фланге участка Количикан. Здесь установлены отдельные локальные поднятия фундамента, вблизи которых озерная пачка 2 выклинивается и частично фациально замещается коллювиально-пролювиальными отложениями.

Наиболее древний палинокомплекс V начала среднего миоцена приурочен к пачке 1 (скв. 4170, глубина 252 м; скв. 4387, глубина 252 м). Палинокомплекс VI середины среднего миоцена выделен в скв. 4387 (глубина 244–227 м), скв. 4169 (227–220 и 216 м), скв. 4170 (222 м), скв. 4167 (172 м) и многих других.

3.4.7. Аталангинская (Центральная) магистральная палеодолина

На северо-востоке палеодолины разрезы неогена довольно специфичны. На участке *Коретконда* по скв. 4002 разведочной линии 136 установлены джилиндинская свита и хойготская толща (снизу вверх):

Мощность, м

1. Джилиндинская свита (глубина 270–251 м). На брекчированных гранитоидах фундамента от подошвы джилиндинской свиты прослеживаются лимонитизированные хлидолиты, разнозернистые песчаники, гравелиты, связанные быстрыми и частыми переходами. Заполнитель повсеместно базальный глинистый, с рассеянной дресвой и щебнем нижележащих гранитов. В интервале 256–253 м хлидолиты кирпично-красные. В интервале 252–251 м находится лавовый поток, на котором развита остаточная кора выветривания 19

2. Хойготская толща (глубина менее 251 м). Терригенная пачка глубинного интервала 251–242 м является базальной. Здесь залегают пестро- и сероцветные хлидолиты, тесно взаимосвязанные с разнозернистыми песчаниками. В интервале 245–242 м идут плотные известковистые гравийно-мелкогалечные конгломератобрекчии, сложенные исключительно обломками гранитов. Выше следует разложенный материал вулканомиктовых конглобрекчий. С глубины 233 м количество обломков вулканических пород убывает и происходит переход к гравийно-песчано-глинистым хлидолитам. В интервале 230–219 м хлидолиты включают пропластки неотсортированных алевролитов и песчаников, иногда несколько углистых, содержащих плиоценовый спорово-пыльцевой спектр. Выше прослеживаются монотонные лавы, серые, темно-серые, массивные и пористые, миндалекаменные 251

Несколько иной разрез вскрыт скв. 4021 разведочной линии 158 на том же участке. С глубины 270 м начинаются разнообломочные конгломератобрекчии из обломков гранитоидов и вулканических пород, по-видимому, переотложенных из коры выветривания. В интервале 259–255 м залегают кластолавы и туфы, образованные обломками псефитовой и агломератовой размерности с включениями фрагментов осадочных пород. Выше распространены серые слюдисто-глинистые песчаники с многочисленными углефицированными растительными остатками, перемежаются псаммиты алевритовые до гравийных. Сортировка обломочного материала неустойчивая до переходов в хлидолиты. На фоне слабосцементированных отложений выделяются плотные конкреции песчаников на сидеритовом цементе. С глубины 236 м следуют лавы темно-серые, до черных, тонкокристаллические.

В скв. 3942 (глубина 309,0–288,6 м) на гранитах залегает осадочная пачка верхнеджилиндинской подсвиты с палинокомплексом позднего миоцена. В ее основании находятся дресвяно-мелкопесчаные отложения с высоким содержанием беспорядочно распределенного глинисто-алевритового заполнителя. С глубины 305 м прослеживаются гравийники с рассеянными гальками, разнозернистые песчаники, алевропсаммиты и хлидолиты, связанные постепенными переходами. Выше вскрыт разрез хойготской толщи. В интервале 288,6–274,0 м залегают лавы темно-серые, тонкозернистые, с глубинными включениями, с характерной кокколитовой текстурой, у кровли – пористые, шлаковидные. Далее располагаются разнообломочные вулканомиктовые конгломератобрекчии, сменяемые гравийными песками, а с глубины 272 м – зеленовато-серыми глинисто-алевритогравийными хлидолитами. С глубины 271 м начинается покров однородных лав, тонкозернистых массивных и миндалекаменных, кокколитовых. В скв. 3949 установлен сходный разрез, но здесь ясно выражена остаточная кора выветривания на гранитах фундамента. Под однородным лавовым покровом хойготской толщи в интервале 300–287 м залегают джилиндинские конгломератобрекчии, песчаники и хлидолиты, углистые у кровли пачки, имеющей трансгрессивно-ритмичное строение.

В джилиндинской свите участка Коретконда Аталангинской палеодолины литолого-фациальный состав отложений существенно отличается от таковых Амалатской палеодолины. Здесь отсутствуют озерные диатомиты, а распространены вулканические породы в ассоциации с коллювиальными, коллювиально-пролювиальными и реже пролювиально-озерными осадками. В литологическом отношении кореткондинские осадочные отложения подобны амалатским отложениям базальной пачки 1 и в какой-то мере – аллювию пачки 3. Однако по палинологическим характеристикам толща участка Коретконда соответствует по возрасту, примерно, амалатской пачке 3 (скв. 3942, глубина 302–297 м и скв. 3959, глубины 300, 295–287 м).

Большинство спорово-пыльцевых спектров из разреза участка Коретконда образуют единый позднемиоценовый палинокомплекс умеренного теплого и влажного климата ПК VIII, который характеризует растительность темнохвойной тайги с небольшой примесью лиственных пород: березы, ольхи, лещины, ильмовых, ореховых. Теплолюбивые хвойные и субтропические формы присутствуют в виде экзотов. На этом же участке из скважин 4002 (интервал 230–220 м) и 4021 (интервал 266–248 м) получены спорово-пыльцевые спектры ПК IX раннего плиоцена, в котором сокращается количество пыльцы термофилов, увеличивается количество пыльцы мелколиственных. Эрозионный врез обозначен осадками, составляющими нижнюю часть хойготской толщи.

На участке Намару образования джилиндинской свиты залегают на коре выветривания удинской свиты юры. В разрезе миоцена установлены три пачки. Две нижние подобны пачкам в разрезах джилиндинской свиты Амалатской палеодолины. По литологии осадочных отложений и наличию палинокомплексов V и VII толща участка Намару коррелирует с толщей соседнего Бортового участка (рис. 3.21).

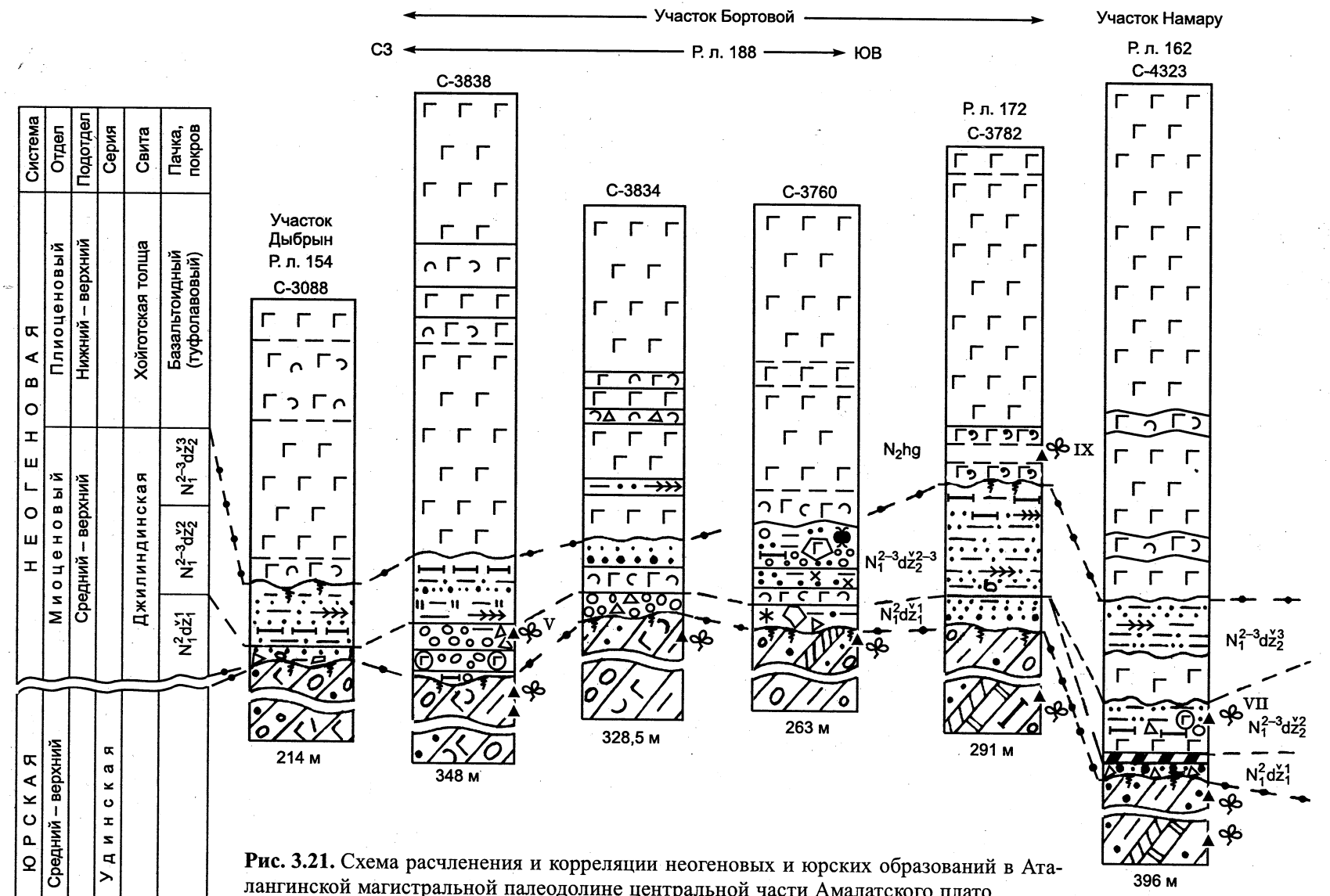


Рис. 3.21. Схема расчленения и корреляции неогеновых и юрских образований в Аталангинской магистральной палеодолине центральной части Амалатского плато.

Участки (погребенные долины второго порядка) ориентированы по основной палеодолине с юго-запада на северо-восток. Р.л. – разведочная линия и ее номер. Местоположение см. рис. 3.1, № 13. Усл. обозн. см. на с. 22–23.

3.4.8. Хойготская (Северная) магистральная палеодолина

Опорное стратиграфическое значение в палеодолине имеет разрез по скв. 4053 участка *Экзар*, разведочная линия 420 (рис. 3.22; местоположение см. рис. 3.1, № 17). Различаются следующие пачки (снизу вверх):

Мощность, м

1. Коллювиально-пролювиальная (глубина 273,0–267,5 м). На гранитоидах фундамента залегают разнообломочные брекчии с дресвяным заполнителем 5,5

2. Преимущественно озерная (глубина 267,5–192,0 м). Пачка начинается косослойчатыми мелко-среднезернистыми песками и слабосцементированными песчаниками с каолинитовым цементом. На глубине 259 м залегают песчаники мелкозернистые и алевритовые, с постепенными переходами к плитчатым алевролитам и аргиллитам, реже – гравелистым песчаникам. С глубины 237 м следуют песчаники тонкозернистые, слюдистые, в перемежаемости с углистыми алевропсаммитами, а в интервале 220,6–192,0 м – пласт диатомитов и диатомовых алевропелитов. Горизонтальная слойчатость обычно ритмическая, направленно изменяющаяся, обусловлена чередованием алевритистых и аргиллитовых слойков и местами подчеркнута скоплениями вивианита. У кровли пачки возрастает количество алевропсаммитов, включающих мелко- и среднезернистый песчаный материал 75,5

3. Преимущественно аллювиальная, ритмичного строения (глубина 192–157 м). Трансгрессивный ритм 1 начинается гравийниками, быстро сменяющимися белесыми песками. Слойчатость косая, за счет гравийных пропластков, сложенных кварцевыми зернами либо дресвой гранитоидов. Встречаются пропластки углисто-гравийных хлидолитов. На глубине 175 м верхняя часть сложена алевритовыми песчаниками ритма. Ритм 2 (глубина 165–157 м) представлен в основном гравийно-песчаным русловым пластом. С глубины 162 м следуют пески мелкозернистые, отсортированные, глинистые 35

По другим скважинам разведочной линии 420 четко устанавливаются предгорные шлейфы, которые в центральной части палеодолины резко выклиниваются, замещаясь озерными либо русловыми осадками. В боковой палеодолине участка Экзар изучена осадочная часть разреза по скв. 4119. Здесь различаются пачки (снизу вверх):

Мощность, м

1. Базальная (глубина 216–195 м). Брекчии гранитоидов погружены в красноцветный хлидолитовый заполнитель (до 210 м). Выше залегают дресвяники на каолинитовом цементе (до 202 м), переходящие в гравийные пески, далее – переслаивания хлидолитов и неотсортированных алевропсаммитов. По разрезу пачки коллювиальные осадки сменяются пролювиальными, а затем в составе последних распространяются озерные литофации 21

2. Озерная (глубина 195–180 м). Она представлена диатомовыми алевропелитами и алевритовыми песчаниками плитчатыми, горизонтально-слойчатыми, с отпечатками листовой флоры и включениями семян. Местами в породах с диатомитами присутствует рассеянная песчано-гравийная примесь. Верхняя граница пачки резкая 15

3. Аллювиальная (глубина 180–150 м). Белесые гравийники и пески характеризуются обильным каолинитовым заполнителем. Косослойчатые гравийные и волнисто-слойчатые мелкозернистые отсортированные пески систематически чередуются в пределах многоступенчатого трансгрессивного ритма. Пески имеют русловый генезис. В интервале 167–164 м часто перемежаются алевролиты и алевропесчаники пойменно-озерного типа, завершающие микроритм. Вышележащие отложения в составе микроритма 2 (глубина 164–159 м) и 3 (глубина 159–150 м) имеют сходное строение, но верхний из них объединяет пески, обогащенные глинистым материалом, а у кровли – углистым 30

На этом же участке составлен разрез по скв. 4124. Выделяются пачки (снизу вверх):

Мощность, м

1. Базальная (глубина 156–138 м). Она сложена разнообломочными конгломератобрекчиями 28

2. Озерная (глубина 130–90 м). В основании залегают диатомовые алевропелиты и диатомиты светло-серые, пористые, очень легкие. С глубины 123 м следуют алевролиты и алевропесчаники, насыщенные тонкодисперсным углефицированным материалом. Слойчатость правильная горизонтальная, ленточная, подчеркнута пропластками аргиллитов. Выше они сменяются алевритовыми песчаниками, более слюдистыми и глинистыми, с пропластками малоизмененного растительного детрита. С глубины 98 м горизонтальная слойчатость в алевропесчаниках подчеркнута пропластками лигнитоподобного спрессованного растительного мусора 40

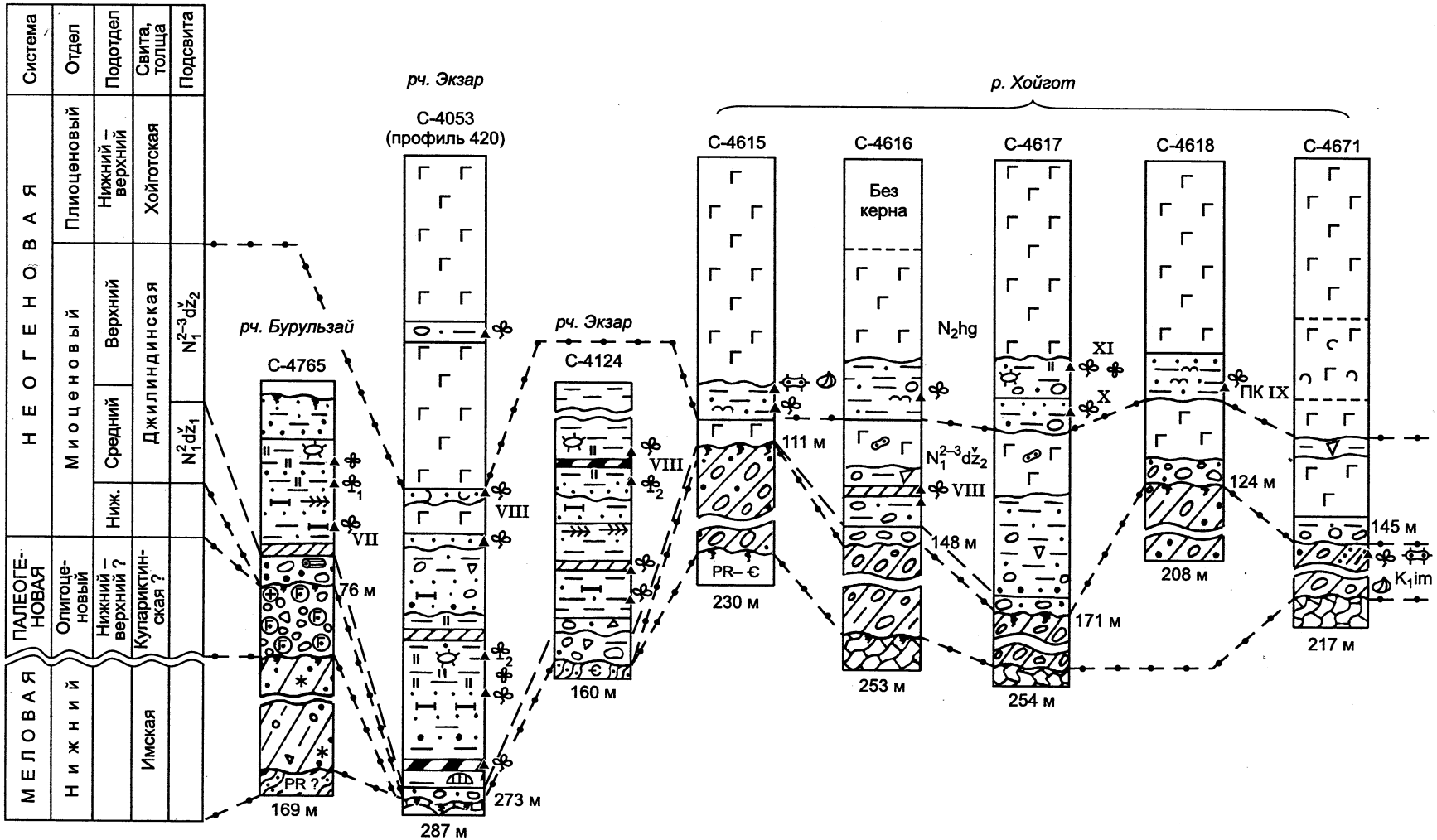


Рис. 3.22. Схема расчленения и корреляции неогеновых и меловых образований в Хойготской магистральной палеодолине Амалатского плато.

Участки (долины боковых речек) находятся в магистральной палеодолине в последовательности с западо-юго-запада на востоко-северо-восток. Местоположение см. рис. 3.1, № 16, 17. Ископаемая флора: $Ф_1$ – *Muscites* sp., $Ф_2$ – *Pinus* sp., *Betula mioluminifera* Hu et Chaneu. Усл. обозн. см. на с. 22–23 и рис. 3.10.

Мощность, м

3. Преимущественно аллювиальная, ритмичного строения (глубина 90–60 м). До 71 м залегает гравийно-песчаный пласт, отчетливо трансгрессивно-ритмичного строения при систематических перепадах от гравийных песков к более мелким отсортированным псаммитам с пропластками лигнитов. Выделяются микроритмы 1 (глубина 90–86 м), 2 (глубина 86–84 м) и 3 (глубина 84–81 м). Микроритм 4 (глубина 81–76 м) отличается более сложным строением. Он включает несколько ритмов более низкого порядка с накоплением осадков мощностью до 1 м. В его составе трижды сменяются гравийные пески и алевропсаммиты, а затем залегают сильнослюдистые и глинистые алевропесчаники и алевролиты. Микроритм 5 (глубина 76–71 м) охватывает гравийные пески, алевропсаммиты с пропластками лигнитов, сильнослюдистые алевропесчаники и алевролиты. Верхний слой, вероятно, того же ритма (глубина 71–60 м), представлен алевролитами и аргиллитами. В интервале 66–65 м находятся алевропелиты сильноуглистые, с пропластками угля. С глубины 65 м доминируют алевролиты и диатомовые алевропелиты, тонкоплитчатые с многочисленными выделениями вивианита. Для них характерны пропластки спрессованного растительного мусора, очевидно, формировавшегося во время половодий. В этой части разреза отложения приобретают четко выраженный озерный генезис. По их совместному нахождению с явно русловыми песками реконструируется ископаемое озеро в речной долине 30

Общее распределение фаций в Хойготской магистральной палеодолине в основных чертах реконструируется по профилю скважин 4124, 4125, 4122, 4121 и др. С обоих бортов долины прослеживаются разнообломочные предгорные шлейфы, объединяемые пачкой 1. Волнистый рельеф фундамента, видимо, обусловлен речной эрозией при систематических миграциях русла. Западины между выступами гранитоидов, метаморфических пород и нижнемеловых отложений в днище палеодолины выполнены гравийно-песчаными осадками, слагающими удлиненно-линзовидные пласты. Такое положение и конфигурация тел дополнительно подтверждают аллювиальный генезис песков и парагенетически связанных с ними озерных отложений, трактуемых как пойменные. В озерной пачке 2 нижнюю половину разреза составляют алевропелитодиатомовые отложения с отдельными лавовыми прослоями. Пачка 2 характеризует два эпизода озерных трансгрессий, охватывавших ранее сформировавшуюся долину. С началом накопления пачки 3 аллювиальная седиментация восстанавливалась. Как и на других участках, эти пачки образуют вертикально-латеральный фациальный ряд.

Палинологически охарактеризована пачка 2 (скв. 4053, глубина 264–235 м; скв. 4119, глубина 189 м; скв. 4124, глубина 130–64 м). Несмотря на значительную (до 10 км) разобщенность скважин и приуроченность к разным озерным пластам, спорово-пыльцевые спектры оказались весьма сходными и отнесены М.А. Черепановой к среднему–позднему миоцену. Одновозрастность отложений в пределах всей пачки 2 подтверждается и исследованиями макрофлоры, которая датирована В.А. Красиловым второй половиной среднего миоцена.

На участке *Бурульзай* выполнено литофациальное и биостратиграфическое изучение трех пачек джилиндинской свиты по разрезам скважин 4775, 4772, 4765 и др. (см. рис. 3.1, № 16). В скв. 4775 выявлены пачки (снизу вверх):

Мощность, м

1. Базальная коллювиально-пролювиально-аллювиальная (глубина 245,8–226,0 м). Она залегает на кристаллическом фундаменте. В основании находятся пестроцветные либо однородно-зеленоцветные хлидолиты, глинисто-гравийные, с включениями разрозненных галек и валунов гранитоидов. Более мелкие обломки (1,5–3,0 см) представлены продуктами разрушения подстилающих кристаллических известняков и сланцев. В интервалах 234–233, 231–230 и 116–223 м среди хлидолитов отмечаются пласты галечников. Окатанность обломков 2-го и 3-го классов. В составе галек преобладают окварцованные граниты и жильный кварц 19,8

2. Преимущественно озерная (глубина 226,0–136,7 м). Разрез начинается алевролитами, глинистыми сильнослюдистыми, серыми и темно-серыми, насыщенными углистым веществом. В интервале 222–220 м залегают глинисто-песчано-гравийные хлидолиты, по-видимому, прибрежно-озерные. Выше по разрезу (до 210 м) перемежаются отсортированные сильнослюдистые алевропелиты, алевролиты и мелкозернистые песчаники с углефицированным растительным детритом. У кровли интервала алевропесчаники становятся сильноуглистыми. В интервале 210–198 м вскрыты пески средненеравнозернистые, с гравийной примесью, местами переходящие в гравийники, существенно кварцевые. Выше разрез представлен

Мощность, м

алевропесчаниками, постепенно сменяющимися тонколистоватыми ритмично горизонтально-слойчатыми аргиллитами и светло-серыми диатомовыми алевропелитами. С глубины 175 м доминируют отсортированные алевролиты. Далее, до подошвы лавового потока на глубине 145 м, наблюдается частая перемежаемость алевропсаммитов, тонко- и мелкозернистых слюдистых песчаников и темно-серых углистых алевролитов, заканчивающих очередной трансгрессивный микроритм. Интервал глубин 145–143 м представлен лавами серыми, тонкозернистыми, с глубинными включениями, местами пористыми до кавернозных. В интервале 136,7–132,7 м следуют лавы с большим количеством мантийных перидотитовых включений.

Межбазальтовый пласт (интервал 143,0–136,7 м) продолжает разрез озерных алевропсаммитов и отсортированных мелкозернистых слюдистых песчаников. Из этих отложений в интервале 141,0–136,7 м выделен палинокомплекс VI первой половины среднего миоцена 89,3

В данном случае нижний лавовый прослой оказался заключенным в кровле осадков нижнеджилиндинской подсвиты, для которой в целом лавы не характерны. Такой же разрез джилиндинской свиты вскрыт в соседней скв. 4772. Диатомовые алевропелиты распространены здесь среди тонкообломочных озерных отложений в интервалах 126–121 и 118–115 м. Покров оливин-порфировых лав, прослеженный в интервале 115–82 м (на меньших глубинах проводилось бескерновое бурение), датирован по образцу с глубины 105 м ранним плиоценом (4,4 ± 0,2 млн лет) и отнесен к хойготской толще [Рассказов и др., 2000а]. Вероятно, этому базальтовому покрову синхронны лавы с мантийными включениями, вскрытые скв. 4775 на глубине 136,7–132,7 м.

Разрезы по скважинам 4775 и 4772 несколько своеобразны в литогенетическом отношении. Над базальными слоями здесь залегает мощная озерная пачка, отражающая историю единого водоема, существовавшего в первой половине среднего миоцена. Характерно, что в разрезе отложений нет следов периодических изменений режима седиментации. В верхней части озерной пачки появляется слоистость все более правильная, ленточная, сезонная. Песчаные пласты по степени сортировки и размерам зерен не имеют признаков русловых фаций, так как здесь эти параметры устойчивы по всему разрезу. Они соответствуют прибрежно-озерным литофациям.

Скважиной 4765 вскрыты отложения джилиндинской свиты без лавовых прослоев.

1. Базальный слой (глубина 76–74 м) залегает на коре выветривания олигоценовых кулариктинских и верхнемезозойских высоколитифицированных серо-красноцветных образований, сопоставимых с имской свитой (K_1im). Сложен серыми полимиктовыми гравийниками с включениями мелких угловато-окатанных галек лимонитизированных вулканических пород.

2. Ритмичный терригенный слой (глубина 74–68 м). Слюдисто-глинистые алевропесчаники с крупными фрагментами коричневато-бурой окремненной древесины сменяются псаммитами в составе двух микроритмов (интервалы 72–69 и 69–68 м), от гравийников и гравелистых песков в основании до мелко-тонкозернистых у кровли.

3. Озерная пачка (глубина 68–3,0 м). Отложения характеризуют устойчивый озерный режим. Они представлены частой перемежаемостью алевропсаммитов с тонкогоризонтальнослойчатыми алевропесчаниками. Местами породы насыщены тонким обугленным детритом. С глубины 48,5 м появляются маломощные (2–5 см) пропластки отсортированных мелкозернистых песчаников. На глубине 31 м прослеживается постепенный переход к диатомитсодержащим алевропсаммитам. В интервале 30,0–19,5 м залегает пласт белесовато-серых диатомовых алевропелитов и диатомитов. Слойчатость тонкая, ритмическая, направленно изменяющаяся (толщина слойков от 0,5–2 мм в основании серий до 7 мм у их кровли). Слойчатость обусловлена тонким налетом углистого либо глинистого материала, часто с присутствием вивианита. Выше, до устья скважины, распространены однородные сероцветные тонкозернистые глинистые песчаники и алевролиты, связанные постепенными переходами.

Из отложений озерной пачки (интервал 68–50 м) выделены спорово-пыльцевые спектры, датируемые второй половиной среднего миоцена (ПК VII, соотнесенный с палинозоной Pinaceae–*Alnus*–Polypodiaceae). Палинокомплекс повсеместно характеризует верхнеджилиндинскую подсвиту Витимского плоскогорья.

На участке *Хойгот* в серии скважин по профилю I–I (скважины 4613–4618) отложения неогена повсеместно залегают на коре выветривания пестро- и красноцветных конгломератобрекчий имской свиты с раннемеловой фауной (моллюски, остракоды). Отложения джилиндинской свиты этой территории расчленены на две подсвиты несколько условно, в связи с малым участием в разрезах диатомитов, характерных в основном для верхнеджилиндинской подсвиты. В качестве опорного рассматривается разрез скв. 4617 (см. рис. 3.1, № 17; рис. 3.22 [Рассказов и др., 2000а, рис. 5.26]). В разрезе выделяются пачки (снизу вверх):

1. Базальная (глубина 182–171 м). Эта пачка джилиндинской свиты сложена крупными угловато-окатанными обломками и гальками гематитизированных гранитов, реже метаморфических сланцев и известняков. Заполнитель глинисто-песчано-гравийный, преимущественно сероцветный. Ближе к кровле появляются пропластки из средних и мелких галечников.

2. Преимущественно аллювиальная (глубина 171–130 м). На глубине 171–129 м залегают алевритопесчано-гравийные хлидолиты, среди которых присутствуют угловатые обломки каолинизированных гранитов. С глубины 145 м хлидолиты постепенно переходят в глинистые алевропесчаники. Последние периодически тоже включают мелкие угловатые обломки, гравий и изредка крупные и средние гальки со следами обработки (1-й и 2-й классы).

3. Лавовая (глубина 130–103 м). Переслаиваются лавы пепельно-серые, крупнопористые до кавернозных.

Интервал 145–103 м соответствует верхнеджилиндинской подсвите, выше следует осадочная пачка хойготской толщи, охарактеризованная плиоценовыми палиноспектрами. Разрез смежной скв. 4616 подобен рассмотренному. В составе верхнеджилиндинской подсвиты, вскрытой этой скважиной, присутствуют диатомитсодержащие алевропелиты с вивианитом (интервал 130–123 м). Выше (123–100 м) обнажены оливин-порфировые лавы верхнеджилиндинской подсвиты. Из подбазальтовой пачки (130–123 м) получены спорово-пыльцевые спектры, характерные для позднего миоцена. Осадочные отложения из верхней (хойготской) осадочно-вулканогенной толщи (103–100 м и менее) охарактеризованы палинокомплексами плиоцена.

3.4.9. Основные характеристики джилиндинской свиты

В качестве характерных признаков джилиндинской свиты обычно указывались: каолинитовый состав пелитового материала, резкое преобладание зерен кварца в легкой фракции песков, наличие диатомитов и бурых углей (лигнитов), насыщенность отложений вивианитом [Ендрихинский, 1969, 1974; Базаров и др., 1976а; Скобло и др., 1980]. Эти признаки свойственны отложениям свиты в целом. Однако вкрапленность вивианита (по растительным остаткам, реже среди кластических зерен) отмечается лишь в осадках озерных фаций и иногда пойменно-озерных. Кроме каолинита и гидрослюд (соотношение которых варьирует), в минеральном составе пелитововой фракции часто присутствует монтмориллонит. Пески обогащены кварцем лишь на некоторых стратиграфических уровнях. По результатам литологического анализа проб песков, взятых в долине Холоя и в заливе Ингурской впадины, $K_м$ варьирует в широких пределах (1–44). Диатомовые алевропелиты строго приурочены только к фации застойных озер. Лигниты образуют маломощные пласты и пропластки спрессованных скоплений углефицированных растительных остатков. По отдельным профилям скважин они протягиваются как локальные маркирующие горизонты (например, в разрезе долины рч. Берея).

Осадочные породы джилиндинской свиты представлены хлидолитами, песками, алевролитами, диатомовыми аргиллитами и туфопесчаниками.

В обломочном материале *хлидолитов* пестрого состава преобладают кварц (20–35 %) и калиевый полевой шпат (15–20 %), иногда содержится кислый плагиоклаз (до 3 %). Спорадически отмечаются обломки гранитного состава в виде срастаний зерен кварца и полевого шпата. Содержание цемента колеблется от 30 до 45 %. Цемент в разной степени обогащен сгустковыми скоплениями оксидов железа (лимонита) и карбонатов железа (сидерита). Первоначальный цемент сохраняется лишь в реликтовых островках и представлен тонкодисперсным каолинит-гидрослюдистым агрегатом.

Алевролит – преобладающий тип пород свиты. Образующаяся слойчатость отложений обусловлена тонким чередованием материала с меняющимися размерами и подчеркнута скоплениями обугленного детрита. Алевритовый материал (70–80 %) представлен пелитизированными табличками полевых шпатов, изометричными, часто оскольчатыми зернами кварца, спорадически – табличками кислого плагиоклаза. Зерна мелкопсаммитовой размерности (5–7 %) состоят из окатанных обломков пород карбонатного, глинисто-карбонатного состава, неравномерно пигментированных гидроксидами железа. Органогенная примесь (10–12 %) представлена растительным детритом, часто с клеточным строением. Цемент смешанный, гидрослюдисто-глинистый. Под микроскопом основная масса желтовато-бурая, чешуйчато-волокнистая. В составе глинистых минералов гидрослюда преобладает над каолинитом.

Диатомовый алевропелит под микроскопом представляет собой тонкодисперсную полупрозрачную желтоватую массу с интенсивно гидрослюдизированным глинистым агрегатом. В основной пелитоморфной каолинит-гидрослюдистой массе наблюдаются характерные рогульчатые, серповидные, пепловидные частицы (3–7 %) и фрагменты створок диатомей (от 7 до 12 %). Преобладающие формы панцирей диатомей дисковидные (диаметром от 0,013 до 0,09 мм), реже цилиндрические и челночновидные. Единичные наиболее крупные индивиды сложены опалом, другие – преимущественно цилиндрические формы – замещены карбонатом. Терригенная примесь алевритовой размерности (3–10 %) распределена неравномерно, сложена зернами кварца, чешуйками слюд, контуры зерен корродированы. При увеличении количества пеплового материала до 25 % в составе диатомитсодержащих пород наблюдается постепенный переход к диатомовым туфоаргиллитам. Порода наиболее характерна для верхнеджилиндинской подсвиты.

Туфопесчаник – порода брекчиевидная, иногда с неясно выраженной слойчатостью. Размеры обломков и соотношения терригенного материала с вулканокластическим варьируют. Обломки невулканического генезиса представлены угловато-окатанным слабокарбонатизированным калишпатом, альбитизированным решетчатым микроклином, в подчиненном количестве кварцем, кислым плагиоклазом, тонким растительным детритом. Угловатые вулканокласты псаммитовой размерности сочетаются с обломками породообразующих минералов. Цементом служит пелитоморфное вещество карбонатно-глинистого состава, спорадически с реликтами пепловой структуры. Туфопесчаники распространены в верхнеджилиндинской вулканогенно-осадочной подсвите.

На диаграмме *C–Md* Р. Пассеги (см. рис. 3.8) джилиндинские псаммиты даже при наличии пролювиальной примеси в значительной мере отвечают аллювиальным русловым или озерным осадкам (поля I–II). Пролювиально-аллювиальные пески джилиндинской свиты (поле III) характеризуются малыми значениями максимального размера зерен и отражают пониженную динамику потоков.

Коэффициент мономинеральности $K_м$ пород джилиндинской свиты превышает единицу (см. табл. 3.3, 3.5). Кварц преобладает над полевыми шпатами.

Породы джилиндинской свиты характеризуются повышенными значениями коэффициента устойчивости. Среднее значение нормально распределенных величин $K_у$, подсчитанных для 30 проб песков джилиндинской свиты, составляет 2,2 при дисперсии 0,058 (табл. 3.6). Это свидетельствует о размыве горизонта коры выветривания достаточно полного профиля. Состав глинистой фракции пород джилиндинской свиты в нижней и средней частях разрезов почти полностью каолинитовый,

Таблица 3.6

Вариации коэффициента мономинеральности $K_м$ и $K_у$ в породах джилиндинской свиты

Свита	$K_м$		$K_у$		Объем выборки
	Среднее $K_м$	Дисперсия (δ^2)	Среднее $K_у$	Дисперсия (δ^2)	
Джилиндинская	1,8	1,4	2,2	0,58	30 (для $K_у$) 17 (для $K_м$)

а в верхней части – существенно бейделлитовый. Формированию предджилиндинских кор выветривания каолинитового и монтмориллонит-каолинитового типов способствовали благоприятные палеогеографические и палеотектонические условия палеогенового этапа выравнивания рельефа: теплый влажный климат, близкий субтропическому, слабое проявление дифференцированных движений. Каолинитовые коры выветривания формировались в Забайкалье не только в палеогене, но и в апт?-альбское время [Приходько, 1967; Базаров, Хлыстов, 1970; Дехтярева и др., 1970; Нагорья..., 1974; Скобло, Лямина, 1983].

Вариации состава вулканических пород в разрезе джилиндинской свиты детально охарактеризованы в районе оз. Мухал [Рассказов, Батырмурзаев, 1985; Рассказов, 1993]. В скв. 82 разрез начинается анамезитовыми щелочными оливиновыми базальтами (мощность потока 3 м). Выше распространены гиалобазаниты (мощность 38 м). В средней и верхней частях разреза выделяются четыре пачки: 1) пачка оливиновых толеитов, переслаивающихся с озерными отложениями (общая мощность лавовых потоков 60–80 м), 2) пачка базанитов с единичным прослоем потока оливиновых толеитов в скв. 114 (мощность пачки 90–100 м), 3) пачка оливиновых толеитов с потоком меланократовых гавайитов в основании (до 60 м) и 4) пачка дифференцированных высокощелочных лав (мощностью более 40 м). Разрез характеризует магматическую активность второй половины среднего миоцена и первой половины позднего миоцена Мухальского вулканического центра [Рассказов и др., 2000а]. В разрезах джилиндинской свиты других вулканических центров Витимского плоскогорья распространены такие же разновидности вулканических пород [Рассказов, 1993; и др.].

3.5. Плиоцен–плейстоцен. Хойготская, береинская, кыджимитская толщи, чининская свита

В плиоцене–плейстоцене на территории Западного Забайкалья продолжалась вулканическая деятельность и сформировались две толщи: плиоценовая хойготская и плейстоценовая береинская. В первой половине плиоцена широкое развитие получили процессы формирования красноцветных субаэральных отложений. К концу плиоцена за счет увлажнения климата произошло оживление речной сети, плоскостной смыв и переотложение ранее сформированной красноцветной коры выветривания. На Витимском плоскогорье это – охристые и сероцветные песчано-гравийно-галечные отложения кыджимитской толщи, а также красно- и сероцветные глины, пески, галечники чининской свиты.

3.5.1. Хойготская и береинская толщи

За стратотип *хойготской осадочно-вулканогенной толщи* принят биостратиграфически охарактеризованный разрез по профилю скважин 4615–4618 в Хойготской палеодолине (см. рис. 3.22). Лавы датированы K-Ar методом возрастным интервалом 5,0–2,9 млн лет [Рассказов и др., 2000а]. Синхронные осадочно-вулканогенные образования изучены по разрезам опорных скважин и в других частях Амалатского плато – в долинах рек Аталанга, Тетрах, Ингур (местоположение см. рис. 3.1), а также на Количиканском щитовом вулкане [Рассказов и др., 2000а, 2001].

В стратотипическом разрезе толщи по профилю скважин 4613–4619, 4563, 4566, 4567 и др. докайнозойский фундамент сложен нижнемеловой имской свитой, представленной красноцветными коллювиальными, и выше серо-зеленоцветными пролювиально-аллювиальными образованиями с комплексом остракод и моллюсков кижингинского регионального горизонта (берриас–готерив). Под хойготской толщей вскрыты фрагменты верхнеджилиндинских светло- и пепельно-серых алевритоглинисто-гравийных осадков с палинокомплексами позднего миоцена (см. рис. 3.22). Хойготская толща залегала на них с размывом и заполняла эрозионные долины, переуглубленные в фундамент относительно подошвы верхнеджилиндинской подсвиты более чем на 50 м (см. опорный разрез на рис. 5.26 [Рассказов и др., 2000а]).

В опорном разрезе по скв. 4617 в составе плиоценовой толщи следуют (снизу вверх):

1. Лавовые потоки щелочных базальтов (глубина 125–101 м). Они перекрывают поверхность размыва верхнеджилиндинских отложений.

2. Перемежающиеся хлидолиты и пески (101–97 м). Отложения серые и темно-серые, включают удлиненные обломки (5–7 см) нижележащих лав. Пески полимиктовые, глинисто-слюдистые.

3. Терригенная пачка (97–80 м). С глубины 97 м преобладают пески средне-крупнозернистые, полевошпатово-кварцевые. С глубины 96 м прослеживаются песчано-гравийные отложения, тесно ассоциирующие с пропластками (0,1–0,2 м) вулканомиктовых галечников. С глубины 95,3 м обнажены глинистые алевролиты с многочисленными выделениями вивианита и рассеянными мелкими гальками вулканических пород. С глубины 89 м перемежаются плитчатые алевритовые слюдистые песчаники и алевролиты с гнездами вивианита.

4. Диатомовые алевропелиты (80–76 м). Отложения почти монотонные тонкогоризонтальнослойчатые.

5. Лавовые потоки щелочных базальтов (76–30 м). Породы макроскопически подобны лавам основания плиоценовой толщи (интервал 125–101 м).

6. Базаниты (глубины менее 30 м).

Осадочные отложения из скв. 4617 в интервале 96–88 м охарактеризованы палинокомплексами X и XI среднего–позднего плиоцена.

Подобный разрез хойготской толщи отмечается на площади всего участка Хойгот. Базальная пачка повсеместно содержит палинокомплекс X среднего плиоцена, а в скважинах 4615, 4616 – палинокомплекс XI среднего–позднего плиоцена. В скв. 4615 в интервале 104–88 м в хорошо отсортированных глинистых алевропсаммитах обнаружены оогонии харовых водорослей, остракоды, мелкие формы двустворчатых моллюсков.

Лавовая толща Хойготского разреза мощностью до 112 м наиболее полно представлена в скв. 4567. Лавы перекрывают белесовато-серые алевропсаммиты и галечно-гравийные отложения с плиоценовым спорово-пыльцевым комплексом, заполнившие наиболее глубокий эрозионный врез (см. рис. 5.26 [Рассказов и др., 2000а]). В скважине вскрыты (снизу вверх):

1. Рыхлый песчано-дресвяный материал (глубина 129,2–127,2 м). Преобладают обломки вулканических пород.

2. Вулканические породы в перемежаемости с осадочными линзами (127,2–109,0 м). Лавы пористые с прослоями (0,3–0,7 м) псаммито-мелкопсефитовых туффитов и туфопесчаников. Туфогенно-осадочные породы темно-серые, черные, слабосцементированные. Гравий (30 %) окатан до 2-го класса, представлен исключительно вулканическим материалом, плотным и пористым. Отмечен единичный окатанный обломок гранита. Песок составляет до 60 %, полимиктовый, сильнослюдистый. Цемент глинистый, туффитовый.

3. Пористые лавы (109,0–49,1 м). Породы серые и лилово-серые, гематитизированные.

4. Базанитовые потоки (49,1–10,0 м). Преобладают серые мелкопористые лавы с пластами кавернозных, шлаковидных.

5. Поток щелочных оливиновых базальтов (10,0–4,6 м). Он отличается от базанитов более высокой степенью кристалличности.

На юго-западном окончании Дыбрын-Малоамалатской зоны, в Джилиндинской впадине, плиоценовые извержения связаны с активностью Сириниктинского вулканического центра. Хойготская толща вскрыта скважинами 2 и 3 (см. рис. 3.10). В скв. 2 имеется сравнительно полный разрез слагающих ее пачек (снизу вверх):

1. Базальная (глубина 23,2–15,0 м). Эта пачка хойготской толщи сложена сероцветными илисто-глинистыми отложениями, палинологически датированными ранним плиоценом. У кровли пачки в осадках возрастает количество угловатых пирокластических обломков. Осадки переходят в псефитовые туффиты.

2. Оливин-базальтовая (глубина 15,0–7,5 м). Лавы темно-серые, мелко- и крупнопористые, с пропластками псефитовых туфов и туффитов.

3. Алевритоглинистая (глубина 7,5–3,4 м). Породы темно-серые, с угловатыми обломками вулканических пород. Отложения интервала подобны отложениям в базальной пачке.

В скв. 3 базальная хойготская туфогенно-осадочная пачка (интервал 45,0–38,9 м) залегает на коре выветривания сохранившегося лавового фрагмента верхнеджилиндинской подсвиты Джилиндинской впадины. Она представлена темно-серыми до черных алевритоглинистыми породами с уг-

ловатыми обломками мелко- и крупнопористых лав. Вышележащий вулканический покров прослеживается до 2 м. Он сложен часто перемежающимися потоками лав мелко- и крупнопористых, до шлаковидных. С глубины 14,5 м доминируют мелкопористые оливиновые базальты. Общая мощность хойготской толщи по профилю скважин 1–3 достигает 43 м.

В Ингурском вулканическом центре Ингур-Малоамалатской зоны разрез хойготской толщи изучен в долине рч. Правый Ингур по профилю XXIV (скважины 1–4, см. рис. 3.15). Мощность вулканического покрова составляет более 40 м при общей мощности хойготской толщи более 55 м. Осадочные слои подстилающей верхнеджилиндинской подсвиты охарактеризованы палинокомплексом позднего миоцена в скв. 3 профиля в интервале 60–58 м. В скв. 1 в составе хойготской толщи выделяются пачки (снизу вверх):

1. Базальная псефито-псаммитовая (глубина 40–14 м). Пачка залегает на коре выветривания базанитов (0,5 м) верхнеджилиндинской подсвиты.

2. Глинисто-песчаная (глубина 14–10,5 м). Материал пачки разнозернистый, неравномерно лимонитизированный, включает разрозненные обломки гранитоидов и жильного кварца, окатанностью 1-го и 2-го классов. Выше распространены желтовато-серые плотные алевролиты с частыми переходами к алевропесчаникам.

3. Песчаная (глубина 10,5–10,0 м). Песчаники мелкозернистые, лимонитизированные, слабосцементированные, выше по разрезу сменяются алевролитами.

4. Алевролиты в переслаивании с песчаниками и песками (глубина 8–5 м). Песчаная фракция варьирует от мелкозернистой до крупно-разнозернистой.

5. Галечники (глубина менее 5 м). Терригенный материал различной размерности представлен вулканическими породами и гранитоидами.

В глинисто-песчаных отложениях пачек 2 и 3 определены спорово-пыльцевые спектры, характеризующие растительность раннего–среднего? плиоцена – сосново-березовые леса при незначительном участии термофилов, с полянами луговой или лугово-степной растительности.

Вышележащая вулканическая часть разреза хойготской толщи вскрыта скв. 2, пройденной в 180 м к востоко-северо-востоку от скв. 1. В разрезе выделяются (снизу вверх):

1. Туфогенно-осадочный пласт (глубина 41,0–30,5 м). Он состоит из обломков пористых лав с пепельно-серой, буровато-желтой, фиолетово-серой окраской. Встречаются обломки пирокластических пород и вулканическая брекчия. Размеры обломков составляют от 5 до 15 см. Подобный кластический материал погружен в серую и темно-серую глинисто-алевритовую массу с редкими гравийными обломками тех же вулканических пород и зернами кварца. Заполнитель осадочно-туффитовый. С глубины 33,5 м насыщенность обломками лав возрастает до 60 %. У самой кровли туффитового пласта отмечены мелкие и средние гальки вулканомиктового состава окатанностью 1-го и 2-го классов.

2. Лавовые пласты (глубина 30,5–25,7 м). Серые и темно-серые афировые плотные (базанитовые?) лавы переходят выше по разрезу в долеритовые базальты. В верхних частях потоков породы приобретают бордово-красный цвет.

3. Туфогенно-терригенный пласт (глубина 25,7–19,0 м). В его основании залегают средние и крупные вулканомиктовые галечники с окатанностью 1-го и 2-го классов. Гальки представлены серыми плотными, реже пористыми лавами. Заполнитель из красновато-бурых алевропелитов, отчасти туфогенных, замусоренных крупнопесчаным и мелкогравийным материалом преимущественно вулканических пород.

4. Пласт пирокластических отложений (глубина 24,5–19,0 м). Красновато-бурые, гематитизированные псефитовые и агломератовые туфы. Заполнитель отсутствует.

5. Пласт красновато-бурых лав (глубина 19–13 м). Породы гематитизированные, афировые, плотные в основании и пористые в кровле лавовых потоков.

6. Пласт темно-серых лав (глубина 13,0–0,3 м). Плотные тонкокристаллические массивные базанитовые породы, сменяющиеся более раскристаллизованными долеритовыми базальтами. Подобные лавы отмечены также в скважинах А-52, А-47 профиля XXVI в кровле покрова северной части Ингурской палеодолины.

В центральной части Ингур-Малоамалатской зоны, в долине р. Джилинда (Амалатская), хойготская толща вскрыта скв. 81 (рис. 3.23; см. рис. 3.1, № 6). Она залегает с размывом на верхнеджилиндинской подсвите, в которой определен палинокомплекс VII второй половины среднего миоцена. Из межбазальтовой алевритопесчаной диатомитсодержащей пачки (15 м) хойготской толщи с глубины 51 м выделен палинокомплекс XI позднего плиоцена.

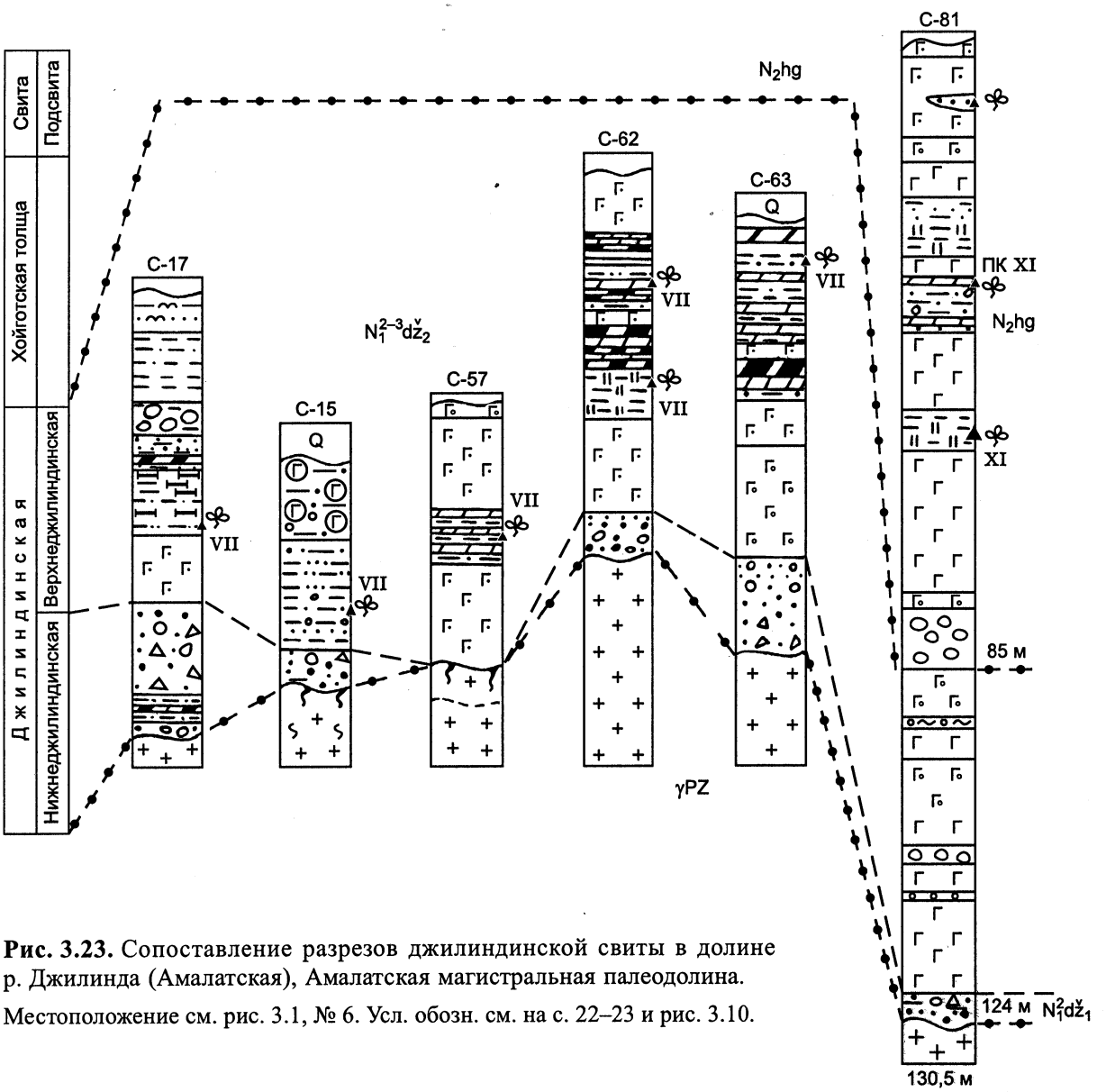


Рис. 3.23. Сопоставление разрезов джилиндинской свиты в долине р. Джилинда (Амалатская), Амалатская магистральная палеодолина.

Местоположение см. рис. 3.1, № 6. Усл. обозн. см. на с. 22–23 и рис. 3.10.

В долине рч. Булыхта в качестве опорного служит разрез по профилю скважин Б-13–Б-15 (рис. 3.24; см. рис. 3.1, № 5). В скв. Б-15 в разрезе выделяются пачки (снизу вверх):

1. Пролювиально-аллювиальная (глубина 76,9–50,0 м). Гравийники с включениями мелких угловатых галек сменяются галечниками выше по разрезу. В гальке окатанностью от 1-го до 3-го класса преобладают гранитоиды, встречаются обломки вулканических пород.

2. Озерная, преимущественно алевропелитовая, с примесью пролювия (глубина 50–10 м). В ее составе присутствуют отсортированные алевролиты и алевритовые песчаники, местами резко переходящие к алевритогравийным хлидолитам. Слойчатость горизонтальная, подчеркнута пропластками углистого вещества, обогащенного вивианитом. Местами встречены скопления панцирей диатомовых водорослей. В отдельных слойках диатомеи являются породообразующими.

Нижняя пачка, прилегающая к склону гранитного массива, выклинивается в востоко-северо-восточном направлении. На участке заложения скважин Б-14 и Б-13 разрез начинается озерными алевропелитовыми и мелкопсаммитовыми диатомитсодержащими отложениями с отдельными галечно-гравийными линзами. В озерных алевропелитах (скв. Б-13, глубина 21 м; скважины Б-14 и Б-15, глубина 12 м) определен спорово-пыльцевой комплекс XI первой половины позднего плиоцена.

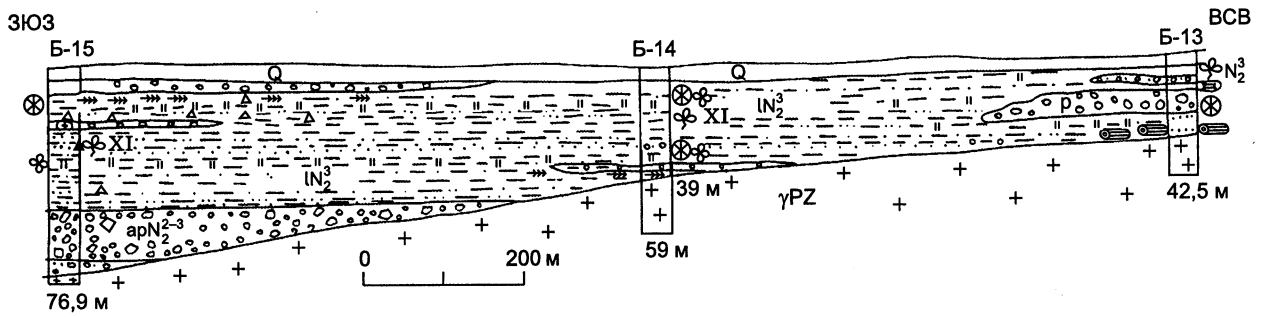


Рис. 3.24. Разрез плиоценовых отложений в долине рч. Булыхта, Амалатская магистральная палеодолина.

Перед индексом плиоценовой толщи l, p, ap показаны отложения лимнического, пролювиального и аллювиально-пролювиального генезиса соответственно. Местоположение см. рис. 3.1, № 5. Усл. обозн. см. на с. 22–23 и рис. 3.10, 3.11.

Хойготская толща хорошо прослежена на Количиканском вулканическом центре и сопредельных территориях Амалатской магистральной палеодолины. На участке Количикан по профилю скважин 4167, 4169, 4170, 4217, 4387, 4442 (см. рис. 3.20) фонобазаниты хойготской толщи подстилаются маломощной туфогенно-терригенной пачкой (8–10 м), прослеженной с юго-запада на северо-восток на расстоянии более 3 км [Рассказов и др., 2000а, рис. 5.18]. Подбазальтовые осадки содержат палинокомплексы IX и X раннего–среднего плиоцена и одновозрастные комплексы диатомовых водорослей. В составе вышележащей части разреза перемежаются лавы и разнообломочные туфы. В скв. 4217 фонобазанитовый образец с глубины 74 м датирован серединой плиоцена (K-Ar датировка 3,5 ± 0,1 млн лет). В разрезе хойготской толщи базаниты и фонобазаниты (мощность 130 м) подстилаются лейкобазальтами (мощность до 50 м). Мощность хойготской толщи на участке Количикан составляет 150–180 м.

На участке Южный скв. 3145 вскрыты образования джилиндинской свиты и хойготской толщи. Последняя имеет следующее строение (снизу вверх):

1. Тонкозернистые песчаники и диатомиты (глубина 160,7–144,0 м). Пласт залегает на щелочных оливиновых базальтах верхнеджилиндинской подсвиты.
2. Слюдисто-глинистые алевропесчаники, глинистые алевролиты, их углистые разновидности (глубина 144–138 м).
3. Светло-серые тонкозернистые песчаники (глубина 138,0–135,5 м).
4. Мелкозернистые песчаники (глубина 135,5–133,5 м). Отложения среднеотсортированные, с мелким углефицированным детритом, подчеркивающим пологоволнистую слойчатость. У кровли песчаники разнозернистые, с переходами к гравелитам.
5. Базаниты (глубина 132–110 м). Породы темно-серые, от стекловатых до тонкозернистых, насыщенные фенокристаллами оливина.
6. Переслаивание лав с агломератовыми туфами (глубина 110–72 м). Лавы преобладают выше по разрезу.

В осадках джилиндинской свиты комплекс диатомей скв. 3145 (глубины 184 и 179 м, абс. отм. 1009–1014 м) относится к среднему–позднему миоцену. С глубины 145 м (абс. высота 1048 м) в диатомовом комплексе установлены плиоценовые элементы. Изменения систематического состава диатомей отражают принадлежность к более молодому (последжилиндинскому) стратону. Это предположение подтверждается установлением в указанном же интервале (145–132 м, абс. высота 1048–1061 м) спорово-пыльцевого комплекса IX раннего плиоцена. В скважине 3146, пройденной в 50 м к западо-северо-западу от скв. 3145, переход от осадков обширного глубокого водоема с позднемиоценовыми спорово-пыльцевыми и диатомовыми спектрами (согласующимися с K-Ar датировкой 9,2 ± 0,3 млн лет) к озерно-болотным отложениям с резко изменившимся комплексом диатомей установлен между пробами, отобранными на абсолютных отметках 1117 и 1128 м [Рассказов и др., 2000а,

2001]. Таким образом, плиоценовая хойготская толща, подошва которой вскрыта скв. 3145 на абсолютной высоте 1048 м, заполнила эрозионный врез в джилиндинской свите глубиной не менее 20 м.

Подобное изменение диатомового комплекса вверх по разрезу выявлено в скв. 3146. Здесь на глубинах 213 и 202 м диатомовая флора датируется миоценом, а палинологические спектры относятся к среднему–позднему миоцену. Эта часть разреза представлена отложениями, вложенными в эрозионную прорезь в осадках среднего миоцена. По результатам исследований проб из скв. 3146 на глубине 132 м (абс. высота 1150 м) выявлено изменение состава диатомовой флоры с миоценовой на миоцен-плиоценовую. Эта смена соответствует по абсолютным отметкам таковой в скв. 3145. Из вышележащего терригенного пласта внутри лавового пакета (интервал глубин 123–122 м, абс. отм. 1059–1060 м) получен палинологический комплекс X среднего плиоцена.

Выполненные исследования разрезов свидетельствуют о распространении хойготской вулканогенно-осадочной толщи во всех трех погребенных магистральных палеодолинах Амалатского плато в такой же мере, как и образований джилиндинской свиты (рис. 3.25).

Лавы хойготской толщи закартированы также в Верхнемохейской впадине (см. рис. 3.3). В скв. 34 (глубина 112–81 м) в осадках, подстилающих базальты, обнаружены раковины легочных гастропод *Gyraulus* (*Anisus*) cf. *keideli, Valvata* (*Siberovalvata*) sp., широко распространенных в разрезах скважин Ангаро-Ленского междуречья (рч. Булга в бассейне р. Манзурка, с. Баяндай), а также в Китае (провинция Хубэй). Г.Г. Мартинсоном [1961] и С.М. Поповой [Стратиграфия..., 1964] они датировались поздним миоценом–ранним плиоценом. Впоследствии С.М. Попова [1981] уточнила отдельные таксоны класса Gastropoda и привела рядом с прежними названиями близкие или идентичные формы. Одновозрастные гастроподы изучены в ангинском и манзурском аллювии с датировкой одноименных свит $N_2^3 - Q_{E_1}$ (см. табл. 6.1), в отложениях цасучейской свиты (и горизонта) Торейского района Восточно-Монгольской зоны [Карасев, 2002].

Береинская вулканогенно-осадочная толща в отличие от хойготской имеет ограниченное пространственное распространение в восточной части Витимского вулканического поля вдоль Ингур-Малоамалатской зоны [Рассказов и др., 2000а]. В стратотипической местности долины рч. Берея береинская толща вложена с размывом в хойготскую (рис. 3.26; местоположение см. рис. 3.1, № 7). В составе первой толщи присутствуют пепельно-серые щелочные оливиновые базальты, а второй – черные стекловатые базаниты и фонобазаниты [Рассказов, Батырмурзаев, 1985].

Осадки береинской толщи обнаруживают значительную фациальную изменчивость. Базальная пачка толщи варьирует от 13 м в юго-западной части профиля скважин 515–511 до 40 м в его северо-восточной части (скв. 506). В базальной алевропсаммитовой пачке скважин 515, 517 отмечены скопления галек вулканических пород и гранитоидов. Вышележащая пачка представлена в скв. 515 диатомовыми тонкогоризонтальнослойчатыми алевропелитами и алевролитами в переслаивании с песками (от мелких до гравийных) и песками с разрозненными гальками вулканических пород и гранитов. Окатанность последних до 2-го и даже 3-го классов. Кроме диатомей обнаружены членики насекомых, спикулы кремнистых губок, ископаемые семена, отпечатки крупных фрагментов листьев. Лимнические отложения в восточно-северо-восточном направлении замещаются покровом базанитоидов. Лавовые и озерные слои разобщает преимущественно коллювиальная пачка вулканомиктовых конглобрекчий, очевидно, приуроченных к краевой части лавового покрова. Отдельные угловатые обломки вулканических пород размером от 3 до 7 см проникают в толщу алевропсаммитовых озерных пород. Среди потоков лав отмечен своеобразный слой темно-серых до черных тонколистоватых углистых аргиллитов и алевролитов, насыщенных тонкодисперсным растительным материалом и включающих слабоуглефицированную древесину. Скопления последней образуют коричневато-бурую лигнитоподобную породу. Слой имеет маркирующее значение. Он прослежен в скважинах 504, 511, 518, 525, 528, 529, 534, выклиниваясь к северо-востоку. Мощность озерной части разреза 45–55 м. Она частично замещается по латерали базанитовыми лавами мощностью 75–90 м. Общая мощность толщи 70–100 м.

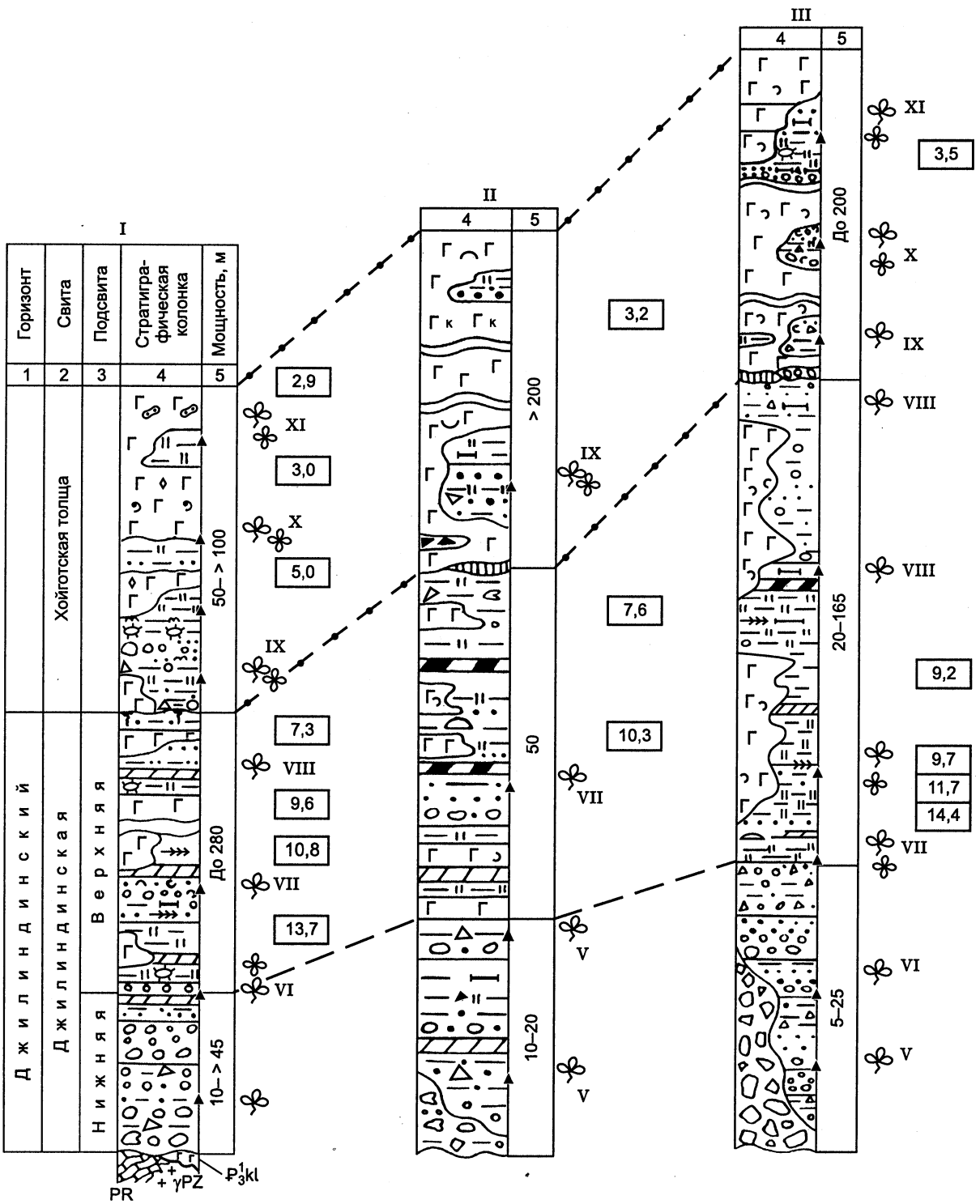


Рис. 3.25. Схема сопоставления сводных разрезов неогеновых образований магистральных палеодолин Амалатского плато:

I – Хойготской, II – Аталангинской, III – Амалатской. P$^1_3$kl – куларикгинская свита. В прямоугольниках показаны K-Ar датировки, млн лет. Местоположение см. рис. 3.1, № 5–17. Ост. усл. обозн. см. на с. 22–23 и рис. 3.10.

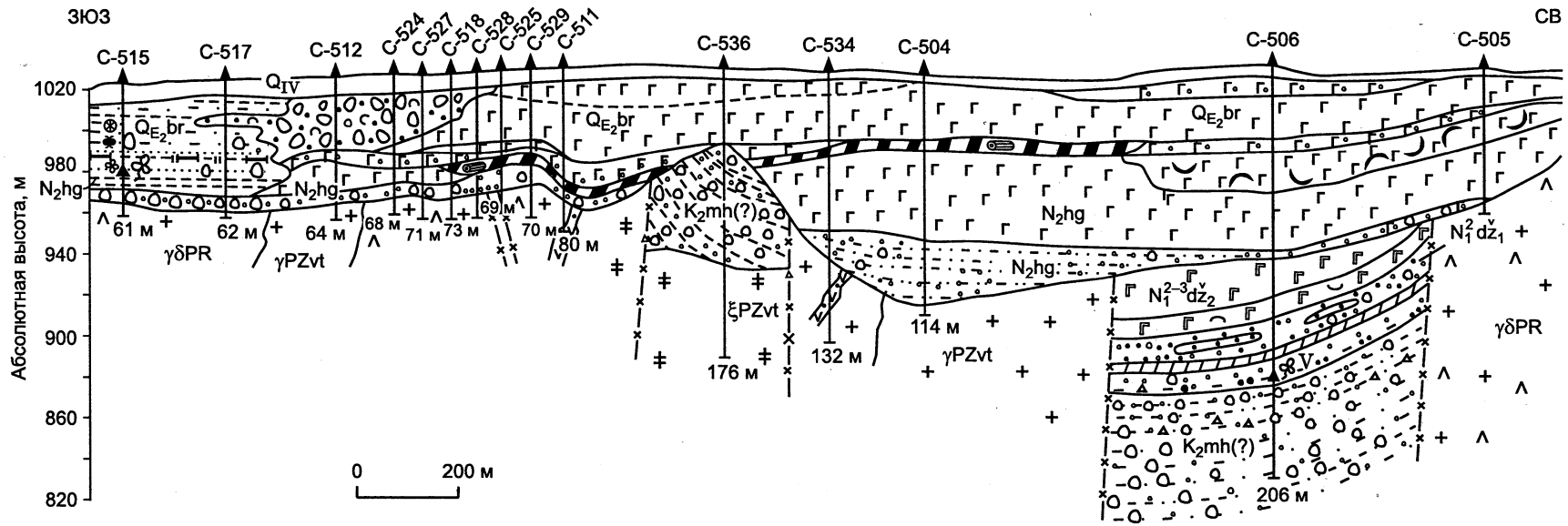


Рис. 3.26. Соотношения четвертичных и неогеновых осадочно-вулканогенных толщ в долине рч. Берея.

Местоположение см. рис. 3.1, № 7 (разрез находится рядом с разрезом Б-3 [Рассказов и др., 2000а, рис. 5.16]). Усл. обозн. см. на с. 22–23 и рис. 3.10.

На водоразделе рч. Берея и Якша опорное значение имеет разрез по скважинам 519–522 [Рассказов и др., 2001, рис. 2]. В скв. 522 русловые осадки основания разреза погребены покровом плотных лав, датированных средним миоценом (K-Ar датировка 14,3 ± 0,7 млн лет). Выше по разрезу вскрыта гравийно-песчаная русловая линза, врезанная в среднемиоценовые лавы. Следующая застойно-озерная пачка представлена в нижней части алевролитами, алевритовыми и мелкозернистыми песчаниками с рассеянными гальками и мелкими валунами вулканических пород 1-го класса окатанности. Далее развиты тонкоплитчатые микрогоризонтальнослойчатые алевролиты с раковинами остракод *Ilyocypris* sp., *Limnocythere* sp. (скв. 522, глубина 38 м; определения В.М. Скобло). Слойчатость образована за счет чередования алевритовых, алевропелитовых и диатомитовых пропластков и дополнительно подчеркнута налетами вивианита. У кровли пачки (глубина 15 м) преобладают тонкоплитчатые алевропелиты. На отдельных поверхностях слоев сохранились остатки насекомых, крупных фрагментов побегов трав и листьев широколиственных древесных пород. Эта тонкообломочная пачка с плиоценовым комплексом диатомей перекрыта базанитами и фонобазанитами, характерными для "долинных лав" четвертичных вулканов [Рассказов, Батырмурзаев, 1985]. По базанитовому образцу В3-2А получен K-Ar возраст 0,89 ± 0,3 млн лет. Общая мощность толщи достигает 90 м.

Строение четвертичных вулканических конусов и пространственно связанных с ними лавовых накоплений Ингур-Малоамалатской зоны изучено на примере вулканов Якша I и Якша II. Лавы этих построек занимают территорию около 50 км^2. Фрагмент постройки в разрезе по рч. Якша приведены Е.Е. Зеленским с соавт. [1978ф] (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Шлаки, лавы пузыристые, бурые	4,0
2. Базаниты темно-серые, оливиновые с плитчатой (0,1 × 0,3 м) отдельностью	1,5
3. Базаниты черные, с мелкой (до 1,5 см) шаровой отдельностью	4,0
4. Базаниты бурые, крупнопористые	3,5
5. Базаниты темно-серые, оливиновые, мелкопористые (до 10 %), со столбчатой отдельностью	7,5
6. Базаниты буровато-серые, крупнопористые	3,0
Видимая мощность	23,5 м

Покров вулкана Кандидушка занимает около 15 км^2. В правом борту долины р. Джилинда (Амалатская) наблюдаются (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Туфы, шлаки красного цвета, пористые лавы	3,0
2. Лавы темно-серые, плотные, слабопористые	0,5
3. Лавы бурые, крупнопористые	1,0
4. Лавы серые, оливиновые, с мелкоплитчатой (до 0,05 × 0,1 м) отдельностью	1,5
5. Лавы черные, с мелкой (до 2 см в диаметре) шаровой отдельностью	1,5
6. Лавы черные, оливиновые, со столбчатой отдельностью	3,0
7. Лавы бурые, крупнопористые (50 %), с пластово-плитчатой (0,5 × 1 м) отдельностью	1,5
8. Лавы темно-серые, оливиновые, со столбчатой отдельностью	12,0
Видимая мощность	24 м

3.5.2. Кыджимитская толща

Толща детально изучена в Холой-Романовской и Кыджимитской впадинах [Скобло и др., 1980, 1994].

В долине р. Холой на поверхности размыва косослойчатых верхнемиоценовых белесоватых и голубовато-серых гравийных песков верхнеджилиндинской подсвиты залегают охристые песчано-гравийно-галечные отложения плиоцена (см. рис. 3.11). В разрезе по левобережью р. Холой, в 1,5 км от устья (обн. 6), наблюдаются слои (снизу вверх):

	Мощность, м
6/1. В основании базального слоя вскрыты галечники и ржаво-бурые пески, плотно сцементированные гидроксидами железа (мощность 0,3 м). По разрезу слоя галечники сменяются полимиктовыми песками с линзами супесей и суглинков. Лимонитизация – от равномерной до неоднородной	2,1

Мощность, м

6/2. Пески крупнозернистые полимиктовые с включениями гальки и гравия сменяются по разрезу мелкозернистыми песками с линзами галечно-гравийной породы и тонкими прослоями темно-серого до черного песчанистого суглинка с примесью тонкодисперсного органического вещества 0,7

6/3. Пески алевритовые и мелкозернистые, существенно кварцевые, с тонкими прослоями песков разнозернистых кварцевых, с линзами гравия и мелких галек. У кровли находятся суглинки песчанистые, с прослоями разнозернистого гравийного песка (0,4 м) 1,7

Общая мощность пачки аллювиально-пролювиальных плиоценовых отложений составляет 4,5 м. Песчанистый суглинок слоя 6/2 содержит спорово-пыльцевой спектр плиоцена. Выше плиоценовой пачки с размывом залегают четвертичные суглинки с щебнем и мелкими обломками гранитоидов (1,5 м).

Маломощный (до 1,2 м) фрагмент базальной кыджимитской пачки вскрыт в коренном выходе неогеновых отложений на правобережье р. Холой, в 6 км от устья (обн. 1), где охристые галечники плиоцена ложатся на алевропсаммиты верхнеджилиндинской подсвиты с размывом (см. рис. 3.12). Терригенные плиоценовые отложения в долине р. Холой изучены также по серии канав и скважин ПГО "Сосновгеология" (см. рис. 3.13).

Желтовато-бурые гравийные пески и галечники залегают на поверхности размыва озерно-аллювиальных голубовато- и зеленовато-серых псаммитов верхнеджилиндинской подсвиты. В плиоценовых осадках местами четко прослеживаются трансгрессивные ритмы – от галечников у подошвы до мелкозернистых песков и алевропесков у кровли. В основании отдельных ритмов встречаются крупные фрагменты причудливо деформированных миоценовых алевропелитов и окатыши аргиллитов. В последних установлены спорово-пыльцевые спектры маастрихта.

Состав терригенного материала преимущественно полимиктовый, сортировка и окатанность зерен от средней до плохой. Глинистая фракция пород представлена бейделлитом и монтмориллонитом. В основании плиоценовой толщи присутствует каолинит (5–15 %) [Дехтярева и др., 1970].

Выше по разрезу рассмотренных плиоценовых образований залегают делювиально-пролювиальные отложения, датированные по спорово-пыльцевым спектрам плейстоценом (скв. 3284, глубина 2 м).

Из темно-серого песчанистого суглинка верхней части обнажения по левобережью р. Холой у с. Романовка С.Н. Сябряй (1963 г.) получены спорово-пыльцевые спектры, датированные плиоценом [Дехтярева и др., 1970]. По нашим пробам из этой же части разреза, а также из канавы 1106 (в 8 км выше устья р. Холой) Л.А. Анкудимовой и Г.М. Кабановой (1979 г.) установлены спорово-пыльцевые спектры плиоцена, близкие к палинокомплексам IX и X (ранний–средний плиоцен).

Кыджимитская толща в одноименной впадине изучалась в 1990-е годы по береговым обнажениям в долине р. Кыджимит и по его левому притоку рч. Хакусы в скважинах Аянской партии ПГО "Бурятгеология" (рис. 3,27, 3.28; см. рис. 3.1, № 20). Буровыми профилями X–XII (скважины 7844, 7856, 7864 и др.) и XIV (скважины 7892, 7894 и др.) вскрыт разрез неогеновых отложений, залегающих на дезинтегрированных кристаллических сланцах либо гранитоидах. По скважинам 7892 (глубина 80–30 м), 7894 (глубина 71,0–25,5 м) и 7864 (глубина 40,5–25,3 м) вскрыты галечно-гравийно-песчаные отложения в составе одного-трех аллювиально-озерных микроритмов. Во всех разрезах микроритмы заканчиваются мощными пластами (5,5–8,0 м) серых, темно- и буровато-серых суглинков и алевропелитов. Те и другие обычно насыщены крупным растительным детритом и мелкими обломками древесины бурого цвета. Отмечаются почти черные, сильноуглистые алевропелиты (0,1–0,3 м). Периодически озерные пласты включают гравийный и галечный слабоокатанный материал. Из темно-серых суглинков получены многочисленные спорово-пыльцевые спектры, общий состав и соотношение основных таксонов которых подобен палинокомплексу VIII позднего миоцена из верхнеджилиндинской подсвиты района стратотипа (скв. 2, р. Джилинда (Витимская)).

По тем же скважинам на коре выветривания зеленовато-серых и бурых песчано-алевритовых джилиндинских пород с размывом залегают сероцветные желтовато- и светло-серые гравийники, пески, алевропсаммиты, повсеместно охарактеризованные палинокомплексами плиоцена (рис. 3.29).

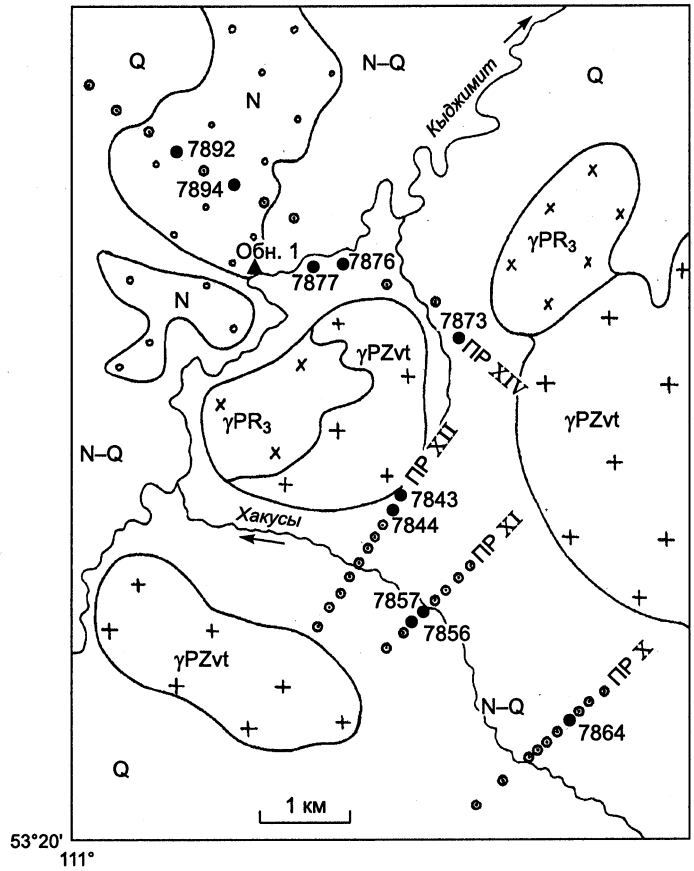


Рис. 3.27. Геологическая схема Кыджимитской впадины в междуречье Кыджимит–Хакусы.

N–Q – нерасчлененные неогеновые и четвертичные отложения; N – нерасчлененные неогеновые отложения; γPZvt – гранитоиды палеозойского витимканского комплекса; γPR_3 – граниты протерозойские; ПР X–XIV – профили скважин ПГО "Бурятгеология", залитый кружок – скважины, изученные авторами. Местоположение см. рис. 3.1, № 20. Усл. обозн. см. на с. 22–23.

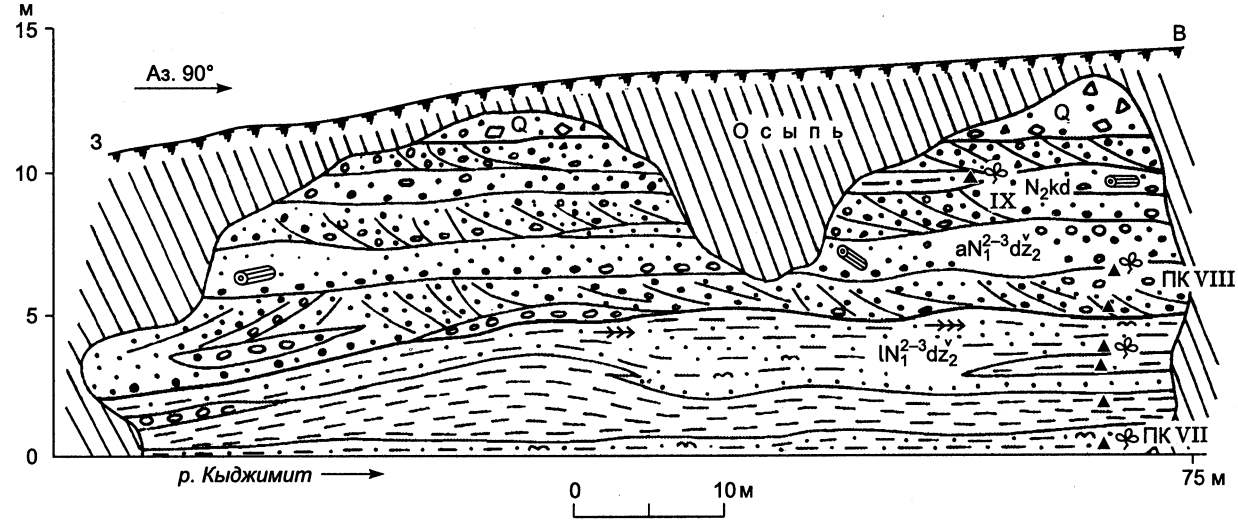


Рис. 3.28. Разрез неогеновых отложений по левобережью р. Кыджимит, в 2,5 км ниже устья рч. Хакусы.

Перед индексами джилиндинской свиты а и l показаны отложения аллювиального и лимнического генезиса соответственно. Местоположение см. рис. 3.1, № 20. Усл. обозн. см. на с. 22–23.

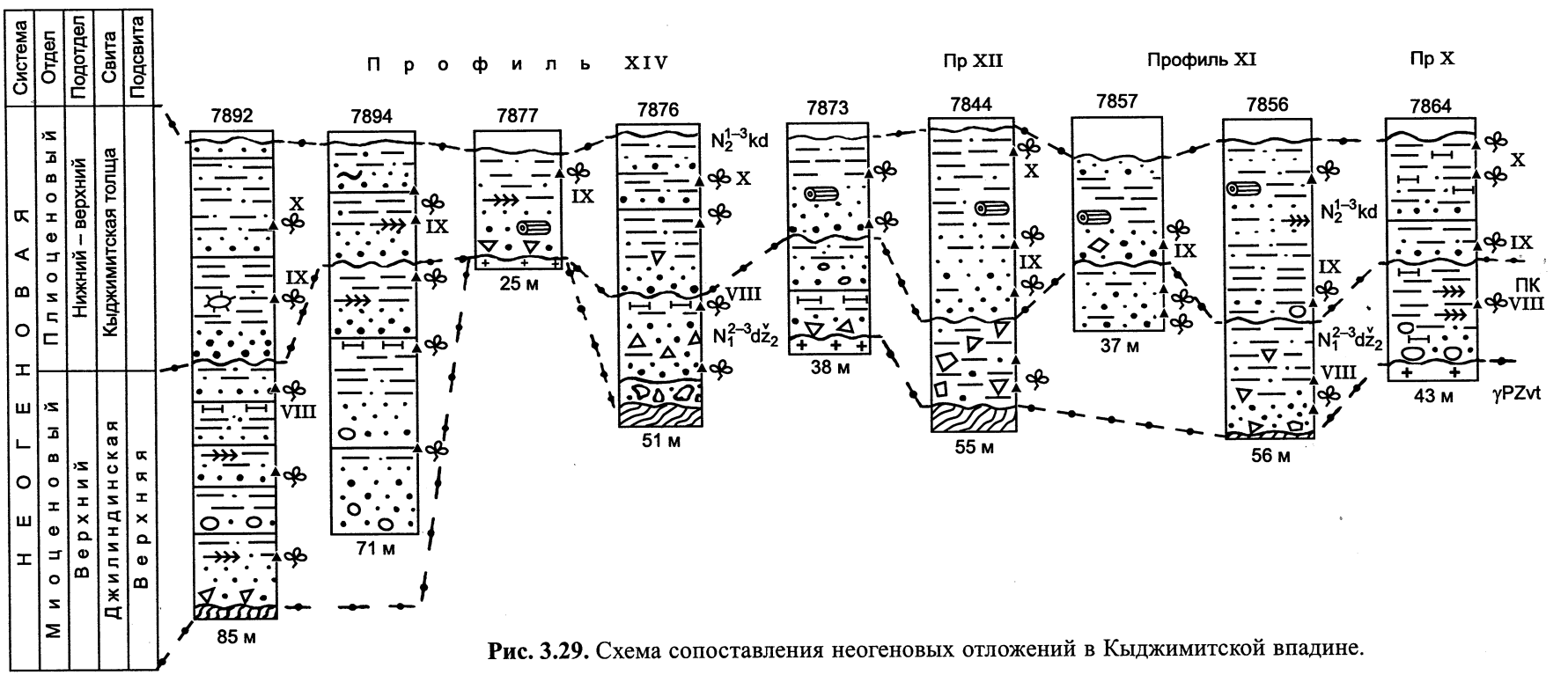


Рис. 3.29. Схема сопоставления неогеновых отложений в Кыджимитской впадине. Местоположение см. рис. 3.1, № 20. Усл. обозн. см. на с. 22–23 и рис. 3.10.

В опорном разрезе плиоцена по скв. 7894 следуют (снизу вверх):

1. Пески (глубина 24,0–16,2 м). Они светло-серые, разнозернистые, с включениями гравийных зерен кварца, полевых шпатов, а также мелких угловато-окатанных галек гранитоидов. Отмечаются редкие пропластки серых слюдистых алевропесков.

2. Алевролиты и алевропсаммиты (глубина 16,2–10,0 м). Отложения правильно горизонтально-слойчатые, насыщенные бурым растительным детритом. Слой завершает трансгрессивный микроритм.

3. Подобный микроритм (глубина 10,0–3,2 м). Среди отложений характерны русловый пласт в интервале 10–7 м и пойменно-озерный пласт в интервале 7,0–3,2 м.

4. Песчанистые глины (глубина менее 3,2 м). Они отличаются рыжевато-бурой окраской.

В верхней части разреза скв. 7894 залегают песчано-гравийно-галечные отложения (по-видимому, четвертичные). Алевропсаммитовые отложения интервала 24–12 м содержат спорово-пыльцевые спектры, составляющие палинокомплекс раннего плиоцена. В другом опорном разрезе по скв. 7864 наблюдаются (снизу вверх):

1. Базальный гравийно-галечный пласт плиоценовой толщи (глубина 25,0–20,5 м). Он залегает на поверхности размыва буровато-серых алевритопесчаных "верхнеджилиндинских" отложений (с палинокомплексом позднего миоцена). Крупный гравий и мелкие гальки пласта сложены различными гранитоидами и редко хлоритизированными метасланцами и интенсивно выветрелыми вулканическими породами.

2. Слой тонкообломочных пород (глубина 20,5–19,5 м). Супесь светло-серая, сменяется выше по разрезу тонкогоризонтальнослойчатыми алевропелитами. Последние у кровли интервала (глубина 17 м) имеют буровато-серый цвет.

3. Песчано-гравийный пласт (глубина 17,0–16,5 м). Нижний слой представляет собой основание следующего микроритма. Состав обломков подобен таковым из других разрезов (окварцованные граниты, кварц, полевые шпаты). Окатанность обломочного материала до 2-го класса.

4. Пачка перемежающихся глинистых и углистых алевритов и алевропсаммитов (глубина 16,5–8,5 м). Отложения обладают различными оттенками цвета (темно-, буровато- и светло-серого), меняющегося каждые 0,2–0,5 м.

5. Песчано-гравийный пласт (глубина 8,5–4,5 м). Породы светло-серые, кварц-полевошпатового состава, переходящие по разрезу в типичные глинисто-песчано-гравийные хлидолиты (7,5–7,3, 6,5–4,0 м). Обломочный материал плохо окатан.

6. Алевропсаммиты (глубина 4,5–3,0 м). Серые глинисто-слюдистые отложения завершают микроритм 3.

7. Песчано-гравийные отложения, четвертичные? (глубина менее 3 м). Цвет терригенного материала рыжевато-бурый.

Общая мощность кыджимитской толщи составляет до 40 м. В интервале 25,0–11,5 м разреза установлены спорово-пыльцевые спектры раннего плиоцена палинокомплекса IX, а в вышележащих отложениях (интервал 9,8–3,5 м) – спорово-пыльцевые спектры палинокомплекса X среднего плиоцена. Палинокомплекс IX сопоставим с синхронным палинокомплексом байшинской свиты (бассейн р. Манзурка) и близок палинокомплексу раннего плиоцена новостаничного горизонта Западной Сибири [Кулькова, Волкова, 1997].

Плиоценовые галечно-песчаные отложения охарактеризованы Е.Е. Зеленским [1975, 1978ф] по р. Витим напротив устья рч. Хара-Гуйка (Байсинская впадина), а также по правобережью рч. Итилья в долине р. Витим. На правобережной скульптурной террасе Витима, напротив устья рч. Хара-Гуйка, в разрезе кыджимитской толщи выделяются (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Песок желтый, кварц-полевошпатовый, среднезернистый, с редкой хорошо окатанной галькой гранитов	1,2
2. Песок желтовато-бурый, кварцевый, неравномерно-зернистый, с гравием (до 10 %)	1,7
3. Песок желтый, кварц-полевошпатовый, крупнозернистый	1,6
4. Песок серый, кварц-полевошпатовый неравномерно-зернистый, с гравием	0,8
5. Песок серый и желтовато-бурый, мелкозернистый, кварц-полевошпатовый, горизонтально-слойчатый	1,5
6. Глина светло-серая, плотная, неслоистая	1,7
Видимая мощность	8,5 м

По левобережью рч. Итилья шурфами вскрыт следующий разрез плиоцена (сверху вниз):

Мощность, м

1. Глина желтовато-серая с прослоями (0,3–0,5 см) желтого мелкозернистого кварц-полевошпатового песка 0,5
2. Глина черная, вязкая, жирная 0,3
3. Глина буровато-желтая, плотная, вязкая. Содержит около 30 % полуокатанных обломков гранитов и вулканитов кислого состава (до 5 см в поперечнике) 0,5
3. Глина желтая в переслаивании с серым мелкозернистым песком, с включениями (до 10 %) слабоокатанной гальки. Слойчатость горизонтальная 0,4
5. Мелковалунно-галечные отложения с песчано-глинистым заполнителем. Окатанность валунов и галек 2-го и 3-го классов 1,5
7. Песок зеленовато-серый, мелкозернистый, кварц-полевошпатовый. Содержит до 30 % хорошо окатанных мелких (до 15 см) валунов и гальки ..... до 0,5

Видимая мощность 3,7 м

На площади Еравнинской депрессии и Верхнеудинского прогиба имеются фрагментарные выходы терригенных образований плиоцена, отнесенных Л.В. Дехтяревой [1972], Е.Е. Зеленским и др. [1978ф] к кыджимитской (охристой) толще, а Э.П. Периновой и др. [1987ф, 1993ф] – к чининской свите. Последними авторами рассмотрен разрез в прибортовой части Еравнинской депрессии, востоко-северо-восточнее оз. Укырское, где пачка плиоценовых отложений представлена песчано-алевритовыми бурыми, красновато-бурыми суглинками, супесями с дресвой и щебнем. Мощность пачки составляет 5–8 м. Небольшие фрагменты подобных осадков закартированы на северо-западном побережье оз. Большое Еравное, в местности Красная Горка. В уступе 40-метрового террасового уровня на песчано-глинистых отложениях джилиндинской свиты с размывом залегают желтовато-коричневые глинистые пески с дресвой и мелкой галькой (мощность 7–8 м). Гальки слабо окатаны, часто выветрелые, рухляковые. Пласт суглинков и песков содержит тонкие пропластки (3–5 см) обохренных гравийных песков и линзочки зеленовато-синих глин.

Разрез плиоценовой толщи по скв. 57, пройденной в 250 м юго-восточнее с. Укыр (местоположение см. на рис. 3.1, № 25), имеет следующее строение (сверху вниз):

Мощность, м

1. Суглинок бурый, коричневато-бурый, дресвянистый 2,7
2. Почва погребенная, гумусированная, песчаная 0,3
3. Супесь бурая, коричневато-бурая, щебнистая 2,6
4. Почва погребенная гумусированная, бурая, темно-бурая, в нижней части дресвянистая 1,1
5. Супесь палево-бурая, бурая с гравием, слегка гумусированная 3,0

Видимая мощность 9,7 м

Нижележащие сероцветные песчано-гравийные отложения принадлежат, по-видимому, уже джилиндинской свите.

В Верхнеудинском прогибе Э.П. Периновой и др. [1993ф] к кыджимитской толще отнесены пестроцветные делювиально-пролювиальные и пролювиально-аллювиальные хлидолит-песчано-гравийные плиоценовые отложения, вскрытые серией скважин (97–105 и др.) по правому борту долины рч. Барун-Хурлукты в Хурлуктинской мульде. Плиоценовые отложения залегают здесь с размывом на песчаниках и глинисто-щебнистых хлидолитах верхнего мела либо на палинологически датированных верхнеджилиндинских песках (скв. 98, интервал 5,5–2,8 м). Разрез по скв. 98 (интервал 2,8–0,2 м) представлен бурыми, коричневато-бурыми супесями, суглинками, глинами. В интервале 1,7–1,3 м установлен палинокомплекс раннего плиоцена, в вышележащих отложениях (интервал 0,9–0,2 м) – позднего плиоцена и, возможно, эоплейстоцена.

Подобный разрез кыджимитской толщи изучен в Инлуктинской мульде Верхнеудинского прогиба. Скважиной 59 в интервале 18,7–16,0 м вскрыты глины бурые, темно-бурые, коричневато-серые с палинокомплексами X и XI среднего и позднего плиоцена. Интервал 16–13 м сложен глинами палево-зелеными, оранжевыми, коричневыми. Палинокомплекс характеризует растительность эоплейстоцена.

3.5.3. Чининская свита

Свита распространена в Верхнечининской впадине (см. рис. 0.1, № 23). Опорные разрезы свиты находятся в береговых обрывах р. Чина [Мирчинк, 1960, 1961, 1955]. В 1,5 км выше устья ключа Крутой (левого притока р. Чина) под слоем верхнеплейстоценовых галечников и песков обнажены (сверху вниз):

Мощность, м

1. Глина темно-шоколадного цвета, "ореховатой" структуры, плотная с остроугольными зернами кварца 0,2
2. Галечник различного петрографического состава, размером от 1 до 10 см; гальки хорошо и среднеокатанные, более крупные обломки окатаны хуже 0,1
3. Глина серая, песчанистая, слюдистая, очень плотная, с остатками древесины 0,5
4. Пески желтые, мелко- и среднезернистые, чередуются с прослоями темных глин, включающих обломки обугленной древесины. В нижней части слоя пески грубозернистые, переходящие в гравий 3,0
5. Пески тонкозернистые, сильнослюдистые, желто-охристые и серые, тонкослойчатые 0,7

Видимая мощность 4,5 м

На правобережье р. Чина, напротив устья рч. Огари, С.Г. Мирчинк отмечены озерные отложения в основании аккумулятивной террасы. Обнажены глины вязкие, темно-серые, в переслаивании с темно-коричневыми глинами, обогащенными углистыми остатками. Глины включают рассеянные гальки кварца и выветрелых метаморфических пород размерами от нескольких миллиметров до 8–10 см. Отдельные пласты серых глин обогащены мелкой дресвой гранитов. Сортировка материала и слоистость не выражены. Породы значительно уплотнены. Окраска глин неравномерная, пятнистая: желто-охристая, темно-серая и темно-коричневая. Отложения перекрыты толщей четвертичного аллювия (5 м).

Озерные "чининские" отложения отмечаются также по левым притокам ключей Сивокон и Сиво в глубоких шурфах и скважинах. Они представлены зелеными, серовато-зелеными, черными и реже желтыми илами или глинами с линзами песков и с включениями единичных галек различного состава: сланцев, гранитов, кварца, метаморфических пород. Мощность до 42 м. Возраст рассмотренных отложений определен по комплексу спор и пыльцы.

В образцах из разрезов чининской свиты выше ключа Крутой и из террасы напротив устья рч. Огари Н.А. Болховитиной установлены спорово-пыльцевые спектры, приведенные в табл. 3.7 [Мирчинк, 1960, 1961]. Спорово-пыльцевой спектр из отложений свиты выше ключа Крутой подобен плиоцен-эоплейстоценовому спектру, а спектры из осадков разреза напротив устья рч. Огари сопоставимы с миоценовыми (возможно, они переотложены).

По скважине, пробуренной у ключа Молоковский, С.И. Голобоков (1953 г.) приводит разрез верхненеогеновых преимущественно озерных отложений (сверху вниз):

Мощность, м

1. Галечник с заполнителем крупнозернистого песка 2,0
2. Черный ил с галькой различного состава 7,0
3. Песок серый 2,0
4. Серый ил с обломками древесины 2,0
5. Ил темно-серый, черный, с линзами песка либо более однородный 50,8
6. Аргиллит серый 8,0

Общая мощность 71,8 м

В темноокрашенных илах разреза часто отмечаются сучья и обломки стволов деревьев, иногда значительных размеров. По спорово-пыльцевым спектрам отложения датированы как позднеогеновые.

В целом для озерной части разреза чининской свиты характерно наличие мелко- и тонкообломочного иловатого материала, большого количества углистых включений, обломков древесины. Сре-

Таблица 3.7

Спорово-пыльцевые спектры из разреза чининской свиты

Споры и пыльца	Терраса на правобережье р. Чина напротив устья рч. Огари		Терраса, р. Чина выше устья ключа Крутой
	Обр. 350[б]	Обр. 350[в]	
Sphagnum sp.	11,0	22,0	21,5
Lycopodium sp.	–	–	0,5
Polypodiaceae	2,0	1,0	0,5
Неопределенные споры	0,5	–	–
Класс Gimnospermae, сем. Pinaceae			
Picea sp.	35,5	14,5	22,5
Pinus sect. *Strobus*	5,5	2,5	–
Pinus sylvestris L.	10,0	3,5	7,5
Pinus aff. *nigra*	–	–	2,5
Tsuga sp.	0,5	–	2,0
Сем. Taxaceae и сем. Cupressaceae			
Класс Angiospermae, сем. Betulaceae			
Betula spp.	17,5	15,0	17,0
Corylus sp.	5,5	10,0	8,0
Alnus spp.	1,0	7,5	10,0
Сем. Fagaceae–Quercus	–	–	–
Сем. Platanaceae–Platanus	–	3,0	–
Сем. Oleaceae–*Ligustrum*	–	0,5	–
Сем. Moraceae–*Morus* и *Brussonetia*	–	1,5	–
Сем. Salicaceae–*Salix*	5,0	10,5	2,0
Сем. Buxaceae–*Buxus*	0,5	1,0	–
Сем. Tiliaceae–*Tilia*	–	1,0	0,5
Сем. Crucifarae	4,0	–	5,5
Неопределенная пыльца цветковых	5,0	6,0	–
Итого:	103,5 %	99,5 %	100 %

ди алевропелитов отмечаются отдельные гальки интенсивно выветрелых метаморфических и изверженных пород, маломощные пропластки и линзы песков и галечников. Окраска отложений серая, серо-зеленоцветная, коричневато-бурая, темно-серая до черной.

В составе чининской свиты рассматриваются не только озерные, но и аллювиальные отложения древних, отчасти погребенных долин рек Чина, Малый Амалат, Иннокан, Багдарин и др. [Ендрихинский, 1967, 1970; Базаров и др., 1976а]. Разрезы отложений в большинстве случаев вскрыты глубокими шурфами и скважинами, иногда в береговых обнажениях. Аллювиальные литофации представлены песчано-глинистым, валунно-галечным материалом с разнообразным составом обломков. Общий разрез аллювиальных отложений в Верхнечининской впадине, по П.В. Осокину и др. (1960 г.), из района ключей Сиво, Сивокон и рч. Огари следующий (сверху вниз):

Мощность, м

1. Галечник с глинистым заполнителем, серый, желтовато-серый 7,0–21,0
2. Черный ил с песком 2,0
3. Галечник с серым глинистым заполнителем 2,0–4,0
4. Галечник с зеленовато-серым глинистым заполнителем 2,0–5,0

Видимая мощность от 13 до 30 м и более

М.А. Гладышевым и В.С. Аносовым (1956 г.) в бассейне верхнего течения р. Витим изучен разрез аллювиальной толщи по р. Чина, в 2 км ниже устья ручья Широкий. В 30-метровой аккумулятивной террасе обнажены (сверху вниз):

Мощность, м

1. Валунно-щебнистые отложения с различной сортировкой и слабой окатанностью галечного материала, представленного лейкократовыми гранитами, гранит-порфирами, кварцем, метаморфическими сланцами ..... до 10,0
2. Пачка переслаивания галечно-песчаного материала с суглинками. Галька хорошо окатана, песок разнозернистый. Окраска отложений светло- и желтовато-серая ..... более 20,0

Видимая мощность до 30 м

Спорово-пыльцевой комплекс отложений представлен пыльцой покрытосеменных растений (береза, ольха, лещина) и хвойных (ель, сосна). В споровой части спектра – споры сфагновых мхов, плаунов и значительное количество спор папоротников. В некоторых пробах отмечена привнесенная единичная пыльца юрского облика. Присутствие значительного количества пыльцы *Corylus* sp. свидетельствует о принадлежности осадков к нижним горизонтам постплиоцена или (если исключить возможность привноса единичных зерен *Tsuga*) к позднему плиоцену.

В районе прииска Еленинский, по руч. Амол, в основании 30-метровой эрозионно-аккумулятивной террасы р. Витим, чининская часть разреза речных образований, по М.А. Гладышеву, представлена (сверху вниз):

Мощность, м

1. Суглинок песчанистый и песок с хорошо окатанной галькой гранитов, реже щебенкой известковистых сланцев ..... до 1,0
2. Щебнисто-песчаный материал ..... более 1,0

Известковистые сланцы цоколя террасы вскрыты отдельными шурфами на глубине 0,6–2,0 м.

В палинокомплексе из отложений руч. Амол преобладает пыльца покрытосеменных (береза – 84 %, ольха – 4,9 %) с незначительным участием пыльцы термофилов (лещина). Приведенные спорово-пыльцевые спектры пролювиально-аллювиальных литофаций одновозрастны спектрам из террасовых озерных отложений р. Чина у ключа Крутой, отличаясь от них большим количеством пыльцы мелколиственных. Возраст рассмотренных аллювиальных отложений, предположительно, постплиоценовый.

В бассейнах рек Чина, Ципикан и Малый Амалат изучена красноцветная кора выветривания, продукты размыва и переотложения которой сформировали толщи "водораздельных" галечников [Мирчинк, 1961; Осокин, Балханов, 1962]. Эти образования, прежде датированные по спорово-пыльцевым спектрам верхним плиоценом–нижним плейстоценом, отнесены к эоплейстоцену и в дальнейшем стали рассматриваться в составе чининской свиты [Ендрихинскийй, 1967, 1970; Базаров и др., 1976б, 1984]. Мощность "водораздельных" галечников высоких террас рек Витим, Ципикан, Ципа более 20 м.

В районе рч. Ныроки, притока р. Чина, по скважинам 19–336, 19–33 ПГО "Сосновгеология" в 1990-х годах в интервале 95–10 м изучены разрезы сероцветных аллювиально-озерных алевролитов, песков, алевропесков, диатомитов верхнеджилиндинской подсвиты с богатым палинокомплексом позднего миоцена, резко отличающимся от палинокомплекса чининской свиты. Отложения относятся к верхнеджилиндинской подсвите, подстилающей осадки чининской свиты. Такие соотношения установлены и в других разрезах, в частности, по правобережью р. Чина, напротив устья рч. Огари.

В Талойской впадине изучен разрез, предположительно, "верхнего эоплейстоцена" по скв. 15 [Ендрихинский, 1969] (сверху вниз):

Мощность, м

1. Торфяник бурый с прослоями илов и галькой метаморфических сланцев, монцонитов 5,0
2. Песок илистый, темно-серый, с включениями валунов и галек кварца, гранита 2,8

Мощность, м

3. Суглинок илистый 0,6
4. Песок серый, мелкозернистый, кварц-полевошпатовый 1,2
5. Суглинок темно-серый, илистый, плотный 2,4
6. Песок тонкозернистый 0,7
7. Суглинок темно-серый, илистый, с линзами и прослойками разнозернистого песка 8,5
8. Песок серый, с охристым оттенком, илистый, полимиктовый 4,0
9. Суглинок серый, илистый, с мелкой галькой 3,0
10. Супесь темно-серая, ниже светло-серая 2,2
11. Суглинок темно-серый и супесь 3,7
12. Песок тонкозернистый 0,9
13. Суглинок серый, темно-серый, плотный, с прослойками песка 2,1
14. Песок серый, мелкозернистый, с галькой 1,4
15. Супесь серая, плотная 1,0
16. Песок серый, мелкозернистый 0,7
17. Галечник серый, с песчано-глинистым заполнителем 1,7
18. Суглинок темно-серый 0,5
19. Супесь серая, плотная, с гравием 1,1
20. Песок серый, разнозернистый 0,9
21. Суглинок лессовидный, бурый 0,3
22. Суглинки и супеси серые, темно-серые 10,0
23. Галечник 0,7
24. Супесь серая, до темно-серой 2,1
25. Галечник 0,9
26. Супесь серая, с обломками кислых эффузивов 1,0
27. Суглинок темно-серый, илистый 2,1
28. Галечник 0,4
29. Супесь серая, плотная, с обломками кислых эффузивов 3,7
30. Алевролиты темно-серые, плотные, в верхней части выветрелые с прослойками мелкозернистого песчаника (верхний мезозой, фундамент).

Мощность отложений по разрезу 65 м

Приблизительно, одновозрастными озерным осадками в долине р. Чина являются существенно тонкообломочные отложения, вскрытые скв. 15 в южной части Талойской впадины. В долинах рек северной и центральной частей Витимского плоскогорья к чининской свите отнесены отложения, залегающие на высоких педиментах (от 100 до 300 м) и непосредственно перекрывающие красноцветную кору выветривания [Мирчинк, 1961; Новиков, Попеко, 1963]. Более поздними исследованиями [Федорова и др., 1968; Ендрихинский, 1969] уточнены литофациальный состав свиты и время ее формирования как плиоцен–средний эоплейстоцен. По данным палинологического анализа, выявлена одновозрастность отложений красноцветных шлейфов с пролювиально-аллювиальными осадками чининской свиты и подтверждена их синхронность с охристыми отложениями южной части Витимского плоскогорья, юго-восточного побережья оз. Байкал и образованиями Тункинской долины [Базаров и др., 1976].

К чининской свите отнесены аллювиально-озерные суглинки, пески, гравийники, галечники в долине р. Бамбуйка (абс. отм. 1123 м) в северо-восточной части Баунтовской впадины [Ендрихинский, 1969]. Отложения датированы по спорово-пыльцевым спектрам Л.П. Якимович плиоценом–эоплейстоценом (по В.И. Громову и др. [1969], это – нижний и средний эоплейстоцен).

Отложениям чининской свиты свойственны светло-серые и охристые цвета, сравнительно высокое содержание глин, высокое (до 70 %) содержание минералов, устойчивых к выветриванию, – гранат, циркон, титанит и др. [Ендрихинский, 1970]. Важной особенностью чининской свиты является ее повышенная золотоносность. Последняя особенно характерна для осадков, выполняющих переуглубленные участки речных долин в бассейне р. Чина и охарактеризованных как "сивоконский горизонт" [Мирчинк, 1961].

Разрез плиоценовой озерной толщи Верхнечининской впадины может соответствовать голостратотипу чининской свиты. Типовой разрез свиты в этой впадине был дополнен позднее [Ендрихинский, 1967] аллювиальными отложениями, рассмотренными М.А. Гладышевым, В.С. Аносовым (1956 г.) и П.В. Осокиным и др. (1960 г.). В состав чининской свиты вошли также "водораздельные" галечники высоких террас рек Витим, Чина и Ципа. В итоге чининская свита из составного стратона, сформированного в стратотипической местности, приобрела статус "ареального стратотипа" (по определению [Стратиграфический кодекс, 1992, с. 68]).

Несмотря на различное положение чининской свиты в современном рельефе, ее отложения образуют единый осадочный комплекс, соответствующий одному седиментационному циклу, начавшемуся в конце плиоцена и завершившемуся в середине эоплейстоцена [Нагорья..., 1974].

В Решениях 3-го МРСС [1981] чининская свита расчленена на две подсвиты. Нижнечининская подсвита представлена буровато-красными песчано-глинистыми отложениями с гравием, галькой, валунами делювиально-пролювиального, пролювиально-аллювиального генезиса и датирована по спорово-пыльцевым спектрам средним плиоценом. Ее мощность от 20 до 70 м и более. Верхнечининская подсвита сложена сероцветными зеленовато- и темно-серыми озерными супесями, суглинками, илами и озерно-аллювиальными галечниками, песками (в том числе золотоносными, "сивоконский горизонт"). Мощность от 30 до 70 м и более. По палиноспектрам подсвита датирована поздним плиоценом либо поздним плиоценом–ранним? эоплейстоценом. Для уточнения верхней возрастной границы стратона необходимы дополнительные исследования в районе стратотипа. С учетом данных по спорово-пыльцевым спектрам В.А. Беловой [1985] чининская свита датируется диапазоном среднего плиоцена–раннего? эоплейстоцена.

* * *

Во второй половине позднего мела территория Удино-Витимского междуречья испытывала прогибание с формированием широкой и протяженной Еравнинской депрессии, выполненной отложениями мохейской молассы. Формировались и более локальные структуры – Нижне- и Верхнемохейская впадины, расположенные у южной окраины Витимского плоскогорья в расширенных участках долины Прамохея. Мохейская моласса перекрыла дислоцированные отложения с фауной неокома и более древние образования. Характер разрезов мохейской свиты, особенно базальной толщи, в значительной мере контролировался прибортовыми разломами впадин. В Нижнемохейской впадине основной снос обломочного материала происходил с востоко-юго-восточного борта, а в Верхнемохейской впадине – южного.

Палеогеновая тектоническая активность на Витимском плоскогорье была слабее и локальнее и сопровождалась вулканической деятельностью. Смещение процессов активизации в палеоцене и эоцене относительно области позднемеловой седиментации в южном направлении отражено в продвижении аллювиальных и пойменно-озерных отложений иренгинской свиты в бассейн Прауды. Олигоценовые осадки распространились более широко. В Джилиндинской впадине и долине Праамалата накопилось более 35 м гравийно-мелкогалечных русловых отложений с "холодными" спорово-пыльцевыми спектрами границы олигоцена и миоцена. Олигоценовые лавы, излившиеся в пределах Витимского вулканического поля, достоверно установлены только в стратотипе куляриктинской свиты.

В среднем–позднем миоцене накапливалась джилиндинская свита в обстановке глубокого эрозионного расчленения территории. Осадконакопление сопровождалось мощными лавовыми излияниями, сформировавшими Амалатское плато. Погребенные палеодолины выполнены осадками базальной нижнеджилиндинской и вулканогенно-терригенной существенно озерной верхнеджилиндинской подсвит. Аллювиально-пролювиальные русловые песчано-гравийные осадки верхнеджилиндинской подсвиты распространены также вдоль южной окраины Витимского плоскогорья. Зна-

чительную площадь на этом плоскогорье занимают осадочно-вулканогенные образования плиоценовой хойготской толщи. По своему значению толща соответствует требованиям Стратиграфического кодекса [1992] и может быть переведена в ранг свиты. В плейстоцене осадки и лавы береинской толщи накопились в восточной части Витимского вулканического поля.

Рассмотренная "охристая" терригенная толща с палинокомплексами IX–XI плиоцена в рабочих легендах прежних лет Удино-Витимского района Западного Забайкалья к Госгеолкартам – 200 000 и 50 000 называлась кыджимитской. Наиболее правильно, как в порядке приоритета, так и на основании четких границ этой толщи с палинологически датированными перекрывающими и подстилающими образованиями, оставить это название для территории южной части Витимского плоскогорья, где она была первоначально выделена. В целом кыджимитская толща удовлетворяет требованиям Стратиграфического кодекса [1992], предъявляемым к региональному подразделению в ранге свиты. В дальнейшем ей может быть присвоен этот статус.

Глава 4

ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

Есть такая "мафия" – биостратиграфия.
В.М. Скобло. В поисках руд и созвучий...
Иркутск: ГеоИГУ, 2000

Для обоснования возраста стратиграфических подразделений проанализированы группы органических остатков, собранных авторами и изученных специалистами-палеонтологами за 1970–1990-е годы, многочисленные архивные и опубликованные материалы по биоте, а также результаты датирования вулканических пород в K-Ar-изотопной системе. Использовались опорные (в том числе непрерывные) разрезы преимущественно Витимского плоскогорья. Возраст отложений принимался с учетом биостратиграфических межрегиональных корреляций с отложениями Прибайкалья, юга Западной Сибири, Монголии и материковой части Дальнего Востока, а также результатов радиоизотопного датирования лавовых прослоев.

4.1. Остракоды, моллюски

Для верхнемеловых отложений Забайкалья выделена биостратиграфическая зона Mongolocypris distributa с характерными комплексами этой фауны. В зональном комплексе установлены *Cypridea elata* Stank., *C. rostrata* Gal., *Rhinocypris ingenicus* Stank., *Talicypridea* sp. и многие иные позднемеловые формы, общие для Забайкалья и Монголии, в том числе *Cypridea cavernosa* Gal., *C. fracta* Lub., *Lycopterocypris fabaeformis* Gal., *Gobiocypris* sp. и другие [Скобло, Лямина, 1990, 1997; Скобло, 1991; Скобло и др., 1994, 2001].

Стратотип зоны остракод Mongolocypris distributa находится в Исингинской котловине Еравнинской депрессии. Он представлен сероцветной пролювиально-аллювиально-озерной пачкой хлидолитов, песчаников, песчанистых алевролитов и аргиллитов в верхней части мохейской свиты мощностью до 70 м. Среди остракод – ципридид сильно выражена эврибионтность в связи с резким различием экологических ниш в пределах огромных, длительно существовавших солоновато-водных древних озер Монголии и небольших вре́менных пресноводных водоемов, эфемерно возникавших на периферии конусов выноса в котловинах Западного Забайкалья.

В комплексе остракод из отложений мохейской свиты Исингинской впадины преобладают *Mongolocypris distributa* Stank., *Cypridea rostrata* Gal., *C. elata* Stank. et Kh., *Rhinocypris ingenicus* Stank., реже встречаются *C. elata* Stank. и другие формы [Скобло, Козлов, 1969; Скобло, Лямина, 1983, 1986, 1997; Неуструева, 1999]. Все перечисленные виды выявлены также в верхнем мелу Монголии [Станкевич, 1974; Ханд, 1987]. Два самых характерных вида (*M. distributa, R. ingenicus*) определены в нэмэгэтинской и барунгойотской свитах верхнего мела (кампан–маастрихт) Монголии [Мартинсон, 1982; Неуструева, Скобло, 1984]. Позднемеловой возраст зоны Mongolocypris distributa подтвержден исследованиями миоспор (маастрихт) и двустворок – тригониоидид, характеризующих и верхний мел Монголии.

В верхней подсвите джилиндинской свиты остракоды представлены *Eucypris gemella* Bod., *E.* cf. *kowalewskyi* Schneid., *E.* cf. *numulis* Schneid., *Ilyocypris* sp., *Limnocythere* sp. (долина р. Джилинда (Витимская), скв. 2, глубина 80 м; водораздел речек Берея и Якша, скв. 522, глубина 38 м). Эти формы

близки или аналогичны по возрасту древним остракодам, входящим в обширный комплекс коктерекской свиты миоцена Илийской депрессии Восточного Казахстана [Бодина, 1961; Скобло и др., 1994].

Среди двустворок из мохейской свиты Г.Г. Мартинсоном в 1969 г. и позднее Ч.М. Колесниковым (1976 г.) определены *Trigonioides urgalensis* Jak., *Sphaerium laccatus* Kol., *Pisidium isingensis* Kol. и другие, близкие к формам верхнего мела Средней Азии, Монгольского и Китайского Гоби, Индокитая [Барсболд, 1972; Мартинсон, 1982; Ota, 1963; Kobayashi, 1968; Martinson, 1984; и др.]. Новый вид тригониоидид *Pseudohyria burjatica* Kol. и другие формы двустворок были выделены среди "исингинских" рода *Pseudohyria* несколько позже [Колесников, 1980]. Указанные остракоды и двустворки найдены в Монголии в одних и тех же позднемеловых местонахождениях [Неуструева, Скобло, 1984; и др.].

В разрезе отложений, вскрытых скв. 5 в Политовской котловине, гастроподы *Valvata* spp. представлены теми же видами, что и в отложениях мохейской свиты Исингинской котловины и Верхнемохейской впадины. Гастроподы, представленные видами родов *Valvata* spp., *Galba, Hydrobia*, определены в верхнемеловых отложениях Монголии. Наибольшее сходство отмечено для комплексов биоты мохейской свиты Западного Забайкалья, барунгойотской и нэмэгэтинской свит Монголии, датированных кампаном–маастрихтом [Мартинсон, 1982; Ханд, 1987]. Позднемеловой возраст этих свит с многочисленными формами беспозвоночных животных и разнообразных динозавров, черепах и крокодилов надежно установлен. На факт вымирания двустворчатых надсемейства Trigonioididae (в том числе псевдогирий) одновременно с динозаврами непосредственно на рубеже мела и палеогена указывал Г.Г. Мартинсон [1990].

Миоценовые гастроподы в верхнеджилиндинской подсвите Амалатской палеодолины представлены формами *Tulotoma* spp., *Viviparus* spp. из семейства Viviparidae [Попова, 1981, с. 57] (скв. 3256, глубина 199 м, местоположение см. рис. 5.19 [Рассказов и др., 2000а]).

4.2. Растительные отпечатки

В отложениях Амалатского плато И.В. Васильевым в 1989 г. определены растительные остатки *Betula* cf. *subpubescens* Goepp. (скв. 4180, глубина 231–238 м); *Alnus* cf. *scmalhausenii* Grub.

Таблица 4.1

Распределение отпечатков растений в неогене Амалатского плато

№ п/п	Скважина/глубина, м	Отпечатки растений
1	3138/207,0–209,5	*Betula* sp., *Ostrya* sp., *Dalbergites* sp.
2	3145/182,0	*Ostrya oregoniana* Chaney
3	3199/176,0–181,0	*Dalbergites* sp., *Comptonia naumannii* (Nath.) Krysht., *Betula mioluminifera* Hu et Chaney
4	3256/208,0–212,0	*Comptonia naumannii* (Nath.), *Betula prisca* Ett.
5	3257/219,0	*Comptonia naumannii* (Nath.)
6	3258/215,0–222,0	*Betula mioluminifera* Hu et Chaney, *Populus* ex gr. *latior* A. Br.
7	4053/205,0–207,0	*Pinus* sp., *Betula mioluminifera* Hu et Chaney
8	4054/198,0–201,0	*Pinus* sp., *Populus* sp.
9	4124/68,0	*Muscites* sp.
10	4167/171,0–172,0	*Comptonia naumannii* (Nath.) Krysht., *Pinus* sp.
11	4170/246,0–245,0	*Ostrya* sp., *Pinus* sp., *Acer* cf. *trilobatum* (Sternb.), *Betula* sp.
12	4170/253,0	*Betula* sp.
13	4216/293,0–294,0	*Betula mioluminifera* Hu et Chaney
14	2683, 3481, 3543, 3607, 4434, 4217	*Betula* sp. (фрагментарные остатки березовых)

Примечание. Сборы В.М. Скобло, Н.А. Ляминой, А.Ф. Руднева, В.Д. Титова. Определения В.А. Красилова.

(скв. 4185, глубина 221,8 м); *Corylus* cf. *macquarii* (Forbes) Heer (скв. 4186, глубина 240,5 м); *Tilia distans* Nath., *T. liqnitum* Ett. (скв. 4219, глубина 221,4–222,0 м); *Monocotylophyllum* sp. (скв. 4180, глубина 238 м); *Populus* sp. (скв. 4186, глубина 240,5 м); *Phragmites ceningensis* A. Br. (скв. 4180, глубина 231 м); *Ficus* cf. *americana, Tsuga* sp., *Juniperus* sp. (скв. А-6, рч. Правый Ингур). Местонахождения первых четырех форм флоры относятся к среднему миоцену, но не исключается их появление в позднем миоцене или раннем плиоцене. Отпечатки из скв. 3821 (глубина 41 м) и скв. 4180 (глубина 41 м) – *Larix sibirica* Lab. (шишка современной лиственницы) датированы И.В. Васильевым плейстоценом или самым концом плиоцена.

Список отпечатков растений, изученных В.А. Красиловым (1993 г.), приведен в табл. 4.1. Для комплекса в целом характерна *Comptonia,* основной фон образуют Betulaceae, нет таксодиевых, другие хвойные представлены только крылатыми семенами. Такие комплексы на Дальнем Востоке типичны для второй половины среднего миоцена (примерно, баден, по шкале Паратетис) [Красилов, Алексеенко, 1977].

4.3. Слои со спорами и пыльцой, палинокомплексы

Проведенный анализ палинологического материала позволил выделить, кроме палинокомплекса переходных слоев мела и палеоцена мохейской свиты, 11 палинокомплексов (ПК)* палеогенового и неогенового возраста. Из четвертичных осадочных отложений выделены единичные спорово-пыльцевые спектры. Возраст палинофлор определялся главным образом на основе сопоставления с ПК из разрезов Западной Сибири, где палинологические данные представлены в полном объеме в переслаивающихся континентальных и морских отложениях, датированных по находкам фауны, диноцистам и другому органостенному фитопланктону [Кулькова, Волкова, 1997; Волкова и др., 2002]. Использовались также опубликованные данные по синхронным палинокомплексам сопредельных районов Восточного Забайкалья [Корнутова, 1984], Северного Прибайкалья [Корнутова и др., 1984; Цветков, 1988], Предбайкальского прогиба [Литвинцев, Тараканова, 1967, 1973] и Тункинской котловины [Климанова, 1975]. Учитывались материалы последних лет по палинологии раннего кайнозоя Средней Сибири и Северо-Востока России [Кулькова, Лаухин, 1975; Левина и др., 1978; Волкова, Кулькова, 1984, 1996; Волкова и др., 1986; Кулькова, 1988; Кулькова и др., 1988; Фрадкина, 1988, 1996, 1997; Кулькова, Волкова, 1997; и др.].

4.3.1. Переходные палинокомплексы мела и палеоцена: сходство флоры Западного Забайкалья с флорой Туркмено-Казахстанской провинции

Переходные ПК получены из мохейской свиты в Еравнинской депрессии, Верхне- и Нижнеудинском прогибах, а также в Нижнемохейской впадине.

В Еравнинской впадине получены богатые ПК из озерно-дельтовых фаций мохейской свиты [Климанова, 1975]. Определено много пыльцы покрытосеменных, отнесенных к формальным видам – *Aquilapollenites quadrilobus* Rouse, *Parviprojectus striatus* N. Mtch., *Orbiculapollis globosus* Chlon., *Tricolporopollenites radiatostriatus* Bratz., *Trudopollis pompeckii* Zakl., *T.* sp., формальных родов: *Tricolpopollenites* Phlug., *Tricolporopollenites* Phlug. и пыльцы естественных таксонов *Nyssa,* Myricaceae, Palmae, *Elytranthe,* Anacardiaceae, Santalaceae. Среди голосеменных преобладала пыльца *Gnetaceaepollenites* spp., в меньшем количестве представлена пыльца *Podocarpus,* Taxodiaceae.

* Под ПК понимается совокупность спорово-пыльцевых спектров, характеризующих определенные интервалы разреза [Заклинская, Пуртова, 1987; и др.]. Палинокомплекс представляет определенный уровень в развитии палинофлоры изучаемого региона, "контролируется климатом и имеет палеобиографическое значение" [Кузьмина, Волкова, 2002, с. 46].

Спор мало – Polypodiaceae, *Selaginella* sp., *Lycopodium* sp. Обилие пыльцы ксерофитных голосеменных (*Gnetaceaepollenites* spp.), присутствие пыльцы *Trudopollis pompeckji* (R. Pot.) Phlug., неопределенной трех-, пяти- и шестибороздной пыльцы с сетчатой и струйчатой скульптурой экзины, наличие пыльцы тропических вечнозеленых и менее листопадных *Castanea, Quercus* – сближало комплексы мохейской свиты с палинокомплексом маастрихта Джезказган-Сарысуйской, Чуйской и Кызылкумской впадин Казахстана [Пономаренко, 1971]. Вместе с тем в мохейском ПК отмечена пыльца, имеющая руководящее значение в маастрихтских палинокомплексах Сибирской палеофлористической области – *Tricolporopollenites radiatostriatus* Bratz., *Orbiculapollis, Elytranthe striatus* Coup., *Proteacidites, Triprojectus.* Следует отметить, что содержание последней в данном спектре, как и в маастрихтских комплексах Южного Казахстана, составляет 1–2 % в отличие от маастрихтских комплексов Западной Сибири, Зея-Буреинской впадины (цагаянская свита), где количество этой пыльцы достигает 50 % от общего количества покрытосеменных. Полученные данные, а также отсутствие пыльцы *Ulmodeipites* позволили сопоставить эти ПК с палинокомплексами Туркмено-Казахстанской провинции.

В Верхнеудинском прогибе из скв. 1001 (глубина 72 м) получен богатый в видовом и количественном отношениях спорово-пыльцевой спектр при доминировании в нем пыльцы покрытосеменных с преобладанием таксонов неизвестного систематического положения: *Tricolporopollenites radiatostriatus* Bratz., *Triporopollenites* sp., *Tr. robustus* Phlug., *Tricolpopollenites* sp., *Triatripollenites plicatus* Phlug., *Triprojectus* sp., *Aquilapollenites* sp., *Orbiculapollis* sp., *Trudopollis pompeckji* (R. Pot.) Phlug. Кроме того, отмечена пыльца покрытосеменных, принадлежащих к вечнозеленым и листопадным теплоумеренным – *Alnus, Salix, Corylopsis, Liquidambar, Castanea, Quercus, Q. gracillis* Boitz., *Fagus, Sterculia, St. ovalis* Boitz., Myrtaceae, *Nyssa, Ilex, Acer*, Palmae, *Platanus,* Santalaceae, *Viburnum, Elytranthe striates* Coup., *Ulmodeipites, Anocolcidites, Proteacidites.* Среди пыльцы голосеменных (18 %) преобладают *Gnetaceaepollenites,* отмечена пыльца экзотических сосновых, встречается пыльца гинкго, подокарпуса, ели, *Vitreisporites* sp. Среди спор (до 7 %) отмечены формы мхов (*Sphagnum*), плауновидных (*Lycopodium* spp., *Selaginella* sp.), папоротников: осмундовых, глейхениевых, схизейных, а также *Stenozonotriletes radiatus* Chlon., *Rouseisporites reticulatus* Pococ. Таким образом, в этом спорово-пыльцевом спектре наблюдается незначительное присутствие представителей сеноман-туронской флоры (теплолюбивых папоротников) и появление раннепалеогеновых элементов – представителей теплоумеренных растений (определения Г.М. Кабановой и Л.А. Анкудимовой).

В мохейской свите того же прогиба (участки Восточный и Центральный) установлена многочисленная и разнообразная пыльца *Angiospermae,* принадлежащая формальным таксонам *Aquilapollenites quadrilosus* Rouse, *Parviprojectus striates* N. Mtch., *Orbiculapollis globosus* Chlon., *Mancicorpus* sp., *Tricolpites* sp., *Triporopollenites* sp., *Tricolporopollenites radiatostriatus* Bratz., *Tricolporopollenites* spp., *Extratriporopollenites* sp., *Trudopollis pompeckji* (R. Pot.) Phlug. Многочисленна и пыльца тропической и субтропической флор: *Juglans, Carya, Platycarya, Engelhardtia, Liquidambar, Quercus* spp., *Fagus* sp., *Acer, Castanea, Castanopsis, Nyssa*, Anacardiaceae, Magnoliaceae, Palmae, *Proteacidites, Myrica.* Среди голосеменных преобладает пыльца гнетовых (*Gnetaceaepollenites*), многочисленна пыльца *Podocarpus*, менее распространена пыльца *Cedrus, Pinus* subgen. *Haploxylon, Picea aralica* Bolch., *Picea* sp., Taxodiaceae. Присутствует немного спор из семейств Schizaeaceae, Gleicheniaceae, *Selaginella* spp., *Rouseisporites reticulatus* Pococ., *Sphagnum* sp. (заключение В.М. Климановой).

Выделенные спорово-пыльцевые спектры сопоставляются со спектрами тулонской серии маастрихт-датского возраста Ангаро-Ленского междуречья по наличию пыльцы *Aquilapollenites* spp., *Tricolporopollenites radiatostriatus* Bratz., присутствию спор Schizaeaceae. Вместе с тем они близки к спектрам маастрихта Туркмено-Казахстанской провинции Европейско-Туранской области по смешению в спектрах пыльцы *"Norma", "Aquila"*, обилию пыльцы гнетовых [Заклинская, 1970; Лузина, 1999]. Возможно, ПК характеризует область "смешанной флоры" [Хлонова, 1980].

В Нижнемохейской впадине изучен палинокомплекс из отложений скв. 24 (глубина 43 м). Его характерная черта – преобладание пыльцы покрытосеменных растений (49,7 %). Среди микрофоссилий, определенных по естественной классификации, видное место (15,3 %) занимают Fagaceae – буковые (*Quercus* sp. – дуб, *Fagus* sp. – бук, *Castanopsis* sp.), Liliaceae, Hamamelidaceae, Anacordiaceae, Palmae, *Nyssa* sp., *Ulmoideipites* sp. Среди покрытосеменных, определенных по искусственной классификации, установлены *Tricolporites radiatostriatus* N. Mtch., *T. mutabilis* N. Mtch. (12,9 %) и пыльца рода *Triprojectacites* (*Mancicorpus* sp.). Пыльца этой группы была выделена в маастрихтских и в маастрихт-датских отложениях Западно-Сибирской низменности, Дальнего Востока (в том числе цагаянской свиты) и в верхнем мелу Западного Прибайкалья. Пыльца голосеменных не столь разнообразна и менее распространена. Это *Psophosphaera* (*Pollenites*), *Ginkgo*, Cupressaceae, *Gnetaceaepollenites* sp. Споры представлены семейством Schizaeaceae: *S. polaris* Bolch., *Klukisporites* sp., а также спорами родов *Coniopteris* sp., *Sphagnum* sp., семейством Polypodiaceae. Отмечены и формы неизвестной систематической принадлежности – *Gingulatisporites euskirchensoides* Dell. et Sprum. (Hepaticae?). Анализируемый спорово-пыльцевой комплекс отнесен к позднему мелу (заключение Е.В. Пуляевой). В этом заключении важную роль сыграло систематическое многообразие покрытосеменных растений при небольшом участии голосеменных и наличие в споровой части схизейных.

Реконструкция палеоклимата мохейского времени на основе анализа палиноспектров указывает на достаточно засушливые условия. В мохейской палинофлоре доминировала пыльца ксерофитных *Gnetaceaepollenites* sp., более характерная для аридных условий [Пономаренко, 1971]. Вместе с тем в палинокомплексе отмечено и значительное количество пыльцы более влажных мест обитания (*Alnus, Betula, Myrica*, Santhalaceae и др.). Наиболее свойственны тропическим лесам и Palmae. Но следует иметь в виду и указание А.Н. Криштофовича [1957] на то, что в мелу зона распространения пальм была значительно шире, чем в современную эпоху, и охватывала обширные пространства, кроме Арктической зоны.

Представители семейства Fagaceae (буковые, в том числе собственно бук и дуб) широко представлены в ценозах теплоумеренных растений гумидных зон. Но, по А.Н. Криштофовичу [1957, с. 383], "меловые и эоценовые виды дуба в Европе соответствовали нынешним тропическим формам, живущим в Юго-Восточной Азии и Центральной Америке", т. е. в условиях жаркого климата. Это подтверждается и большим количеством пыльцы, определенной по искусственной системе (*Triatriopollenites, Aquilapollenites, Trudopollis* и др.), которую Е.Д. Заклинская [1970] условно сопоставляет с пыльцой растений тропических и субтропических районов (с семействами Eleagnaceae, Myrtaceae, Proteaceae и др.).

К палинологическим данным привлечены и сведения по экологии древней фауны. Так, обильные легочные гастроподы обитали в долинах систематически пересыхавших речек и малых временных озерах на периферии конусов выноса. Двустворчатые моллюски – тригониоидиды, по Г.Г. Мартинсону [1982, 1990], были жителями системы обширных озерных водоемов и приустьевых частей рек, что отрицает резко аридный климат.

Нами обращалось внимание на совпадение литофациальных и палеонтологических признаков аридного типа литогенеза для красноцветов верхней юры–неокома [Скобло, Лямина, 1972, 1983; и др.]. В отличие от юрско-нижнемеловых красноцветов и пестроцветов, верхнемеловые содержат многочисленные растительные остатки влаголюбивых форм растений, что свидетельствует о влажном климате. Широкое развитие пролювия в мохейской свите отражает процессы седиментации, свойственные аридным и семиаридным областям.

Из разностороннего фактического материала следует, что в мохейское время существовал жаркий климат с чередованием влажных (доминировавших) и сухих сезонов. По сравнению с семиаридным климатом Витимского плоскогорья в раннем мелу позднемеловой климат в этом регионе отличался повышенной влажностью. По-видимому, он был семигумидным.

4.3.2. Палеоцен–эоцен: расцвет полтавской флоры

Палинокомплекс I палеоцена–эоцена получен В.В. Савиновой из нижнеиренгинской подсвиты (скв. 336, глубина 64–3 м) у оз. Средняя Иренга Еравнинской депрессии. Он отличается большим количеством пыльцы субтропических форм *Podocarpus, Sequioia, Dacrydium, Ginkgo, Taxodium*, Cupressaceae, *Engelhardtia, Cyclocarya*, Palmae, Myrtaceae. Отмечена пыльца семейства Pinaceae (экзотические виды сосен, *Cedrus, Tsuga*) и пыльца, определенная по искусственной системе: *Trudopollis* (стемма *Normapollis*), *Tricolporopollenites*, другие неопределенные Angiospermae, единично – *Ilex, Quercus, Castanea, Alnus* sp., *Betula* sp., *Salix*. Споры (7 %) представлены семейством Polypodiaceae, родами *Lycopodium, Sphagnum* и теплолюбивыми *Gleichenia.* Палинокомплекс близок известным палинокомплексам позднего палеоцена–эоцена Западной Сибири, возраст которых уточнен другими палеонтологическими данными [Практическая палиностратиграфия, 1990; Кулькова, Волкова, 1997]. Одновозрастный палинокомплекс отмечен на Северо-Востоке России [Фрадкина, 1996].

Палинокомплекс II среднего–позднего эоцена выделен В.В. Савиновой и В.М. Климановой в 1985–1986-х годах из верхнеиренгинской подсвиты, вскрытой выработками на различных участках Еравнинской депрессии (скв. 84, глубина 99–39 м, в 3 км к югу от с. Гарам; штольня на левом берегу ключа Еравнинский – на юго-западе депрессии; скв. 4706, глубина 14,7–11,7 м на ее юго-востоке). В палинокомплексе доминируют покрытосеменные, субдоминируют *Castanea, Castanopsis,* присутствует разнообразная и в большом количестве пыльца представителей тропиков и субтропиков *Myrica, Engelhardtia, Carya, Quercus sparsus* Samoil., Taxodiaceae и др., встречается небольшое количество пыльцы мезофильных представителей семейств Juglandaceae, Fagaceae, Carpinaceae, рода *Corylus*, растений бореальной флоры *Salix, Betula, Alnus*, постоянно присутствует пыльца, определенная по искусственной системе: *Trudopollis* (стемма *Normapollis*), *Tricolpopollenites, Triatriopollenites* и др.

Этот палинокомплекс сопоставим по составу с таковыми среднего–позднего эоцена из пограничных слоев нижней и верхней подсвит каменской свиты Прибайкалья, из подсопочной толщи Средней Сибири, из тавдинской свиты Западной Сибири [Литвинцев, Тараканова, 1973; Павлов и др., 1976; Александрова, Козяр, 1978; Лейпциг и др., 1978; Кулькова, Волкова, 1997; Волкова и др., 2002]. В отложениях Северо-Востока России близкие ПК среднего–позднего эоцена с преобладанием пыльцы разнообразных широколиственных и субтропических форм были получены из тастахской свиты междуречья Яны и Индигирки [Фрадкина, 1996]. По этим же признакам ПК II сопоставляется с палинокомплексом эоцена из усть-селенгинской толщи дельты Селенги. Особенно близок ПК II из верхнеиренгинской подсвиты к палинокомплексу среднего–позднего эоцена из третьего горизонта усть-селенгинской толщи (глубина менее 1300 м) [Файзулина, Козлова, 1966], хотя в последнем больше пыльцы, определенной по морфографической системе. По мнению Е.Д. Заклинской [1963], пыльца стеммы *Normapollis* и др. получена из растений тропиков и субтропиков. Различия в палинокомплексах этих двух районов объясняются своеобразием палеогеографической и фациальной обстановок формирования осадочных толщ.

Богатые спорово-пыльцевые спектры содержатся в углистых алевролитах пойменно-озерных литофаций иренгинской свиты. Очень похожие по составу спектры выделены В.М. Климановой из средне-верхнеэоценовых отложений каменской свиты Предбайкальского прогиба [Павлов и др., 1976], И.А. Кульковой, С.А. Лаухиным [1975] – из среднеэоценовых образований Енисейского кряжа, Г.М. Братцевой [1969] – из верхних горизонтов кивдинской свиты Дальнего Востока.

В.М. Климанова и другие палинологи пришли к выводу, что в среднем–позднем эоцене леса были необычайно разнообразны по существовавшим в них формам – представителям ореховых (гикори, лапина, энгельгардтия, платикария), платана, липы, клена, мирики, пальмы, каштана, вечнозеленого дуба, ликвидамбара. В поймах рек произрастали ольха, ива, ильм, таксодиевые, нисса, а на возвышенностях – ногоплодник, дакридиум, сосна. Заметными в составе эоценовых лесов были ра-

стения, продуцировавшие мелкую трехбороздную пыльцу. Климат реконструирован как влажный и теплый. Таксономический состав палинокомплексов I и II нижней и верхней подсвит иренгинской свиты указывает на климат, позволявший расти вечнозеленым субтропическим и тропическим представителям полтавской флоры.

4.3.3. Олигоцен–начало миоцена: расцвет тургайской флоры

Палинокомплекс III олигоцена изучен на северо-западе Витимского плоскогорья в стратотипе кулариктинской свиты по скв. 417 (глубина 87–13 м) [Базаров и др., 1984; Базаров, 1986], в Исингинской котловине Еравнинской депрессии – в разрезе сосновоозерской толщи по скв. 7657 (глубина 28–11 м) [Климанова и др., 1986; Лямина, Титов, 1987], верхней части разреза у с. Эгита по скважинам 1104, 309 и 308 (глубина 15–10 м) [Базаров, 1986], а в Дабан-Горхонской впадине Верхнеудинского прогиба – в нижней части разреза кайнозоя по скв. 88 (глубина 29–26 м), данные Э.П. Периновой, В.В. Савиновой и др., 1992 г.

Для ПК III характерно преобладание пыльцы покрытосеменных с разнообразной пыльцой листопадных широколиственных – семейств Juglandaceae, Fagaceae, Ulmaceae и др. и увеличением по сравнению с палинокомплексом среднего–позднего эоцена (ПК II) количества пыльцы мелколиственных Betulaceae и травянистых *Ericales*, Cyperaceae, *Sparganium*, Compositae при сохранявшемся разнообразии пыльцы субтропических *Myrica, Castanopsis, Engelhardtia, Comptonia*, Araliaceae. Количество пыльцы, определенной по морфографической системе *Triatriopollenites* spp. и "кверкоидной", сокращается, уменьшается ее разнообразие. В пыльце хвойных отмечена пыльца экзотических сосен *Pinus sibiriciformis* Zakl., *Pinus* sp., а также Taxodiaceae, *Sciadopitys, Podocarpus,* единична *Tsuga.*

В палинокомплексе из нижней части кулариктинской свиты преобладает пыльца покрытосеменных – до 68 %. Пыльца голосеменных составляет около 22 %, а споры – 10 %. Пыльцы травянистых растений мало – около 7 % (Sparganiaceae, Onagraceae, Cyperaceae). Особенностью комплекса является присутствие в значительном количестве в пыльце покрытосеменных *Triatriopollenites, Trudopollis*, определенных по искусственной классификации. Отмечается пыльца разнообразных широколиственных пород *Castanea, Castanopsis, Myrica, Engelhardtia, Carya, Caryites, Comptonia* и др. В спорах выделены единично *Gleichenia* и *Coniopteris*. При формировании осадков кулариктинской свиты произрастали "умеренно теплолюбивые летнезеленые хвойно-широколиственные леса, которые несли в себе черты бывших субтропических лесов чрезвычайно пестрого состава" [Базаров, 1986, с. 16].

Спорово-пыльцевые спектры из синхронных отложений Дабан-Горхонской впадины характеризуются разнообразием и значительным количеством пыльцы термофилов, как в пыльце покрытосеменных *Myrica, Carya, Castanea, Castanopsis, Engelhardtia, Comptonia*, так и голосеменных Taxodiaceae, *Podocarpus, Cedrus*, присутствием в небольшом количестве "кверкоидной" пыльцы и прочей, определенной по морфографической системе, а также единичными спорами теплолюбивых Gleicheniaceae.

По наличию в спектрах тепло- и влаголюбивых реликтов, таких как *Carya, Ilex, Castanea, Castanopsis, Myrica*, и присутствию трехбороздноporовой пыльцы мелких размеров в отложениях Дабан-Горхонской впадины В.В. Савиновой в 1992 г. предполагалось их накопление в условиях теплого и влажного климата. По флористическому содержанию спорово-пыльцевые спектры были отнесены к среднему–позднему эоцену. При палинологических исследованиях последних лет морских и континентальных толщ эоцена Западной и Средней Сибири [Кулькова, Лаухин, 1975; Лейпциг и др., 1978; Кулькова, 1987, 1988; Кулькова, Волкова, 1997; и др.] подчеркивалось преобладание в палинокомплексе среднего–позднего эоцена пыльцы покрытосеменных, доминирование пыльцы семейства Fagaceae и постоянное присутствие пыльцы наиболее теплолюбивых представителей семейств Juglandaceae (*Juglans polyporata* Vojcel, *Carya, Pterocarya*), *Tilia*, большое разнообразие пыльцы субтропических Myricaceae, *Ulmoideipites, Rhus, Nyssa, Castanopsis*, Hamamellidaceae,

Liquidambar и др. Эти признаки в спорово-пыльцевых спектрах из толщ Дабан-Горхонской впадины отсутствуют, поэтому предположение В.В. Савиновой о их средне-позднеэоценовом возрасте не может быть принято.

К концу эоцена исчезает пыльца наиболее теплолюбивых растений семейства Juglandaceae, сокращается количество пыльцы *Castanea, Castanopsis* и других типично эоценовых таксонов, хотя отдельные их представители и отмечаются в спорово-пыльцевых спектрах олигоцена. Начало олигоцена повсеместно характеризуется массовым развитием пыльцы хвойных форм (в частности, разнообразных *Pinus*), Betulaceae и обеднением элементами эоцена. Вместе с тем сохраняется единичная пыльца *Myrica, Castanea, Ilex, Liquidambar.* Именно такие признаки выражены в спорово-пыльцевых спектрах Дабан-Горхонской впадины. Их возраст, по-видимому, соответствует концу эоцена–началу олигоцена. Спектры по составу близки палинокомплексам эоцена–олигоцена, охарактеризованным в верхней части верхней подсвиты каменской свиты Прибайкалья, в стрелковских слоях устья Ангары и в курганской толще Западной Сибири [Панова, 1971; Литвинцев, Тараканова, 1973; Кулькова и др., 1988].

В спорово-пыльцевых спектрах из верхней части кулариктинской свиты, нижней части сосновоозерских слоев и эгитинских суглинков содержится больше пыльцы мелколиственных бореальных *Betula* spp., *Alnus*, мезоксерофитных травянистых и Pinaceae при значительном количестве пыльцы широколиственных. Сокращается количество и разнообразие пыльцы реликтов эоцена. Эти спектры сопоставляются с палинокомплексами олигоцена, изученными в нижней части булусинской свиты Прибайкалья, в кулаковской свите Нижнего Приангарья и в нижнебельской подсвите Средней Сибири, а также в атлымской свите Западной Сибири [Кулькова, 1984; Волкова, Кулькова, 1996; Кулькова, Волкова, 1997].

Для спорово-пыльцевых спектров из нижней части кулариктинской свиты и осадочной толщи Дабан-Горхонской впадины наиболее вероятен позднеэоцен?-раннеолигоценовый возраст (или возраст начала олигоцена). Возраст же спектров из верхней части кулариктинской свиты, нижней части сосновоозерских слоев и эгитинских суглинков олигоценовый (возможно, раннеолигоценовый).

Хотя спорово-пыльцевые спектры ПК III в различных районах Витимского плоскогорья несколько различаются между собой, в целом этот ПК характеризует полидоминантные хвойно-широколиственные леса с реликтами эоцена и немногочисленными представителями бореальной флоры. Леса произрастали в условиях умеренно-теплого, влажного климата олигоцена.

В усть-селенгинской толще дельты р. Селенга палинокомплекс выделен В.А. Беловой [1975] из верхней части третьего горизонта (скв. 4, глубина 960–870 м). Он отнесен к позднему олигоцену по сходству с палинокомплексом из верхней части булусинской свиты Прибайкалья. Для усть-селенгинского палинокомплекса характерно значительное участие пыльцы Pinaceae, Taxodiaceae, разнообразие пыльцы теплоумеренных широколиственных, пыльцы представителей субтропиков. Последнее обстоятельство позволяет относить этот палинокомплекс к концу раннего олигоцена и сопоставлять его с таковым из средней части булусинской свиты, а также с палинокомплексом из нижней подсвиты бельской свиты Средней Сибири и новомихайловской свиты Западной Сибири [Кулькова, Волкова, 1997]. В любом случае, усть-селенгинский палинокомплекс олигоцена несколько моложе витимского.

Исследуя палинокомплексы толщ олигоцена, И.А. Кулькова и В.С. Волкова [1997, с. 587] пришли к выводу, что "основной фон всех олигоценовых комплексов примерно одинаков, критерием для более дробного расчленения олигоценовых отложений являются количественные показатели отдельных таксонов и их изменения снизу вверх по разрезу". Предположение о некоторой разновозрастности спорово-пыльцевых спектров олигоценовых осадочных толщ Витимского плоскогорья и усть-селенгинской толщи требует дополнительного обоснования.

Палиноспектры пессимума конца олигоцена. В нижней части разреза кайнозоя Амалатского плато (ниже джилиндинской свиты), в бассейне р. Джилинда (Витимская) (скв. 2, глубина 210–200 м)

и в Амалатской палеодолине (участок Вершинный: скв. 3137, глубина 226 м; скв. 3138, глубина 212 м; участок Хиагда: скв. 2092, глубина 131 м; скв. 2048, глубина 148 м) получены спорово-пыльцевые спектры, для которых характерна обедненность пыльцой термофилов и среди хвойных (отмечена только единичная пыльца *Keteleeria*, Taxodiaceae), и среди цветковых. Эта пыльца представлена наименее теплолюбивыми представителями тургайской флоры *Corylus, Juglans, Carpinus, Fagus, Castanea*. Доминирует пыльца мелколиственных бореальных, где отмечается пыльца кустарниковых форм *Betula* sect. *Nanae, Betula* sect. *Fruticosae*. Миоценовые спектры с обилием элементов тургайской флоры находятся выше по разрезу.

Рассмотренные спорово-пыльцевые спектры сопоставляются со спектрами пессимума конца олигоцена, охарактеризованными в разрезах различных территорий [Дехтярева, 1972; Цветков, 1984; Карташова и др., 1985; Александрова, Ясаманов, 1987]. По-видимому, похолодание в конце олигоцена отмечалось повсеместно по всей Евразии [Баранова, Бискэ, 1979; Ахметьев, 1993]. К сожалению, недостаток палинологического материала из осадочных отложений Западного Забайкалья пока не позволяет представить спектры пессимума олигоцена в виде единого палинокомплекса конца олигоцена.

Палинокомплекс IV конца олигоцена–начала миоцена получен из верхней части сосновоозерских слоев Еравнинской депрессии (скв. 4710, глубина 0,5 м; скв. 4688, глубина 7,8 м; скв. 4786, глубина 19,6 м; скв. 4649, глубина 11 м; скв. 4736, глубина 58,9–10,5 м) [Климанова и др., 1986].

В ПК IV Еравнинской депрессии преобладала пыльца Pinaceae (*Pinus* spp., *Picea, Abies, Tsuga* spp.,) на фоне разнообразной пыльцы термофилов (голосеменных: Taxodiaceae, *Podocarpus, Dacrydium* и покрытосеменных: *Juglans, Pterocarya, Carya, Fagus, Quercus, Castanea, Carpinus*, Ulmaceae, *Tilia, Acer, Corylus*), с немногочисленной пыльцой мелколиственных *Betula* spp., *Alnus* sp., *Salix, Ericales*, единичной – субтропических форм *Ilex, Liquidambar*, Anacardiaceae, *Magnolia* и др. и спор теплолюбивых папоротников Gleicheniaceae, *Cyathea*.

Палинокомплекс сопоставим не только с палинокомплексами позднего олигоцена, выделенными из верхней части булусинской свиты Прибайкалья, нижней части танхойской свиты по р. Осиновка, янчуканской свиты севера Байкала, нижней части верхней подсвиты бельской свиты Средней Сибири и туртасской свиты Западной Сибири, но и с палинокомплексами раннего миоцена танхойской свиты оз. Байкал, верхнебельской подсвиты Средней Сибири, баяндайской свиты Прибайкалья, абросимовской свиты Западной Сибири [Литвинцев, Тараканова, 1973; Белова, 1975; Александрова, Козяр, 1978; Цветков, 1984; Волкова и др., 1986; Волкова, Кулькова, 1996; Кулькова, Волкова, 1997; Мащук, Мишарина, 2002]. Этот ПК характеризуют смешанные широколиственно-хвойные леса, в которых наряду с разнообразными представителями хвойных (соснами, елями, тсугами, кедром, ногоплодником, дакридиумом) произрастали многочисленные представители семейства ореховых (орех грецкий, лапина, гикори), а также липа, клен, бук, граб, каштан, мирика. В подлеске находились березы, ольха, лещина, вересковоцветные. В качестве реликтов встречались магнолия, тюльпановое дерево, сумаховые. По берегам водоемов произрастали болотный кипарис, ольха, ива с травяным покровом из чистоуса, циатейных. Под пологом леса были распространены лесные папоротники.

Близкие по составу спорово-пыльцевые спектры изучены в отложениях большереченской свиты в Иволгино-Удинской системе впадин Юго-Западного Забайкалья. Верхнеолигоцен-нижнемиоценовый возраст свиты установлен по присутствию малакофауны пелеципод [Михно и др., 1960]. В спорово-пыльцевых спектрах наряду с пыльцой семейства Pinaceae (*Pinus* subgen *Haploxylon, Abies* sp., *Picea* sp.) отмечена пыльца термофилов *Podocarpus* sp., *Castanea, Tilia, Castanopsis* sp. и др., свидетельствующая о достаточно теплом и влажном климате.

Сопоставимый палинокомплекс найден в мелкозернистых песчаниках с редким гравием Нижнеудинской впадины, скв. 703, глубина 61–58 м (заключение В.В. Савиновой). В нем преобладала

пыльца покрытосеменных со значительным участием пыльцы термофилов (23 %) при меньшем распространении мелколиственных (7 %). Пыльца термофилов представлена разнообразными широколиственными (семейства Juglandaceae (*Carya* sp., *Juglans* sp.), Fagaceae (*Castanea* sp., *Quercus* sp.), роды *Carpinus, Acer, Tilia* и др.), а также субтропическими *Magnolia* и др. В мелколиственных доминировала пыльца семейства Betulaceae, а в голосеменных – пыльца семейства Pinaceae (*Tsuga* sp., *Pinus sylvestris* L., *Pinus* subgen. *Haploxylon* и др.). Палинокомплекс отнесен к границе олигоцена–миоцена по большому количеству пыльцы термофилов, как теплоумеренных широколиственных, так и субтропических, а также по значительному присутствию пыльцы семейства Pinaceae. По приведенным признакам палинокомплекс подобен ПК IV из верхней части сосновоозерских слоев Еравнинской депрессии.

4.3.4. Средний–поздний миоцен: постепенная деградация тургайской флоры

Отложения неогена широко распространены на Витимском плоскогорье и благодаря выполненным исследованиям в разрезах по керну скважин хорошо палинологически охарактеризованы послойно. Палинокомплексы прослежены по латерали и выдержаны по составу, что позволяет выделять слои со спорами и пыльцой. Под этим термином понимаются отложения со сходными ПК, отличающимися от таковых подстилающих и перекрывающих отложений и приуроченные к определенным интервалам разреза неогена. Слои со спорами и пыльцой называются по доминирующим и характерным таксонам. Средне-позднемиоценовая постепенная деградация тургайской флоры проявлена в палинокомплексах V–VIII из содержащих их слоев со спорами и пыльцой.

Слои Picea–Tsuga–Fagus–Ulmaceae: палинокомплекс V климатического оптимума начала среднего миоцена. Слои с ПК V установлены в нижней части разреза нижнеджилиндинской подсвиты в Аталангинской и Амалатской магистральных палеодолинах Амалатского плато, а в Хойготской магистральной палеодолине не найдены. В первой палеодолине ПК V получен на участке Бортовой (скв. 3838, глубина 251–240 м) (см. рис. 3.21), а во второй – на участках Южный (скв. 4346, глубина 213 м), Количикан (скв. 4712, глубина 154–141 м; скв. 4710, глубина 252 м), Мулиха (скв. 4436, глубина 210–180 м; скв. 4452, глубина 113 м).

В палинокомплексе доминирует и субдоминирует пыльца *Picea, Tsuga, Fagus*, Ulmaceae на фоне пыльцы термофилов Carpinaceae (*Carpinus, Ostrya*), Juglandaceae (*Juglans, Carya, Pterocarya, Platycarya*), *Ilex, Tilia, Acer,* Hamamelidaceae, *Liquidambar, Eucomia*, Moraceae, *Celtis, Myrica, Comptonia, Nyssa, Lonicera* и др., в меньшем количестве представлена пыльца мелколиственных *Alnus, Salix, Alnaster* и в единичных зернах – пыльца травянистых, чаще рода *Ericales* (рис. 4.1, 4.2).

Палинокомплекс V близок таковому озерных отложений нижних горизонтов танхойской свиты оз. Байкал (клюевской "фации") [Белова, 1975, 1985] и палинокомплексу из ермакинских слоев Приангарья, из верхнебельской подсвиты Средней Сибири [Левина и др., 1978], а также палинокомплексу киреевских слоев абросимовского горизонта. Последний относится к концу раннего–началу среднего миоцена Западной Сибири. От палинокомплекса абросимовского горизонта ПК V несколько отличается по повышенному количеству пыльцы *Fagus* (до 30 %) и небольшому количеству пыльцы субтропических и Taxodiaceae (до 3 %). Эти характеристики сближают его с палинокомплексом кожевниковских слоев бещеульской свиты первой половины среднего миоцена [Волкова и др., 1986].

На Северо-Востоке России ко второй половине раннего–началу среднего миоцена отнесены ПК верхнеильдикиляхского подгоризонта, который рассматривается как единый тип палинофлоры, близкий к типично тургайской флоре с обилием таксодиевых, буковых, ореховых и других широколиственных. Палинофлора соответствует климатическому оптимуму миоцена и сопоставляется с палинофлорой "ежового" горизонта (верхней подсвитой успенской свиты, "буковым" горизонтом) [Фрадкина, 1988, 1996]. ПК V отличается от палинокомплекса "ежового" горизонта меньшим участием таксодиевых и субтропических, а также других термофилов.

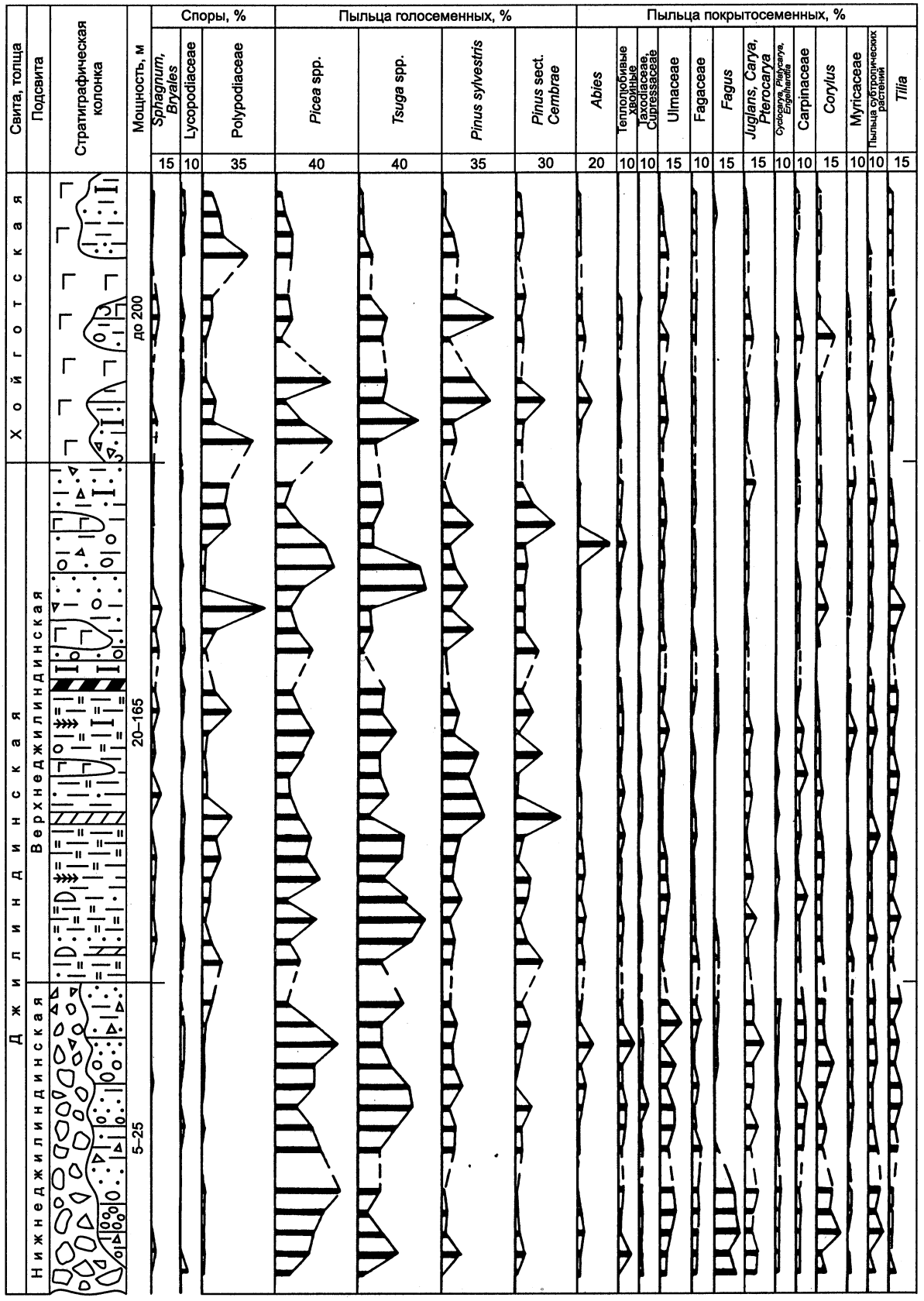
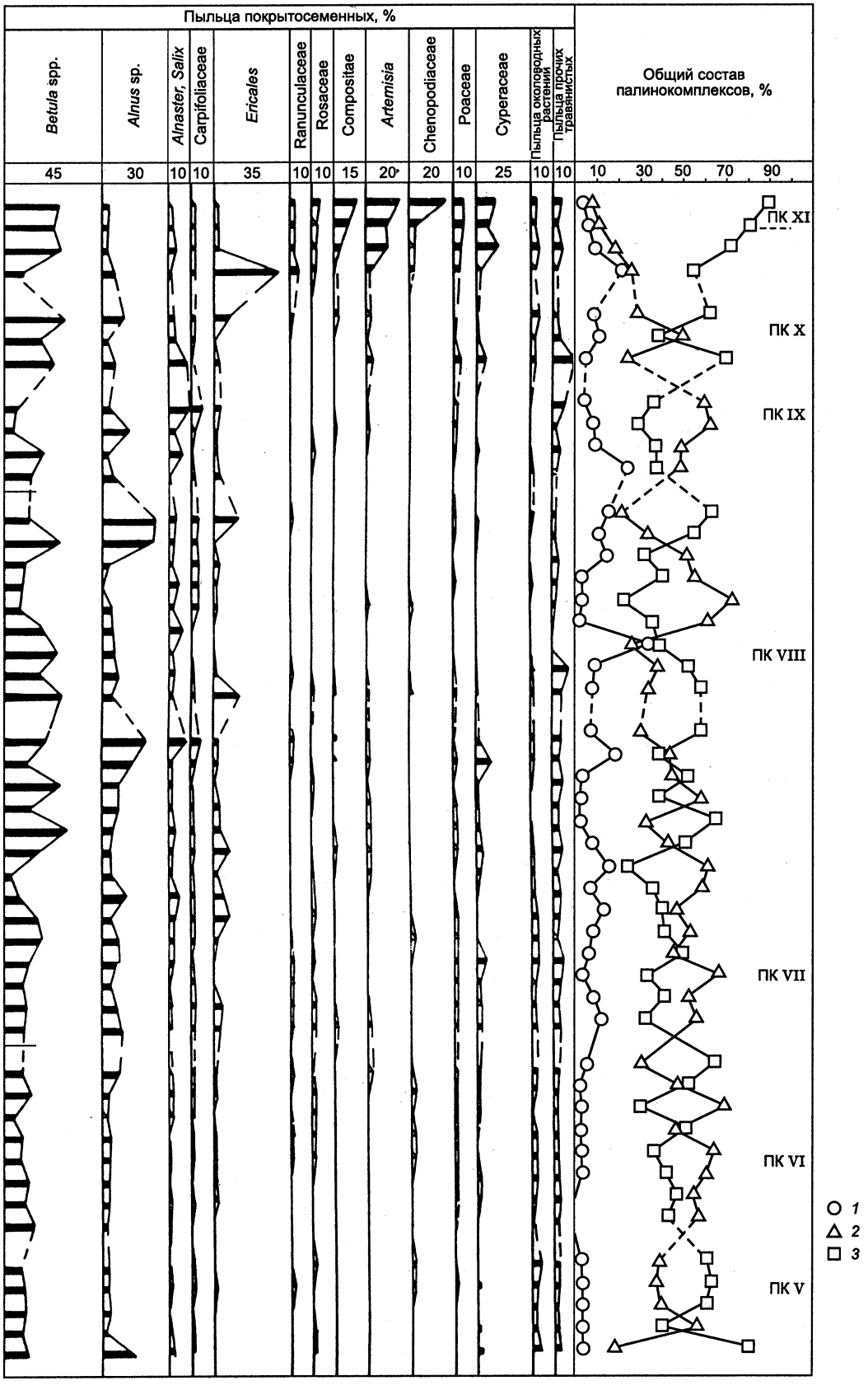


Рис. 4.1. Диаграмма изменений палинокомплексов неогеновых отложений Амалатской магистральной палеодолины Амалатского плато:



1 – споры; *2* – пыльца голосеменных; *3* – пыльца покрытосеменных. Ост. усл. обозн. см. на с. 22–23.

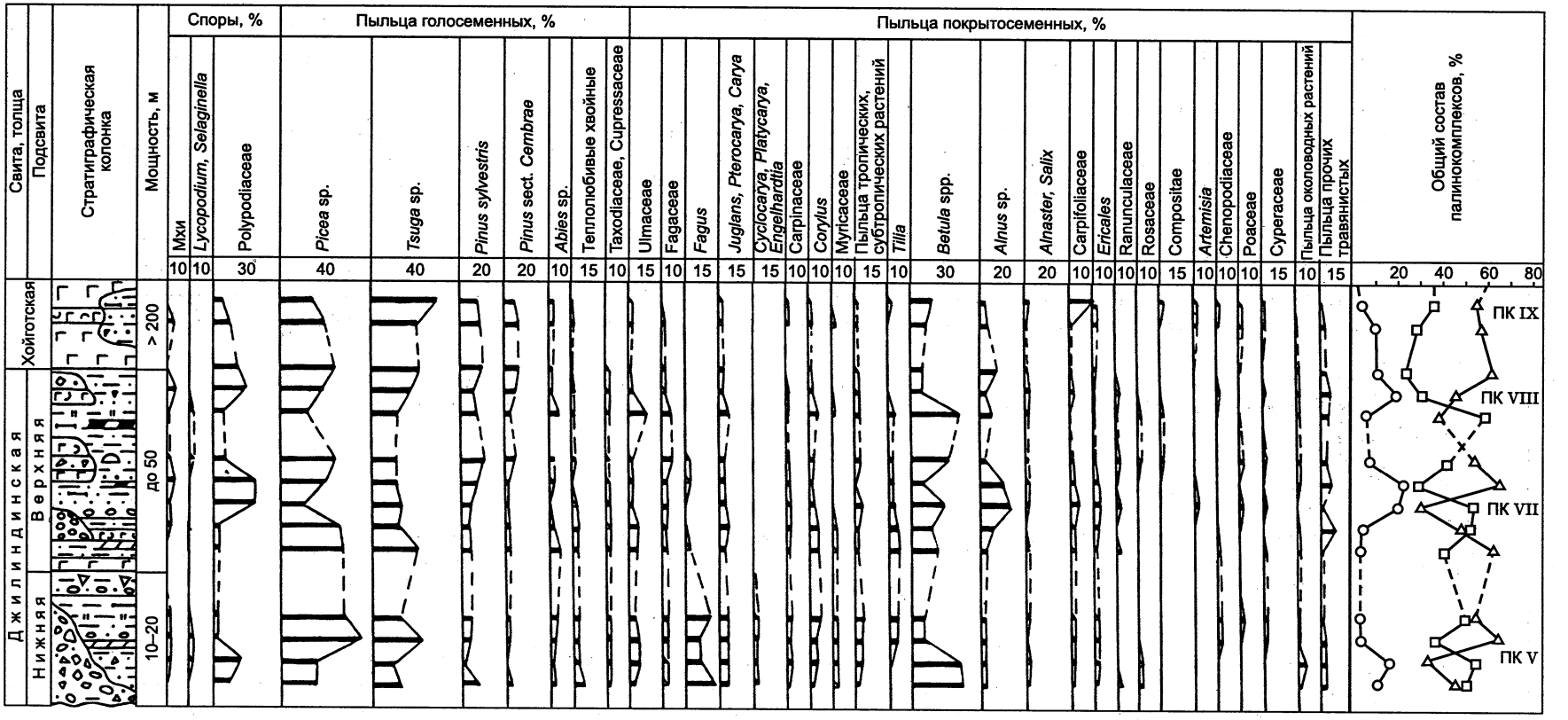


Рис. 4.2. Диаграмма изменений состава палинокомплексов неогеновых отложений Аталангинской магистральной палеодолины Амалатского плато.

Усл. обозн. см. на с. 22–23 и рис. 4.1.

Ранне-среднемиоценовый климатический оптимум обозначен палинокомплексом усть-давыдовской свиты Приморья [Ахметьев и др., 1978]. Для него характерно господство среди хвойных пыльцы сосновых, а среди широколиственных – пыльцы Juglandaceae, *Fagus, Quercus, Castanea, Ulmus.* Среди травянисто-кустарниковых заметна роль пыльцы *Ericales*. Эти признаки присутствуют и в ПК V, но с уменьшением роли пыльцы Juglandaceae.

Датирование ПК V началом среднего миоцена предполагает его соответствие палинофлоре климатического оптимума в Забайкалье, отражавшего развитие теплолюбивой тургайской флоры. Потепление климата в конце раннего–начале среднего миоцена имело место по всей Евразии [Фрадкина, 1996; Кулькова, Волкова, 1997].

Слои с Picea–Tilia–Corylus–Juglandaceae–Betula spp.: палинокомплекс VI первой половины среднего миоцена. Слои с ПК VI найдены в нижнеджилиндинской подсвите в Хойготской (Северной), Амалатской (Южной) выше слоев с ПК V магистральных палеодолинах Амалатского плато и в Ингурской впадине. В отложениях Аталангинской (Центральной) палеодолины Амалатского плато ПК VI не обнаружен. В Амалатской палеодолине эти слои установлены на участках Вершинный (скв. 3255, глубина 200–209 м), Источный (скв. 3199, глубина 178–167 м; скв. 3200, глубина 186 м), Количикан (скв. 4267, глубина 172 м; скв. 4169, глубина 227–220 м; скв. 4170, глубина 222 м; скв. 4387, глубина 244–230 м), Мулиха (скв. 4452, глубина 97 м), в Хойготской палеодолине – на участке Бурульзай (скв. 4775, глубина 141,0–136,7 м), а также в Ингурской впадине (скв. 454, глубина 30–26 м; скв. 205, глубина 26 м; скв. 207, глубина 30 м; скв. 201, глубина 40 м).

При обилии термофилов ПК VI отличается от ПК V по изменению доминант и субдоминант *Picea, Tilia, Ulmus, Pinus* sect. *Cembrae, Corylus*, Juglandaceae, *Betula* sp., увеличению количества пыльцы мелколиственных бореальных (7,7–20,3 %) и появлению пыльцы травянистых мезоксерофитных.

В ПК VI незначительно преобладает пыльца голосеменных (до 69 %) либо покрытосеменных (до 49 %). Среди сопутствующих найдены споры Polypodiaceae, *Osmunda* sp., *Sphagnum,* пыльца хвойных: термофилов *Podocarpus, Keteleeria, Cedrus,* Taxodiaceae (0,5–2,0 %), темнохвойных *Abies*, светлохвойных *Pinus sylvestris* L., *Pinus* sect. *Cembrae, Larix.* Разнообразно представлена пыльца широколиственных теплоумеренных и субтропических форм Carpinaceae (*Ostrya, Carpinus*), Juglandaceae (*Juglans, Carya, Pterocarya*), Fagaceae (*Quercus, Castanea, Fagus*), *Acer, Myrica, Comptonia, Ilex*, Hamamelidaceae, *Liquidambar, Cornus, Buxsus, Rhus, Morus, Lonicera, Diervilla.* В небольшом количестве отмечена пыльца мелколиственных бореальных форм, где наряду с пыльцой берез присутствует пыльца *Salix, Alnaster*, в малом количестве (1,6–2 %) – пыльца трав Rosaceae, Cannabaceae, Ranunculaceae, Onagraceae и околоводных Polygonaceae, *Sparganium*, Cyperaceae, *Ericales, Hypha, Trapa* (см. рис. 4.1, 4.3).

Палинокомплекс отражает палинофлору тургайского типа, обедненную пыльцой термофилов по сравнению с палинофлорой климатического оптимума. Она сопоставляется с вороновской палинофлорой бещеульского горизонта Западной Сибири и палинофлорой мамонтовогорского горизонта Северо-Востока России [Волкова и др., 1986]. Близкий палинокомплекс найден в озерных и аллювиальных отложениях нижнего горизонта мишихинской "фации" танхойской свиты оз. Байкал [Белова, 1985] и в отложениях баяндайской свиты Хандинской впадины Прибайкалья (скв. 13, глубина 108–85 м; коллекция А.А. Кульчицкого).

Слои с Pinaceae–Alnus–Betulla spp.–Polypodiceae: палинокомплекс VII второй половины среднего миоцена. Слои с ПК VII выделены в верхней части нижнеджилиндинской подсвиты и нижней части верхнеджилиндинской подсвиты в стратотипической местности (скв. 2, глубина 190–93 м на р. Джилинда (Витимская); определения Л.А. Анкудимовой, Г.М. Кабановой) и в долине р. Кыджимит (обн. в 2,5 км ниже устья р. Хакусы; см. рис. 3.25), на Амалатском плато в магистральных палеодолинах: Хойготской – на участках Бурульзай (скв. 4765, глубина 50–72 м), Экзар (скв. 4053,

Рис. 4.3. Диаграмма изменений состава палинокомплексов неогеновых отложений Хойготской магистральной палеодолины Амалатского плато.

Усл. обозн. см. на с. 22–23 и рис. 4.1.

глубина 266–264 м; скв. 4224, глубина 130 м), в Аталангинской – на участках Намару (скв. 4323, глубина 325–297 м); Дыбрын (скв. 4550, глубина 115 м) и в Амалатской – на участках Хиагда (скв. 2108, глубина 102–98 м; скв. 2754, глубина 59 м; скв. 2905, глубина 197 м; скв. 2917, глубина 216–184 м); Источный (скв. 3198, глубина 170–157 м; скв. 3199, глубина 161 м; скв. 3200, глубина 171 м); Вершинный (скв. 3169, глубина 197 м); Количикан (скв. 4712, глубина 137–112 м; скв. 4710, глубина 140–127 м; скв. 4167, глубина 164 м; скв. 4169, глубина 216 м; скв. 4442, глубина 179 м) и Южный (скв. 3455, глубина 179 м; скв. 3146, глубина 202–192 м), а также в Ингурской впадине (скв. 195, глубина 34 м; скв. 201, глубина 27 м; скв. 2, глубина 80 м; скв. 6, глубина 52 м; скв. 10, глубина 39 м; скв. 50, глубина 66,5–55 м; скв. 51, глубина 68–53,5 м; скв. 55, глубина 65 м; скв. 19, глубина 63–65 м). ПК VII получен из пролювиально-озерных либо пойменно-озерных отложений, перекрытых базальтами. Подобный спорово-пыльцевой спектр изучен Е.В. Пуляевой в 1970-е годы в Политовской котловине из руслового аллювия в скв. 5 (глубина 17 м).

В палинокомплексе сокращается количество пыльцы субтропических форм (1–3 %) и теплолюбивых хвойных, увеличивается количество пыльцы Pinaceae и мелколиственных бореальных (*Betula* spp., *Alnus* sp. – в сумме 40 %), травянистых мезоксерофитов (реже околоводных) и спор Polypodiaceae (до 10–20 %) (см. рис. 4.1–4.3). Эти признаки сближают ПК VII и с палинокомплексом, полученным из верхнеджилиндинской подсвиты в долине р. Джилинда (Амалатская) в скважинах 15, 16, 17, 63, 57 (второй горизонт по И.Р. Коробенко, 1980 г.) (см. рис. 3.24).

В спорово-пыльцевых спектрах ПК VII из разных палеодолин наряду со сходством выявились и отличия. Так, в палиноспектрах Хойготской магистральной палеодолины в пыльце мелколиственных увеличивается количество различных *Betula* по сравнению с *Alnus* и *Salix*. В палиноспектрах Амалатской палеодолины чаще наблюдалась пыльца *Ulmus* (до субдоминирования), реже – *Fagus, Castanea* (до 1 %). В спектрах обеих палеодолин более разнообразна пыльца субтропических, хотя ее количество не превышает 2–3 %. В палиноспектрах Аталангинской палеодолины не обнаружено пыльцы таких термофилов, как *Liquidambar, Nyssa, Rhus, Planera*, но постоянно определялась единичная пыльца *Gliptostrobus*, отсутствовавшая в спектрах остальных палеодолин. В палинологических спектрах Хойготской палеодолины найдена пыльца *Ephedra*. Наибольшее количество пыльцы травянистых (до 11 %) выделено из отложений Амалатской палеодолины, наименьшее (до 5 %) – из отложений Хойготской палеодолины. Но в пыльце травянистых повсеместно преобладает пыльца мезоксерофитов луговых ассоциаций (Compositae, Ranunculaceae, Chenopodiaceae, Poaceae и т. д.), хотя в палиноспектрах Амалатской палеодолины пыльца околоводных довольно разнообразна (Cyperaceae, *Sparganium*, Polygonaceae, *Miriophyllum, Potomogeton, Trapa*). По-видимому, пространственные вариации состава ПК VII имеют фациальный характер.

Палинокомплекс VII сопоставляется с таковым среднего миоцена из верхней части мишихинского "горизонта" – озерно-болотные отложения [Белова, 1985]. Основное отличие от последнего заключается в большем распространении пыльцы травянистых. Разнообразие пыльцы термофилов сближает его с палинокомплексом из алевролитов мелководных проточных озер среднего миоцена Баргузинской впадины с отличительной особенностью – большим количеством пыльцы Pinaceae. По значительному участию пыльцы семейства Pinaceae (*Picea, Tsuga, Pinus* spp., *Abies*), разнообразию пыльцы термофилов, составу и количеству пыльцы трав и кустарников он близок палинокомплексу средней части баяндайской свиты Прибайкалья, отличаясь от него меньшим количеством пыльцы Taxodiaceae [Литвинцев, Тараканова, 1967, 1973; Белова, 1985] .

Подобный палинокомплекс среднего миоцена находили в средней части верхнебельской подсвиты Средней Сибири [Александрова, Козяр, 1978], в верхней части бещеульского горизонта (палинозона *Alnus*–Polypodiaceae) Западно-Сибирской равнины, где сохранилось много представителей тургайской флоры, но увеличилось количество бореальных элементов *Alnus, Betula* spp., а также пыльцы околоводных травянистых *Sparganium,* Polygonaceae и спор Polypodiaceae [Волкова и др., 1986; Волкова, Кулькова, 1996].

Относительно небольшое содержание разнообразной пыльцы широколиственных и субтропических, единичное присутствие теплолюбивых хвойных Taxodiaceae, *Sciadopitys, Keteleeria, Cedrus,* значительное – *Tsuga, Picea, Pinus* subgen. *Haploxylon* (*Pinus* sect. *Cembrae*), *Alnus* и малое – *Pinus sylvestris* L., *Abies* сближает ПК VII с палинокомплексом среднего–позднего миоцена свиты Мамонтовой горы, бассейн р. Алдан [Фрадкина, 1988].

В Селенгинском среднегорье изучены спектры из песчано-алевритовых осадков озерного генезиса, вскрытых в овраге Большой Хаян на юго-восточном побережье оз. Гусиное. Доминирует пыльца голосеменных, представленная семействами Pinaceae (преобладает), Podocarpaceae (4,6 %), Taxodiaceae (5,7 %). В пыльце семейства Pinaceae в значительном количестве присутствует пыльца теплолюбивых *Keteleeria* (1 %) и древних *Pinus* (10 %). В спорах, помимо обычных Polypodiaceae, *Sphagnum* sp., *Lycopodium* sp., *Botrychium* sp., отмечены споры *Gleichenia* sp. – влаголюбивого и теплолюбивого папоротника. Во время осадконакопления были распространены сосновые леса со значительным участием подокарпуса на возвышенностях, таксодиевых, травяным покровом из плаунов, папоротников и мхов в низинах. Значительное количество пыльцы хвойных термофилов таксодиума (*Taxodium*) и влаголюбивого папоротника (*Gleichenia*) указывает на теплый и влажный климат среднего или среднего–позднего миоцена. Таксодиум не переходит нулевую изотерму января и определяет границу области распространения болотного кипариса в лесах юго-востока Северной Америки [Белова, 1985].

Выделенные слои Pinaceae–*Alnus*–*Betula* spp.–Polypodiaceae относятся к палинозоне Pinaceae–*Alnus*–Polypodiaceae, установленной в отложениях второй половины среднего миоцена оз. Байкал и Прибайкалья [Белова, Ендрихинский, 1980; Белова, 1985; Практическая палиностратиграфия, 1990], Средней, Западной Сибири и Северо-Востока России [Волкова и др., 1986; Кулькова, 1987; Фрадкина, 1988, 1996; Волкова, Кулькова, 1996; Кулькова, Волкова, 1997].

Слои с Picea–Pinus–Tsuga–Betula spp.–Ulmus–Juglans: палинокомплекс VIII позднего миоцена. Слои с ПК VIII характеризуют верхнеджилиндинскую подсвиту многих впадин севера Витимского плоскогорья: Джилиндинской (район стратотипа, скв. 2, глубина 87–40 м), Верхневитимской (канава в 1,5 км ниже впадения р. Кыджимит в р. Витим), Кыджимитской (верхняя часть обнажения на р. Кыджимит, в 2,5 км ниже устья р. Хакусы; на сопредельной территории – скв. 7892, глубина 81–35 м; скв. 7894, глубина 55–24 м; скв. 7877, глубина 21 м; скв. 7876, глубина 46–24 м; скв. 7844, глубина 47–33 м; скв. 7857, глубина 35–28 м; скв. 7856, глубина 53,5–44 м; скв. 7864, глубина 37–34 м) (см. рис. 3.1, 3.27); Чининской (участок Ныроки: скв. 19–337, глубина 88–16 м; скв. 19–336, глубина 80–76 м). Верхнеджилиндинская подсвита с ПК VIII распространена во всех магистральных палеодолинах Амалатского плато: Хойготской (участок Бурульзай: скв. 4767, глубина 63–50 м; скв. 4770, глубина 71–53 м; участок Экзар: скв. 4124, глубина 12–64 м; скв. 4053, глубина 235–165 м; скв. 4119, глубина 119 м); Аталангинской (участок Коретконда: скв. 3259, глубина 300–287 м; скв. 3942, глубина 302–297 м) и Амалатской (участок Хиагда: скв. 2754, глубина 141 м; скв. 2757, глубина 148 м; скв. 2760, глубина 146 м; участок Вершинный: скв. 3232, глубина 166 м; скв. 3138, глубина 198–188 м; участок Южный: скв. 3145, глубина 179 м; участок Количикан: скв. 4710, глубина 120 м; скв. 4169, глубина 195 м, скв. 4442, глубина 176–142 м; участок Торминский: скв. 679, глубина 70 м) (см. рис. 3.18–3.22).

Слои с ПК VIII найдены и во впадинах юга Витимского плоскогорья: Еравнинской (скв. 22, глубина 41 м – определения Э.А. Поставской [Приходько, 1970]); Холой-Романовской (обнажения в 1 и 6 км выше устья р. Холой; канаве 1106 в 8 км выше ее устья и в скв. 3757, глубина 10 м; скв. 3530, глубина 35–10 м), Ингурской (скв. 2, глубина 73 м; скв. 3, глубина 60–58 м; скв. 6, глубина 40 м; скв. 52, глубина 64 м) (см. рис. 3.15) и в Дабан-Горхонской (скв. 98, глубина 6,0–0,2 м, определения В.В. Савиновой).

По сравнению с ПК VII слоев Pinaceae–*Alnus*–*Betula* spp.–Polypodiaceae в ПК VIII еще больше сокращается количество пыльцы термофилов (присутствует не болеее 14 %). Она представлена пыль-

цой менее теплолюбивых *Ulmus, Carpinus, Corylus, Juglans, Tilia*. Пыльца субтропических форм *Ilex, Myrica* либо единична, либо отсутствует. Возрастает количество пыльцы хвойных (до 65 %) и мелколиственных бореальных (до 25 %). Доминанты и субдоминанты – *Betula* spp., *Picea* sp., *Tsuga* sp., *Pinus* sect. *Cembrae*, иногда – *Alnus, Ericales*. Незначительно количество пыльцы травянистых Compositae, Poaceae, *Artemisia*, Cyperaceae и прочего разнотравья.

Палинокомплекс VIII характеризует обедненную палинофлору тургайского типа (см. рис. 4.1–4.3) с доминированием пыльцы Pinaceae, мелколиственных *Alnus* sp., *Betula* spp., с постоянным присутствием в небольшом количестве пыльцы термофилов Ulmaceae, Juglandaceae, *Corylus, Carpinus, Tilia* и др. и пыльцы травянистых – лесных, луговых ассоциаций.

В скв. 5 Политовской котловины (Ендондинская впадина) в спорово-пыльцевом спектре из песчаника верхнеджилиндинской подсвиты с глубины 17 м среди спор (7 %) преобладают папоротники Polypodiaceae. В пыльцевой части спектра широко и многообразно представлена пыльца хвойных *Tsuga* (17 %), менее – Pinaceae, *Abies, Picea*, широколиственных теплоумеренных листопадных пород (27 %), кустарников и разнотравья (4,7 %) (определения Е.В. Пуляевой).

В пачке диатомитов верхнеджилиндинской подсвиты Верхневитимской впадины установлены немногочисленные споры сфагновых мхов *Sphagnum* sp., плаунов *Lycopodium* sp., папоротников Polypodiaceae и др., пыльца хвойных Pinaceae, *Tsuga* sp., *Abies* sp., *Picea* sp. и др., широколиственных теплоумеренных листопадных пород *Juglans* sp., *Carya* sp., *Corylus* sp., *Carpinus* sp., *Quercus* sp., *Tilia* sp., *Acer* sp., мелколиственных *Betula* sp., *Alnus* sp., *Salix* sp., трав (злаковых, осоковых, маревых, лютиковых, сложноцветных) и кустарников *Ephedra*, Ericaceae (определения Е.В. Пуляевой). В спектре преобладает пыльца хвойных, особенно семейства Pinaceae, присутствует тсуга до 4,6 %, широколиственные имеют подчиненное значение по отношению к мелколиственным, содержится мало (2,6 %) недревесной пыльцы. Субтропические и тропические древесные породы в спектре отсутствуют.

Палиноспектры, подобные ПК VIII, найдены нами в отложениях миоцена баяндайской свиты Хандинской впадины Прибайкалья, но в них присутствует больше пыльцы мелколиственных представителей бореальной флоры. В отложениях танхойской свиты оз. Байкал палинокомплекс, близкий к ПК VIII джилиндинской свиты, находится в среднем горизонте "клюевского фациального комплекса" [Белова, 1985].

По сравнению с палинокомплексом позднего миоцена таволжанского горизонта Западной Сибири в ПК VIII Витимского плоскогорья выявлено меньшее участие пыльцы травянистых и мелколиственных и большее – спор Polypodiaceae и пыльцы Pinaceae. Отличия палинокомплексов объясняются неодинаковой палеогеографической обстановкой. Так, витимский ПК VIII отражал растительность гор, покрытых темнохвойными лесами с небольшой примесью мезофильных широколиственных и редкими (как реликты) субтропическими растениями. В долинах распространялись березняки и ольховники с богатым травянистым покровом и немногочисленными широколиственными. Палинокомплекс Западной Сибири характеризовал растительность равнины, покрытой на севере лиственными лесами с небольшой долей широколиственных и сосновых, а на юге – островными лесами и лесостепями.

Слои с *Picea–Pinus–Tsuga–Betula* spp.*–Ulmus–Juglans* найдены и в отложениях миоцена Селенгинского среднегорья. Так, в Нижнеудинской впадине (скв. 703, глубина 28–7 м) из гравелистых песчаников получен палинокомплекс с доминированием пыльцы *Pinus sylvestris* L. (25,9 %). Среди сопутствующих отмечена пыльца *Pinus sibirica* (Rupr.) Mayr (3,1 %), в небольшом количестве – широколиственных *Castanea, Quercus*, мелколиственных *Betula* sp., *Salix* sp. и спор Polypodiaceae. Единично найдена пыльца *Tsuga* sp., *Podocarpus* sp. Отмечена пыльца травянистых лугово-степных ассоциаций Poaceae, Chenopodiaceae, Compositae, Ranunculaceae, *Artemisia*. По значительному количеству пыльцы сосен, небольшому – пыльцы термофилов и трав палинокомплекс из Нижнеудинской впадины сопоставим с ПК VIII позднего миоцена верхнеджилиндинской подсвиты Амалатского плато.

Из песчаников перемычки Гусиноозерской и Убукуно-Оронгойской впадин (район Казенного пруда) получены спорово-пыльцевые спектры, возможно, переотложенные, так как наряду с пыльцой кайнозойского облика *Pinus* sp., *Picea* sp., *Tsuga*, Taxodiaceae, Juglandaceae, *Ilex* sp., Fagaceae и др., отмечены споры и пыльца мезозойского облика *Cordaitina* (24,5 %), *Gleichenia* sp., *Schizaeacites*(?). Конкретизировать возраст спорово-пыльцевых спектров затруднительно, можно лишь предполагать, что они получены из отложений неогена. Д.-Д.Б. Базаров [1986] считает возможным отнесение их к миоцену либо плиоцену.

4.3.5. Плиоцен–эоплейстоцен: становление и развитие бореальной флоры

Слои со спорами и пыльцой плиоцена и соответствующие им ПК получены из вулканогенно-осадочной хойготской толщи, из кыджимитской толщи и чининской свиты.

Слои с Pinaceae–Betula spp.–Ulmus–Tilia–Compositae: палинокомплекс IX раннего плиоцена. Слои с ПК IX раннего плиоцена (или конца миоцена–начала плиоцена) обнаружены в нижней части хойготской толщи Амалатского плато во всех магистральных палеодолинах (см. рис. 4.1–4.3). Палинокомплекс найден в терригенной пачке непосредственно под покровом базальтов в Хойготской палеодолине (участок Хойгот: скв. 4616, глубина 130–124 м; участок Бурульзай: скв. 4667, глубина 40 м) и Амалатской (участок Вершинный: скв. 3138, глубина 72 м; участок Хиагда: скв. 2899, глубина 118–125 м; участок Южный: скв. 3145, глубины 145–132 м; участок Количикан: скв. 4167, глубина 140 м). В Аталангинской палеодолине палинокомплекс, условно, раннего плиоцена установлен на участке Коретконда в песчаных линзах, перемежающихся с нижними потоками базальтов хойготской толщи (скв. 4002, глубина 230–220 м; скв. 4021, глубина 266–248 м).

В ПК IX на фоне пыльцы *Picea, Abies, Pinus sylvestris* L., *Tsuga, Betula* spp. отмечено небольшое количество пыльцы термофилов (1–6 %) – *Ulmus, Corylus, Carpinus, Tilia, Juglans,* единично и не всегда – *Acer, Fagus, Myrica, Ilex*. Постоянным компонентом ПК IX становится пыльца *Larix* (особенно часто она встречается на участке Коретконда), найдена единично или не найдена пыльца *Podocarpus, Keteleeria*, Taxodiaceae. Пыльца травянисто-кустарничковых содержится еще в небольшом количестве. В ней чаще отмечается пыльца лугово-степных ассоциаций Compositae, Chenopodiaceae, Onagraceae, Polygonaceae и др., реже – околоводных *Ericales,* Cyperaceae, *Sparganium* (чаще отмечается на участке Коретконда). В небольшом количестве найдена пыльца семейства Caprifoliaceae (*Viburnum, Lonicera*).

Слои с ПК IX, отражающим растительность березово-хвойных лесов *Tsuga, Picea, Abies, Pinus* sect. *Cembrae, Pinus sylvestris* L., *Betula* spp. с незначительной примесью в качестве реликтов термофилов *Quercus, Carya, Juglans, Ilex, Ulmus, Corylus* выделены в хойготской толще р. Джилинда (Витимская) (скв. 2, глубина 23 м), а также в кыджимитской толще р. Кыджимит (скв. 7892, глубина 29–20 м; скв. 7894, глубина 24–12 м; скв. 7877, глубина 15–9 м; скв. 7876, глубина 24–12 м; скв. 7873, глубина 21–7 м; долина рч. Хакусы: скв. 7844, глубина 21–7 м; скв. 7857, глубина 24,5 м; скв. 7856, глубина 31–10 м; скв. 7864, глубина 25–12 м) (см. рис. 3.27).

В ПК из отложений кыджимитской толщи скв. 57 у с. Укыр (слои 1–5; см. рис. 3.1, № 25) доминирует и субдоминирует пыльца *Pinus sylvestris* L., *Betula* spp., Cyperaceae, Ranunculaceae, Poaceae, споры Polypodiaceae. Среди сопутствующих имеются *Pinus* subgen. *Haploxylon, Abies, Alnus, Carpinus, Quercus, Alnaster, Artemisia*, Sparganiaceae, *Bryales, Sphagnum* sp. Единично отмечена пыльца *Picea, Larix, Tsuga*, Taxodiaceae. В отличие от комплексов джилиндинской свиты в этом ПК уменьшается содержание пыльцы древесных пород (41–48 %) за счет его обогащения пыльцой травянисто-кустарничковой растительности (27–48 %). Возрастает роль пыльцы полыни. Характерной особенностью палинофлоры является значительная доля пыльцы злаков, разнотравья и возрастающее количество пыльцы мелколиственных пород – березы и ольхи. Из широколиственных форм выпадает пыльца наиболее теплолюбивых, таких как *Carya* sp., *Castanea* sp., *Fagus* sp. и др. Изменения в

составе спор и пыльцы свидетельствуют о смене хвойно-широколиственных лесов на мелколиственно-хвойные леса с незначительным содержанием широколиственных пород. Особенности спорово-пыльцевых комплексов, литологический состав отложений, залегание на джилиндинских образованиях позволяют сопоставить фрагмент разреза по скв. 57 у с. Укыр с плиоценовыми отложениями кыджимитской толщи в одноименной впадине, а также в бассейне р. Холой.

Господство бореальных элементов, незначительная роль термофилов и сравнительно низкое (4–10 %) количество пыльцы травянисто-кустарничковых сближают ПК IX с палинокомплексом условно раннего плиоцена байшинской свиты р. Манзурка, а также с таковым верхней части танхойской свиты и нижней части аносовской свиты оз. Байкал [Белова, 1985], известной также под названием шанхаихинской [Мац, 1985]. Близок он и ПК кирнаевской свиты Средней Сибири, новостаничного горизонта Западной Сибири [Волкова и др., 1986] и ПК раннего плиоцена горизонта ожелезненных песков в обнажении Мамонтовая гора на р. Алдан [Фрадкина, 1988]. Ранне-среднеплиоценовые спектры выявлены в песчаных отложениях Боярского разреза (юго-восточное побережье оз. Байкал) [Иметхенов и др., 1976] и в отложениях байшинской свиты Предбайкальского прогиба [Барышева и др., 1980].

На Селенгинском среднегорье наиболее ранние плиоценовые охристые галечники и красноцветы аллювиально-делювиального генезиса залегают на поверхности 180-метрового террасового уровня рек Селенга, Итанцы и Турка. Палинокомплекс IX, полученный из этих отложений, характеризуется доминированием пыльцы сосен *Pinus* subgen. *Diploxylon* (до 80 %), субдоминированием – *Pinus* subgen. *Haploxylon* (10 %) и берез *Betula* sp. (8 %). Среди сопутствующих присутствуют пыльца *Picea* sp., широколиственные теплоумеренные *Ulmus* sp., *Corylus* sp., мелколиственные *Alnaster* и травянистые Poaceae, Polypodiaceae, Ranunculaceae, *Artemisia, Atriplex* sp. По доминированию пыльцы сосен, субдоминированию берез, незначительному присутствию пыльцы наименее теплолюбивых широколиственных и травянистых, отсутствию пыльцы субтропических этот палинокомплекс хорошо сопоставим с ПК IX раннего плиоцена Витимского плоскогорья и тоже относится к слоям с Pinaceae–*Betula* spp.–*Ulmus–Corylus–Tilia*–Compositae.

Вместе с тем в ПК IX раннего плиоцена Витимского плоскогорья более разнообразна пыльца широколиственных, чаще отмечается пыльца теплолюбивых хвойных. Возможно, вариации состава палинокомплекса обусловлены сменой фаций отложений. Подобные спорово-пыльцевые спектры отмечены в долине р. Турка в алевролитах и галечниках 120-метрового террасового уровня, но в них почти не отмечено пыльцы термофилов, что наводит на мысль о накоплении осадков в раннем–среднем плиоцене.

В течение первой половины плиоцена в районе господствовали сосново-березовые леса с примесью темнохвойных и теплоумеренных широколиственных, существовал травяной покров представителей луговых ассоциаций в условиях достаточно теплого и влажного климата.

Слои с Pinus sylvestris L.*–Betula* spp.*–Corylus–Juglans–Artemisia: палинокомплекс X среднего плиоцена.* Слои с ПК X среднего (раннего–среднего) плиоцена установлены в образованиях хойготской толщи Амалатской и Хойготской палеодолин Амалатского плато выше слоев с ПК IX. В Хойготской палеодолине найдены миоспоры в прослойках алевролитов и песчаников между потоками базальтов на участке Хойгот (скв. 4613, глубина 70 м; скв. 4617, глубина 96–88 м; скв. 4618, глубина 94 м), а в Амалатской палеодолине – на участках Количикан (скв. 4442, глубина 139 м) и Южный (скв. 3146, глубина 133–132 м). Слои прослежены в кыджимитской толще долины рч. Хакусы (скв. 7864, глубина 9–4 м) и р. Холой в Романовской впадине: в канаве 1106 – в 8 км выше устья р. Холой, в верхней охристой части разрезов двух обнажений по р. Холой у селения Романовка. Здесь Л.А. Анкудимовой и Г.М. Кабановой в 1979 г. получен палинокомплекс плиоцена с обилием пыльцы мелколиственных бореальных и травянисто-кустарничковых (до 15 %), с незначительным присутствием пыльцы термофилов. Слои со спорами и пыльцой среднего плиоцена найдены в песча-

ной толще водораздела Ендондина–Кумыхты на юго-западе Ендондинской впадины (скв. 1609, глубина 10 м), в Дабан-Горхонской впадине (скв. 98, глубина 1,7–1,3 м) (определения В.В. Савиновой) и в хойготской толще Ингурской палеодолины (скв. 46, глубина 12–10 м). В последнем местонахождении среднеплиоценовые отложения образуют алевропесчаные межбазальтовые линзы.

В хойготской толще средней части Ингур-Малоамалатской зоны изучены спорово-пыльцевые спектры из песчаных отложений, подстилающих базальты в 4,5 км выше устья рч. Салбули. Доминирует и субдоминирует пыльца *Pinus* spp., *Betula* spp., *Artemisia* sp., споры Polypodiaceae. Сопутствуют пыльца *Picea* sp., *Pinus sibirica* (Mayer) Rupr., *Alnus* sp., *Tsuga* sp., разнотравье и споры *Sphagnum* sp., Hepaticae. Единично отмечена пыльца широколиственных *Carya* sp., *Tilia* sp. Спорово-пыльцевой спектр характеризует разреженные сосново-березовые леса с незначительной примесью термофилов и пространствами, покрытыми луговой, лугово-степной растительностью, характерной для среднего плиоцена.

По сравнению с палинокомплексом IX в ПК X увеличивается количество пыльцы мелколиственных бореальных *Betula* spp., *Alnaster, Salix, Alnus* (до 40 %) и пыльцы травянисто-кустарничковых (до 30,5 %), в основном лугово-степных ассоциаций Ranunculaceae, Poaceae, *Artemisia* на фоне пыльцы хвойных и небольшого количества пыльцы термофилов *Fagus, Carpinus, Ulmus, Corylus, Juglans, Quercus*. Пыльцы субтропических почти не найдено (см. рис. 4.1, 4.3).

Увеличение в ПК X количества пыльцы мелколиственных, в частности, берез и ольхи, пыльцы трав лугово-степных ассоциаций говорит о дальнейшем похолодании и аридизации климата. Палинокомплекс отражает лесостепной тип растительности с участием широколиственных реликтов, по-видимому, сохранившихся у водоемов. По этим признакам ПК X можно сопоставить с палинокомплексом новостаничного горизонта Западной Сибири [Волкова и др., 1986], а по значительному количеству пыльцы травянистых, в частности, *Artemisia*, субдоминированию *Pinus sylvestris* L., *Betula* spp., – с палинокомплексом раннего–среднего плиоцена р. Орхон в Северной Монголии [Девяткин, 1981].

В Селенгинском среднегорье слои с *Pinus sylvestris* L.–*Betula* spp.–*Corylus–Juglans–Artemisia* найдены на междуречье Поперечной и Вилюйки в валунно-галечно-гравийных отложениях, вскрытых скважинами [Иметхенов, Калмыков, 1988]. В палинокомплексе доминирует пыльца древесно-кустарниковых Pinaceae (*Pinus sibirica* (Rupr.) Mayr, *Pinus sylvestris* L., *Picea* sp.) и Betulaceae (*Betula* sp., *Alnus* sp., *Salix* sp.). В меньшем количестве отмечается пыльца широколиственных *Quercus* sp., *Juglans, Fagus* sp., *Carpinus* sp., *Ulmus* sp., *Tilia* sp., *Corylus* sp. и травянистых *Artemisia* sp., Cyperaceae, Poaceae, Rubiaceae с прочим разнотравьем. В спорах присутствует *Bryales, Sphagnum* sp., *Lycopodium* sp., Polypodiaceae. Спорово-пыльцевые спектры, по-видимому, отражают существование разреженных березово-сосновых лесов с примесью широколиственных и богатым травяным покровом. Подобные леса могли произрастать в умеренно-влажном и умеренно-теплом климате среднего плиоцена, более засушливого, чем климат раннего плиоцена.

Слои с Betula spp.–Artemisia–Poaceae–Corylus–Quercus: палинокомплекс XI среднего–позднего плиоцена. Слои с ПК XI прослежены в хойготской толще участка Хойгот (скв. 4616, глубина 95 м; скв. 4615 глубина 100 м), на участке Монгой–Ашигли юго-восточной окраины Амалатского плато (скв. 633, глубина 17–7 м; скв. 643, глубина 13 м; скв. 644, глубина 12 м); на участке Торминский (скв. 680, глубина 30 м; скв. 682, глубина 26 м; скв. 646, глубина 27 м), а также в долине р. Джилинда (Амалатская) (скв. 81, глубина 51 м). Палинокомплекс получен из прослоев осадочных пород между потоками базальтов (см. рис. 3.18, 3.22, 3.24). Близкие спорово-пыльцевые спектры выделены из существенно озерной диатомовой пачки долины рч. Булыхта.

В ПК XI доминирует пыльца *Betula* (чаще отмечается пыльца кустарниковых берез *Betula* sect. *Fruticosae, Betula* sect. *Nanae*), а субдоминирует пыльца *Pinus* sp., *Artemisia,* Poaceae, Cyperaceae, реже *Ericales*. Среди сопутствующих отмечается в малом количестве пыльца термофилов *Juglans, Corylus, Carpinus, Quercus, Tilia,* редко и не всегда – *Myrica, Ilex, Ulmus,* а также пыльца хвойных *Abies, Larix,*

Tsuga и мелколиственных *Alnaster, Salix*. В пыльце травянистых разнообразна пыльца мезоксерофитов Ranunculaceae, Compositae, Cannabaceae, Onagraceae, Polygonaceae, Apiaceae, Brassicaceae и другая пыльца лугово-степных ассоциаций. В незначительном количестве найдена пыльца околоводных Alismataceae, *Miriophyllum* (см. рис. 4.1–4.3).

Слои с *Betula* spp.–*Artemisia*–Poaceae–*Corylus*–*Quercus* прослежены и в кыджимитской(?) толще Дабан-Горхонской впадины (скв. 98, глубина 1,7–1,3 м). Здесь В.В. Савиновой найдены спорово-пыльцевые спектры с малым количеством пыльцы темнохвойных *Tsuga, Abies, Picea*, с субдоминированием (до 30,1 %) пыльцы травянистых Ranunculaceae, Poaceae, *Artemisia,* мелколиственных *Betula* spp., *Alnaster, Salix* с немногочисленной пыльцой термофилов, среди которых чаще отмечается пыльца теплоумеренных *Quercus, Corylus* и отсутствует пыльца субтропических форм. Эти данные указывают на изменение климата в сторону похолодания и иссушения.

Из бурых глин кыджимитской(?) толщи этой впадины (левый берег р. Инлукта, скв. 59, глубина 18,7–16,0 м) В.В. Савиновой получены спектры, в которых на фоне пыльцы Pinaceae (*Pinus sylvestris* L., менее распространенной *Pinus* sect. *Cembrae* и единичной *Picea*), мелколиственных *Betula* spp., *Alnaster*, реже *Alnus* и травянистых (24,7–34,7 %) отмечается немногочисленная пыльца теплоумеренных *Quercus, Juglans, Corylus*. Это позволило предположить плиоценовый возраст спорово-пыльцевого спектра, а значительное количество пыльцы травянистых, с субдоминированием пыльцы лугово-степных группировок (*Artemisia*, Poaceae, Ranunculaceae) показало остепнение территории, что более характерно в этом регионе для среднего–позднего плиоцена. В спорово-пыльцевых спектрах из верхней части разреза (скв. 98, глубина 0,9–0,2 м; скв. 59, глубина 15,6–13,0 м) почти не отмечено пыльцы широколиственных (кроме *Quercus*), отсутствует пыльца *Tsuga*, но встречена пыльца темнохвойных *Abies, Picea*, найдена пыльца *Larix*, повышенное количество спор и относительно малое количество пыльцы травянистых. Возможно, спорово-пыльцевые спектры относятся к эоплейстоцену.

Спорово-пыльцевые спектры из разрезов кыджимитской толщи Холой-Романовской и Кыджимитской впадин весьма близки по своему составу и свидетельствуют об их синхронном образовании. В составе спектров из осадков нижних частей разреза преобладает пыльца трав (52,4 %), среди которых *Artemisia* составляет почти 25 %. В составе пыльцы древесных превалирует *Betula* spp. (25 %). Пыльца *Pinus* subgen. *Haploxylon* и *Pinus sylvestris* L. составляет 12 и 14 % соответственно. Судя по спорово-пыльцевым спектрам, формирование осадков происходило в холодное время, по-видимому, в первой половине позднего плиоцена. В спорово-пыльцевых спектрах отложений верхних частей разреза преобладает пыльца древесной растительности, среди которой наиболее распространена пыльца светлохвойных пород *Pinus sylvestris* L., *Pinus* subgen. *Haploxylon, Larix* sp. Единичны зерна пыльцы темнохвойных пород *Picea* и *Abies*. Пыльца мелколиственных (березы и ольхи) большого распространения не имеет. Пыльца реликтовых растений почти отсутствует. Отмечено лишь по одному пыльцевому зерну *Corylus* и *Ulmus*. Следовательно, в период накопления осадков были распространены светлохвойные (лиственнично-кедрово-сосновые) леса с примесью мелколиственных пород и небольшим участием темнохвойных. Часть территории была занята степной растительностью. Господство хвойной растительности, присутствие темнохвойных и реликтовых пород указывают на умеренно-теплый климат времени формирования верхних частей разрезов. Подобные спорово-пыльцевые спектры характерны для второй половины позднего плиоцена–раннего эоплейстоцена?

В Селенгинском среднегорье в отложениях плиоцена тоже установлены слои с *Betula* spp.–*Artemisia*–Poaceae–*Corylus*–*Quercus*. Из плиоценовой песчано-галечной толщи р. Селенга и ее притоков получены спорово-пыльцевые спектры двух видов. В нижней части толщи (охристые галечники, пески, алевриты) преобладает пыльца *Betula* spp., *Pinus* sp., присутствует пыльца *Alnaster* sp. и травянистых. Изредка встречается пыльца широколиственных *Corylus, Quercus*, Juglandaceae, *Fagus*. Выше по разрезу начинает превалировать пыльца травянистых (до 82 %), но соотношение

таксонов в составе древесных пород остается неизменным. В спорово-пыльцевом спектре синхронной толщи в Хамар-Дабанском сужении долины р. Селенга преобладает пыльца берез и сосен. Среди сопутствующих отмечена пыльца *Picea, Abies, Alnaster* и Juglandaceae. Значительно участие в спектрах пыльцы травянистых лугово-степных ассоциаций [Резанов, 1988]. Незначительное количество пыльцы термофилов, значительное – мелколиственных и сосен при выраженной травянистой части спектров сближает спорово-пыльцевые спектры нижней части толщи р. Селенга со спектрами среднего–позднего плиоцена чининской свиты [Белова, 1985]. В спектрах из верхней части толщи уменьшается количество пыльцы древесных, что указывает на деградацию лесной растительности и остепнение территории, вызванные иссушением климата к концу плиоцена. По преобладанию пыльцы травянисто-степных, лугово-степных ассоциаций, незначительному количеству пыльцы термофилов и значительному содержанию пыльцы мелколиственных спорово-пыльцевые спектры хорошо сопоставляются с ПК XI позднего плиоцена хойготской толщи Амалатского плато. Они характеризуют либо лесостепь, либо разреженные сосново-березовые леса с прогалами, покрытыми луговой растительностью.

Подобные спорово-пыльцевые спектры среднего–позднего плиоцена находили в аносовской свите Хамар-Дабана, в выделявшейся прежде чикойской свите долины р. Селенга [Белова, 1975, 1985]. Близок он и палинокомплексу среднего–позднего плиоцена манзурской свиты Прибайкалья [Логачев и др., 1964; Белова, 1985]. В разрезах Клочневской мульды Итанцинской впадины (с. Клочнево, разрезы I и II), в 2 км южнее д. Клочнево (разрез II), из красноцветных образований получены спорово-пыльцевые спектры, датированные первой половиной позднего плиоцена. Доминирует пыльца *Artemisia* sp., субдоминирует – *Pinus sylvestris, Betula* sect. *Costatae, B.* sect. *Albae*, сопутствует – *Ulmus* sp., *Tilia* sp., *Quercus* sp., *Corylus* sp., Poaceae, Compositae, Chenopodiaceae. Отложения коррелировали "с нижним почвенным горизонтом в Харанцинском разрезе Байкальской провинции" [Белова, 1985, с. 59]. Несколько отличные спорово-пыльцевые спектры получены из красновато-бурой толщи в 0,3 км южнее д. Клочнево (разрез I). При общих доминантах и субдоминантах Chenopodiaceae, Ranunculaceae, Cruciferae, Poaceae в сопутствующих присутствуют *Alnus, Corylus* sp., *Quercus* sp., *Ilex* sp., *Pinus sylvestris* L. Состав спектров позволяет сделать вывод о прогрессирующем остепнении района, вызванном дальнейшим иссушением климата (подтокское время) [Белова, 1985]. Палинофлора сопоставляется с подпуск-лебяжьинской палинофлорой Западной Сибири [Волкова и др., 1986].

Палиноспектры позднего плиоцена–эоплейстоцена из чининской свиты. В спорово-пыльцевых спектрах из отложений чининской свиты Талойской впадины преобладает пыльца древесных растений (более 60 %). Вверх по разрезу отмечено постепенное увеличение содержания пыльцы ели, пихты, лиственницы, березы. В нижней, средней и отчасти верхней частях разреза присутствует пыльца тсуги, дуба, липы, бука, лещины. Содержания пыльцы травянистых и кустарничковых растений колеблются в пределах от 10 до 20 %. В целом "спектр отражает существование лесных формаций на протяжении всего периода формирования песчано-илистой толщи" [Ендрихинский, 1969, с. 78].

Приведенные "лесные" спорово-пыльцевые спектры, по В.А. Беловой [1985], приближаются к палинокомплексу выделенного ею "третьего подэтапа" второй половины позднего плиоцена (раннеангинское время). Вероятен и раннеэоплейстоценовый возраст приведенных спорово-пыльцевых спектров (но не позднеэоплейстоценовый, как считает А.С. Ендрихинский).

В опубликованных работах 1980–1990-х годов приводятся данные о спорово-пыльцевых спектрах, полученных из охристых и сероцветных отложений южной и центральной частей Витимского плоскогорья (Еравнинская депрессия, Холой-Романовская, Джилиндинская впадины). Возраст спектров, по С.Н. Сябряй [Дехтярева и др., 1970], В.А. Беловой [1975, 1985; Белова, Ендрихинский, 1980], плиоценовый или средне-позднеплиоценовый.

Из отложений чининской свиты в стратотипической местности (Верхнечининская впадина) имеются спорово-пыльцевые спектры, установленные еще в 1960–1970-х годах Н.А. Болховитиной

[Мирчинк, 1960, 1961], З.В. Федоровой с соавт. [1968]. По данным этих исследователей, свита сформировалась в течение плиоцена – среднего эоплейстоцена [Ендрихинский, 1969] или позднего плиоцена–среднего эоплейстоцена [Нагорья..., 1974]. По В.М. Климановой и Т.З. Заорской, спорово-пыльцевые спектры отложений чининской свиты "характеризуют флористические ассоциации первой половины эоплейстоцена" (ныне позднего плиоцена) [Базаров и др., 1976а]. По результатам палинологических исследований В.А. Белóва датирует красноцветные коры выветривания и красноцветные делювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения низов чининской свиты средним плиоценом [Белова, Ендрихинский, 1980]. Отложения верхней части чининской свиты она синхронизирует с верхнеплиоценовыми чикойскими [Белова, 1985].

Таким образом, по данным палинологического анализа [Белова, 1975, 1985; Белова, Ендрихинский, 1980; Базаров, 1986] чининская свита имеет средне-позднеплиоценовый возраст. Красноцветные образования исследованы в районе устья р. Шербахта (левый приток р. Витим) под лавовым покровом, а также в низовьях рек Холой и Джилинда (Амалатская). В спорово-пыльцевых спектрах доминирует пыльца *Pinus sylvestris* L., *Betula* sect. *Costatae* с субдоминированием пыльцы *Betula* sect. *Albae*, сопутствием пыльцы *Pinus* sect. *Strobus, Quercus, Acer, Ilex, Ulmus*, Poaceae и прочего разнотравья.

Подобные спорово-пыльцевые спектры выделены В.А. Беловой [1985] из нижней части чининской свиты в междуречье Аталанги и Джилинды (Витимской). Галечники и аллювиальные пески верхней части чининской свиты в древних долинах бассейнов рек Чина, Витим, Ципикан и в низовьях Ципы палинологически не охарактеризованы.

Палинологические данные указывают на постепенное изменение климата в плиоцене в сторону похолодания и иссушения (от елово-сосново-березовых лесов к лесостепям, саваннам и степям). В конце плиоцена–начале эоплейстоцена, возможно, преобладала лесная растительность бореального типа.

4.3.6. Палиноспектры плейстоцена

Богатые спорово-пыльцевые спектры выделены из межбазальтовой песчаной линзы наиболее молодого "долинного" пакета, вскрытого скважинами 4659 (глубина 30 м) и 522 (глубина 33–32 м). По результатам K-Ar датирования линза сформировалась ближе к концу эоплейстоцена ~0,9 млн лет назад. Резко преобладала пыльца покрытосеменных (78 %) *Salix* sp., *Betula* sp., *Alnus* sp. и др. с подчиненным количеством голосеменных (13,8 %) *Abies* sp., *Tsuga* sp., *Picea* sp., *Pinus* s/g *Haploxilon, Pinus* sp. и спор (8,2 %) *Sphagnum* sp., *Licopodium* sp., Polypodiceae, *Botrichium* sp. [Рассказов и др., 2001]. В спорово-пыльцевом спектре, выделенном из осадков из шурфа, пройденного у вулкана Кандидушка, преобладает пыльца трав (84 %) с подчиненным количеством пыльцы древесных (6 %) и спор (10 %) (определения В.А. Мишариной). Растительность, охарактеризованная спектром, свидетельствует о более сухих климатических условиях.

4.4. Диатомовые водоросли

В верхнеиренгинской подсвите среднего–позднего эоцена Еравнинской депрессии диатомовые водоросли изучались в осадках из разрезов скважин 84 и 104. В первой скважине (глубина 90,5 м) определена форма *Fragilaria brevistriata*, а во второй (глубина 68,5 м) – *Aulacoseira distans* (пробы Э.П. Периновой и др.). По своему генезису встреченные виды диатомей – широко распространенные обитатели пелагиали и литорали пресноводных озер (в том числе и современных). Эти единичные виды в отложениях Еравнинской впадины не показательны для возрастных корреляций.

В неогеновых отложениях Амалатского плато изучены диатомовые водоросли из более 200 образцов, отобранных в трех магистральных палеодолинах: Хойготской (участки Бурульзай, Мухал, Экзар и Антасе), Аталангинской (участок Намару) и Амалатской (участки Количикан, Вершинный,

Таблица 4.2

Характерные комплексы диатомей в неогеновых отложениях Витимского плоскогорья

Видовые и внутривидовые таксоны	Ранний–средний миоцен		Средний миоцен									Средний–поздний миоцен							
			Скважины																
	Скв. 2		4053			4119		4124		4434		4169		4170			4387		
	87-89*	75	219	216	207	195	189	130	126	292	289	246	237	252	237	233	244	238	230
Stephanodiscus dzhilindus Churs.				2		2	1				1								
St. flabellatus Churs. et Log.																			
St. rotula (Kütz.) Hendey																			
Cyclostephanos omarensis (Kuptz.) Churs. et Log. var. *sibiricus*																			
Concentrodiscus variabilis Churs. et Tschern.			6	5															
Ellerbeckia arenaria var. *teres* (Brun.) Grawf.				1				1			1				1		1	1	
E. kochii (Pant.) Moiss. et var. *antiqua* Churs	1	1				1	1	1	1			2						1	
Melosira undulata (Ehr.) Kütz. var. *undulata*	2	1			1		2	2	1	1	1	3	1		1		1	1	
M. undulata var. *normannii* Arn.				1		1								1					1
Aulacoseira baicalensis (Wisl.) Simon.	5	5	2	1	5	1	5	6	1									1	
A. aff. *canadensis* (Hust) Simon.										4	2								
A. distans var. *alpigena* (Grun.) Simon.	2	4															4		
A. distans var. *lirata* (Ehr.) Simon.			2	1		4	2		1			1	1				2		
A. italica (Kütz.) Simon.								1	1				1	1	1	1		1	
A. praegranulata (Jouse) Simon. var. *praegranulata* et f. *curvata*	3	6				1				3					2	4			
A. praegranulata var. *praeislandica* (Jouse) Moiss. f. *praeislandica*	4	4	2	1	4		1	1		3		5	6	6		6		6	6
A. praegranulata var. *praeislandica* (Jouse) Moiss. f. *curvata*			2	1						6		4	5	1	6	4	4	6	5
A. aff. *robusta* Churs.															1				2
Pseudoaulacosira moisseeviae (Lupik.) Lupik. et Churs.												2	2			2			
Alveolophora areolata (Moiss.) Moiss.			4	3	1	2	2	4	4	3	3						2		3
A. jouseana (Moiss.) Moiss.	6	5	6	6	5	6	6	6	6				2		2			1	
A. tscheremissinovae Churs.						4	2			3		3		4	3	4	1		

Lobodiscus sibiricus (Tscher.) Lupik. et Churs.					2		1	1	3			4	3			3				
Actinocyclus gorbunovii (Sheshuk.) Moiss. et Sheshuk.	4	4			3				2			2	4	3	1	2		1	1	
A. krasskei Bradbury et Krebs.	1	2			4		1		2	1	1		4	2			3	1	4	
A. tubulosus Churs.					5									5		1		5	5	
A. aff. *tunkaensis* Churs.			1	2	1	5	6	3	6				2		2					
Fragilaria bicapitata A. Mayer var. *bicapitata*												1	1	1	1		1			
Fr. bicapitata var. *lineolata* Moiss.														1		1				
Fr. construens (Ehr.) Grun. et var.				1			1					2		2	1			1		
Fr. miocenica Jouse												1				1		1		
Fr. pinnata Ehr.						1	1		1					1	1					
Tabellaria fenestrata (Lyngb.) Kütz.		1											1						1	
T. flocculosa (Lyngb.) Kütz.								1				1	1		1				1	
Tetracyclus celatom Okuno							3													
T. ellipticus (Ehr.) Grun., круг форм	1	2	3	2	3	3	4	3	2	1	3	4	4	2	2	2	3	1		
T. emarginatus (Ehr.) W. Sm.							1	3												
T. floriformis Tscher.							1													
T. lacustris Ralfs. et var.		2	1	1	3	2	2	3	1	1	1	5	5	3	2	2	4	1	3	
Navicula jentzschii Grun.							1	1	1											
N. scutelloides W. Sm.		1							1	1	3									
N. woronichinii Jasnitsky									1	1	3									
Pinnularia borealis Ehr.										1										
P. viridis (Nitzsch.) Ehr. et var.													1							
Cocconeis placentula var. *euglypta* (Ehr.) Cl.																				
Eunotia japonica Pant.															1	1				
E. monodon var. *tropica* Hust.														1						
E. polyglyphoides Sheshuk.		1	1	1	1	2	1	2	1	1	1	3	3	1	1	1	1	1	1	
E. praerupta Ehr. et var.																				
E. veneris var. *nipponica* Skv.																1				
Actinella brasiliensis Grun.												1	1	1			1	1		
Cymbella cistula (Hemp.) Grun.							1					1	1		1	1	1	1		
C. sinuata Greg.										1			1	1	1			1		
C. ventricosa Kütz.		1					1	1					1	1	1	1				
Gomphonema lingulatum Hust.					1		2	1	1	1	1		1	2	1	1	3	1		

Окончание табл. 4.2

Видовые и внутривидовые таксоны	Ранний–средний миоцен		Средний миоцен									Средний–поздний миоцен							
	Скважины																		
	Скв. 2		4053			4119		4124		4434		4169		4170			4387		
	87-89*	75	219	216	207	195	189	130	126	292	289	246	237	252	237	233	244	238	230
Stephanodiscus dzhilindus Churs.				2		2	1				1								
St. flabellatus Churs. et Log.																			
St. rotula (Kütz.) Hendey																			
Cyclostephanos omarensis (Kuptz.) Churs. et Log. var. *sibiricus*																			
Concentrodiscus variabilis Churs. et Tschern.			6	5															
Ellerbeckia arenaria var. *teres* (Brun.) Grawf.				1				1			1				1		1	1	
E. kochii (Pant.) Moiss. et var. *antiqua* Churs	1	1				1	1	1	1			2						1	
Melosira undulata (Ehr.) Kütz. var. *undulata*	2	1			1		2	2	1	1	1	3	1		1		1	1	
M. undulata var. *normannii* Arn.				1		1								1					1
Aulacoseira baicalensis (Wisl.) Simon.	5	5	2	1	5	1	5	6	1									1	
A. aff. *canadensis* (Hust) Simon.										4	2								
A. distans var. *alpigena* (Grun.) Simon.	2	4															4		
A. distans var. *lirata* (Ehr.) Simon.			2	1		4	2		1			1	1				2		
A. italica (Kütz.) Simon.								1	1				1	1	1	1		1	
A. praegranulata (Jouse) Simon. var. *praegranulata* et f. *curvata*	3	6				1				3					2	4			
A. praegranulata var. *praeislandica* (Jouse) Moiss. f. *praeislandica*	4	4	2	1	4		1	1		3		5	6	6		6		6	6
A. praegranulata var. *praeislandica* (Jouse) Moiss. f. *curvata*			2	1						6		4	5	1	6	4	4	6	5
A. aff. *robusta* Churs.															1				2
Pseudoaulacosira moisseeviae (Lupik.) Lupik. et Churs.												2	2			2			
Alveolophora areolata (Moiss.) Moiss.			4	3	1	2	2	4	4	3	3						2		3
A. jouseana (Moiss.) Moiss.	6	5	6	6	5	6	6	6	6				2		2			1	
A. tscheremissinovae Churs.						4	2			3		3		4	3	4	1		
Lobodiscus sibiricus (Tscher.) Lupik. et Churs.					2		1	1	3			4	3			3			

Actinocyclus gorbunovii (Sheshuk.) Moiss. et Sheshuk.	4	1	2	3	5	4	4	1	2	6		6		1		4			
A. krasskei Bradbury et Krebs.		2	3	3	1	5	3	3	4	3		2							
A. tubulosus Churs.				5			6					1							
A. aff. *tunkaensis* Churs.	6	5	6	4		3	1			2									
Fragilaria bicapitata A. Mayer var. *bicapitata*	1				1				1				4		1				
Fr. bicapitata var. *lineolata* Moiss.													3						
Fr. construens (Ehr.) Grun. et var.						1		2					1	6	2	1	1	3	
Fr. miocenica Jouse	1			1															
Fr. pinnata Ehr.													4		1	3	2	3	
Tabellaria fenestrata (Lyngb.) Kütz.		1					1		1		1						2	3	
T. flocculosa (Lyngb.) Kütz.		1	1			1	1				1						1	3	
Tetracyclus celatom Okuno																			
T. ellipticus (Ehr.) Grun., круг форм	3	3	2	1	2	2		1	1	1	1	1				1			
T. emarginatus (Ehr.) W. Sm.																	1	3	
T. floriformis Tscher.																			
T. lacustris Ralfs. et var.	2	3	4	1	3	4	1	3	3	3	1	2		1	2	1	1	1	
Navicula jentzschii Grun.																			
N. scutelloides W. Sm.											1		1						
N. woronichinii Jasnitsky											1		1						
Pinnularia borealis Ehr.																			
P. viridis (Nitzsch.) Ehr. et var.			1											1					
Cocconeis placentula var. *euglypta* (Ehr.) Cl.																	1	3	
Eunotia japonica Pant.		1			1	1					1								
E. monodon var. *tropica* Hust.					1														
E. polyglyphoides Sheshuk.	4	1	1	1	1	2	1	3	3	1	1	1	1		1	1			
E. praerupta Ehr. et var.									1					1			1		
E. veneris var. *nipponica* Skv.											1								
Actinella brasiliensis Grun.						1													
Cymbella cistula (Hemp.) Grun.											1								
C. sinuata Greg.		1	1		1			1			1		1		1	1			
C. ventricosa Kütz.	1	1	1					1								1		2	
Gomphonema lingulatum Hust.	1			1	1	1		1	2				4		1				

Примечание. Оценки обилия: 1 – единично (до 10 экз. в препарате); 2 – редко (10–15 экз. в препарате); 3 – нередко (20–30 экз. в препарате); 4 – часто (1–2 экз. в каждом ряду покровного стекла); 5 – очень часто (несколько экземпляров в каждом ряду покровного стекла); 6 – в массе (несколько экземпляров в каждом поле зрения препарата) [Диатомовые водоросли…, 1974]. Скважина 2 (р. Джилинда (Витимская)) – по А.И. Моисеевой [1984].

* Глубина, м.

Южный, Хиагда и Мулиха) (см. рис. 4.7 [Рассказов и др., 2000а; вулканические центры – те же участки] и рис. 3.1). Выявлено около 300 видов, разновидностей и форм диатомей. Исследование направлено на выявление видового состава и характерных комплексов диатомей для определения времени и условий осадконакопления. Характерные комплексы приведены в табл. 4.2.

4.4.1. Средний и поздний миоцен: комплексы верхнеджилиндинской подсвиты

В Джилиндинской впадине (Хойготская магистральная палеодолина) диатомеи изучены в серии образцов стратотипа из скв. 2 [Моисеева, 1984]. Интервал 87–89 м представлен диатомитом, насыщенным створками диатомовых водорослей хорошей сохранности. Комплекс диатомей состоит из 15 пресноводных форм, среди которых очень высокой степени обилия достигают планктонные виды *Alveolophora jouseana* и *Aulacoseira baicalensis*. Створки первого из них играют породообразующую роль. Довольно высокие количественные оценки в составе комплекса имеют также планктонные вымершие виды *Aulacoseira praegranulata* var. *praeislandica* и *Actinocyclus gorbunovii.* Остальные диатомеи комплекса отмечены лишь единичными экземплярами.

Занимающий господствующее положение вымерший вид *Alveolophora jouseana* первоначально охарактеризован в качестве руководящего для вулканогенно-осадочных пород кизинской свиты Приморья, отнесенных к нижнему–среднему миоцену [Моисеева, 1971]. С максимальными оценками обилия этот вид был определен Е.А. Черемисиновой [Ендрихинский, Черемисинова, 1970] на Витимском плоскогорье. Позднее он был найден в средне-верхнемиоценовых отложениях джилиндинской свиты в Хойготской палеодолине Витимского плоскогорья в районе оз. Мухал [Резанов и др., 1986], в отложениях волчинской толщи по побережью Анадырского залива на Чукотке, Нижнеколымском прогибе [Моисеева, 1995] и в континентальных нижне-среднемиоценовых отложениях абросимовской свиты Западно-Сибирской низменности [Диатомовые водоросли..., 1974]. С невысоким содержанием *Alveolophora jouseana* входит в состав средне-позднемиоценового диатомового комплекса р. Маймакан на побережье Чижигинской губы Северного Приохотья [Невретдинова, 1982]. Субдоминантные виды комплекса *Aulacoseira praegranulata* et var. и *Actinocyclus gorbunovii* наиболее характерны для озерных отложений позднего миоцена, но первый из них продолжал развиваться, хотя и менее интенсивно, во флоре диатомей раннего плиоцена.

Интересна находка в составе флоры средне-верхнемиоценовой джилиндинской свиты Амалатского плато в большом количестве *Aulacoseira baicalensis*. Этот редкий по своему распространению типично планктонный вид и ныне обитает в оз. Байкал. По результатам комплексных исследований для *A. baicalensis* определен возраст 122 тыс. лет [Хурсевич и др., 2001]. В ископаемом состоянии он отмечался с плиоценового времени [Черемисинова, 1973; Диатомовые водоросли..., 1974]. В сочетании с другими палеонтологическими данными вид *A. baicalensis* выявлен в верхнемиоценовых отложениях Тункинской долины [Попова и др., 1989]. Этот вид характерен также для миоценовых отложений танхойской свиты Прибайкалья и джилиндинской свиты Витимского плоскогорья [Ендрихинский, Черемисинова, 1970; Черемисинова, 1973; Резанов и др., 1986; Черняева и др., 2000, 2007]. Появились указания и на отсутствие *A. baicalensis* в верхнемиоценовых отложениях Тункинской впадины [Лихошвай, 2004]. Для уточнения временного распространения этого вида в Прибайкалье и Забайкалье необходимы дальнейшие детальные исследования ископаемой диатомовой флоры.

Характерными видами для озер миоцена являются отмеченные в комплексе единичными экземплярами *Actinocyclus krasskei* и *Tetracyclus ellipticus* var. *lancea* f. *subrostrata.*

На глубине 75 м в скв. 2 содержится подобный комплекс диатомей, особенно в отношении доминантных и субдоминантных форм, но несколько более разнообразный в систематическом отношении (определено 22 видовых и внутривидовых таксона).

На участке Мухал (Хойготская магистральная палеодолина) диатомовые водоросли встречены в разрезе опорной скв. 82 в интервале 160,3–215,0 м. Этот интервал характеризует озерные отложе-

ния, переслаивающиеся с базальтовыми лавами, имеющими калий-аргоновые датировки конца среднего миоцена (12,3 ± 0,8 млн лет) и первой половины позднего миоцена (10,8–9,5 млн лет) [Рассказов, Батырмурзаев, 1985; Рассказов, 1993]. Выявлены 24 вида и разновидности диатомей, среди которых доминируют вымершие к настоящему времени планктонные формы родов *Aulacoseira, Alveolophora* и *Actinocyclus.* Это – *Aulacoseira praegranulata* var. *praegranulata* et var. *praeislandica, Alveolophora jouseana, Actinocyclus krasskei.* В целом они преобладают и количественно, хотя встречены с различными оценками обилия. Главенствующая роль планктонных видов характерна и для глубоких современных водоемов. Максимальной степенью обилия выделяется вид *Alveolophora jouseana* на глубинах 160,3–161,0, 168,0, 183,8 и 184,0–189,0 м, где она является породообразующей. Ниже по разрезу скважины численность этого вида уменьшается до единичных створок. Кроме указанных диатомей, на отдельных интервалах глубин с различной степенью обилия встречены характерные для неогена *Pseudoaulacosira moisseeviae, Melosira undulata, Eunotia polyglyphoides,* а также в большинстве своем вымершие во второй половине неогена виды рода *Tetracyclus.* В составе комплекса с достаточно высоким обилием отмечена *Aulacoseira baicalensis.*

Выделенный комплекс диатомей, особенно по наличию массового вида *Alveolophora jouseana,* хорошо сопоставляется с комплексом из кизинской свиты Приморья, формирование которого отнесено к раннему–среднему миоцену [Моисеева, 1971, 1995; Моисеева, Царько, 1990]. В то же время при сравнении выделенного нами комплекса с таковым из угленосной свиты Тункинской впадины, отнесенным к среднему–позднему миоцену [Черемисинова, 1973], обнаруживается много общих видов среди родов *Aulacoseira, Actinocyclus* и *Tetracyclus.* Существенным отличием их является отсутствие в отложениях Тункинской впадины характерного вышеупомянутого вида *Alveolophora jouseana.* Сопоставляя эти данные и учитывая общий видовой состав диатомей, можно предположить, что осадочная толща, вмещающая диатомеи, формировалась в Джилиндинской впадине во второй половине среднего миоцена и первой половине позднего миоцена.

На участке Экзар (Хойготская магистральная палеодолина) разрезы по скважинам 4053 (глубины 219, 216, 207 м), 4119 (глубины 195, 189 м), 4124 (глубины 130, 126 м) и 3696 (глубина 264–235 м) характеризуются однотипным составом – более чем 50 видами и внутривидовыми таксонами пресноводной диатомовой флоры. Среди них доминируют планктонные виды *Alveolophora areolata, A.* aff. *tscheremissinovae, A. jouseana, Aulacoseira baicalensis, Actinocyclus tunkaensis, A. krasskei* и виды литорального рода *Tetracyclus.* Все остальные формы диатомей, выявленные на участке Экзар, имеют более низкие оценки обилия (см. табл. 4.2).

Занимающий господствующее положение в комплексе вымерший вид *Alveolophora areolata* впервые был выделен из верхнемиоценовых отложений усть-суйфунской свиты Приморья [Моисеева, 1971], но при дальнейших исследованиях оказался наиболее характерным для отложений среднемиоценовой верхнепавловской подсвиты Юго-Западного Приморья, а также джилиндинской свиты Западного Забайкалья и среднемиоценовой стадухинской свиты Северо-Востока России [Моисеева, 1995]. Отмечен этот вид и в отложениях первой половины среднего миоцена на территории Беларуси [Палеогеография..., 2002]. Примерно такое же стратиграфическое распространение имеет *Actinocyclus krasskei* и недавно выделенный из круга форм *A. gorbunovii–A. tunkaensis* [Khursevich, 1994]. Оба вида встречены в исследованных отложениях, в частности, на участке Экзар, также с высокой оценкой обилия.

Анализ экологического состава выявленного комплекса свидетельствует о господстве в нем планктонных видов из родов *Alveolophora, Aulacoseira, Actinocyclus* при незначительном количественном развитии бентосных и эпифитных форм. Подобный состав диатомей указывает на формирование осадков в условиях глубоководного (ультраглубоководного) [Попова и др., 1989] озерного бассейна с обширной зоной пелагиали, с низкой температурой воды, так как *A. baicalensis,* как известно, имеет свой оптимум развития ранней весной (еще подо льдом) и осенью, когда температура воды находится в пределах нескольких градусов или близка к нулю.

Массовое развитие в составе диатомей нескольких планктонных видов при низких оценках обилия остальных таксонов, а также широкое развитие диатомей рода *Tetracyclus* и других стенотермных холодноводных видов указывают на горный североальпийский характер древнего озера и высокую степень его олиготрофности.

Преобладание в доминирующем комплексе большинства вымерших видов *Alveolophora, Actinocyclus, Tetracyclus* и др. и наличие ряда сопутствующих форм, широко известных в миоценовых комплексах диатомей Дальнего Востока, Прибайкалья, Забайкалья, Северо-Востока и Камчатки, позволяют относить исследованные отложения на участке Экзар ко второй половине среднего миоцена (возможно, к концу среднего–началу позднего миоцена).

На участке Антасе (Хойготская магистральная палеодолина) из разреза скв. 4434 (глубины 292 и 289 м) определено более 30 таксонов пресноводных диатомей. Доминируют планктонные виды. Наивысшей оценкой обилия характеризуется единственный вид *Aulacoseira praegranulata* var. *praeislandica* f. *curvata*. Другие планктонные виды *Alveolophora areolata, A.* aff. *tscheremissinovae, Aulacoseira* aff. *canadensis* встречены в меньшем количестве. Диатомеи литорали присутствуют единичными створками.

По составу диатомей можно предполагать, что осадконакопление на глубине 292 м проходило в олиготрофном водоеме средних глубин. Выше, на глубине 289 м, происходит обеднение видового состава и снижение количественных оценок доминирующих видов, что может свидетельствовать о некотором обмелении водоема. По составу доминирующего комплекса, в котором превалируют вымершие виды, осадконакопление проходило во второй половине среднего миоцена (возможно, в конце среднего–начале позднего миоцена).

На участке Намару (Аталангинская магистральная палеодолина) в скв. 4244 осадочные отложения содержат комплекс диатомей, в котором доминируют вымершие пресноводные планктонные виды *Aulacoseira praegranulata* и *Ellerbeckia* aff. *kochii*. С оценкой обилия "нередко" отмечена *Aulacoseira* sp., которая по типу структуры створок близка виду *A. canadensis*, широко распространенному в основном в континентальных нижне-среднемиоценовых отложениях восточного склона Сихотэ-Алиня и Пенжинской губы. Редкие находки его отмечаются и в миоценовых отложениях Прибайкалья и Забайкалья. Из-за плохой сохранности створок многие виды из пресноводных литоральных родов *Fragilaria, Eunotia, Achnanthes* и др. отмечены со знаком открытой номенклатуры. Общий характер комплекса диатомей позволяет сделать вывод только об их принадлежности к миоцену. Палеолимнологическое развитие Аталангинской магистральной палеодолины было связано с развитием Хойготской магистральной палеодолины. Соединение долин установлено бурением между участками Экзар и Антасе (см. рис. 1.2).

На участке Количикан (Амалатская магистральная палеодолина) скв. 4217 (глубина 237 м) вскрыты подбазальтовые озерные отложения с представительным комплексом диатомей [Рассказов и др., 2000а, рис. 5.18]. В них определено 28 таксонов диатомей, из которых шесть не существуют в настоящее время. Доминируют вымершие планктонные *Actinocyclus gorbunovii, A. krasskei,* имеющие высокие оценки обилия. Первый из них наиболее характерен для флоры второй половины среднего миоцена и особенно позднего миоцена Дальнего Востока (усть-суйфунская и головинская свиты), Прибайкалья (танхойская свита), Камчатки (эрмановская свита) и некоторых районов Северо-Востока России. Слои с доминирующим видом *Actinocyclus gorbunovii* относятся, по мнению А.И. Моисеевой [1995], к верхнему миоцену, а слои с вымершим видом *Alveolophora jouseana* выделены в биостратиграфическую зону второй половины раннего–начала среднего миоцена. Естественно, что эти виды встречаются нередко и за пределами зон своего массового развития, но с более низкими количественными показателями. При интерпретации данных по диатомовым водорослям с учетом палинологии отложений и K-Ar датировок перемежающихся с ними базальтовых лав мы расширяем временной диапазон зоны с *A. gorbunovii* в рамках второй половины среднего миоцена и позднего миоцена.

Указанным видам сопутствуют виды пра-*Aulacoseira, Tetracyclus* и *Aulacoseira distans* var. *lirata*, но в значительно меньшем количестве. Во флоре диатомей довольно широко представлены холодноводные виды: *Eunotia clevei, Aulacoseira distans* var. *lirata, Cymbella heteropleura,* виды рода *Tetracyclus* и др.

Экологические особенности выявленных диатомей свидетельствуют о формировании осадков в глубоководном (сотни метров [Попова и др., 1989]) горном озере олиготрофного типа. Учитывая состав доминирующего комплекса и высокий процент вымерших видов, можно предполагать, что существование древнего озера и осадконакопление в нем в исследованном интервале проходили в конце среднего миоцена и позднем миоцене.

В разрезе скв. 4167 (глубины 169 и 174 м, та же разведочная линия) видовой состав диатомей в значительной степени идентичен и отличается только оценкой обилия доминирующих видов. К ним относятся *Actinocyclus gorbunovii, Aulacoseira praegranulata* var. *praeislandica* f. *praeislandica* et f. *curvata.* Постоянно присутствуют и являются субдоминантами виды рода *Tetracyclus, Eunotia polyglyphoides, Gomphonema lingulatum.* В обоих интервалах с низкой оценкой обилия присутствуют характерные для миоцена виды: *Actinocyclus krasskei, A. tunkaensis, Pseudoaulacosira moisseeviae, Alveolophora jouseana, Navicula americana.* Наличие во флоре диатомей холодноводных элементов *Eunotia clevei, E. robusta* var. *tetraodon, Aulacoseira distans* var. *lirata, A. italica* var. *valida* характеризует палеоводоем как холодноводный североальпийского типа. Таким образом, осадконакопление проходило в горном водоеме значительных глубин с обширной литоральной зоной. По составу диатомей осадки относятся к среднему–позднему миоцену.

В скв. 4169 (глубина 246–220 м) [Рассказов и др., 2000а, рис. 5.17] выявлено около 50 видов и внутривидовых таксонов с последовательным уменьшением их числа вверх по разрезу. В нижней части интервала (246 м) доминантами являются вымершие виды пра-*Aulacoseira, Lobodiscus sibiricus, Tetracyclus lacustris, T. ellipticus* var. *lancea* f. *subrostrata*; субдоминантами – *Tetracyclus lacustris* var. *elongatus* et var. *strumosus, Alveolophora tscheremissinovae, Aulacoseira italica* var. *valida, Melosira undulata, Eunotia polyglyphoides* и др. Виды рода *Actinocyclus* присутствуют с низкими оценками обилия. Разнообразно, в количестве 40 видов (из 48), представлены литоральные формы диатомей. Озеро, по всей вероятности, было неглубоким (несколько десятков метров), горным. О последнем свидетельствует наличие во флоре ряда холодноводных элементов.

Выше по разрезу, на глубинах 237, 229, 226 и 220 м, сохраняется тот же доминирующий комплекс, но несколько меняется обилие входящих в него видов. Численность видов представителей рода *Actinocyclus* сначала увеличивалась, а затем снижалась до низких оценок обилия. На глубине 220 м *A. gorbunovii* доминирует. Сокращается общее число видов в основном за счет бентосных форм. Во все время осадконакопления не прекращали свой жизненный цикл холодноводные виды. Таким образом, палеоозеро в период накопления данного интервала осадков представляло собой горный водоем средних глубин с хорошо развитой литоральной зоной. Водоем претерпевал некоторые колебания обводненности, что не повлекло резкого изменения видового состава диатомей. В периоды уменьшения обилия доминирующих видов могло быть по ряду причин слабое прижизненное развитие диатомей или увеличившийся терригенный снос.

По составу диатомей и присутствию значительного процента вымерших видов (до 30 %), в том числе среди доминантов, накопление осадков относится к среднему–позднему миоцену.

В скв. 4170 (глубина 252–222 м [Рассказов и др., 2000а, рис. 5.17]) по всему разрезу в составе диатомей превалируют планктонные формы. За исключением верхней части интервала, доминируют одни и те же виды: *Aulacoseira praegranulata* var. *praeislandica* f. *praeislandica* et f. *curvata, Alveolophora tscheremissinovae.* В нижней части интервала к доминантам относится и *Actinocyclus tubulosus*, отмеченный с высокой оценкой обилия. Им сопутствуют виды рода *Tetracyclus*, а на отдельных горизонтах в небольшом, часто минимальном по шкале обилия количестве, присутствуют характерные для миоцена *Actinocyclus tunkaensis, A. gorbunovii, A. krasskei, Alveolophora jouseana,*

Lobodiscus sibiricus, Aulacoseira aff. *robusta, A.* aff. *canadensis.* В интервале 237–228 м этой скважины в составе диатомей отмечается типичная разновидность *A. praegranulata* var. *praegranulata.* Современная ее преемница *Aulacoseira granulata* обитает в основном в мезо- и эвтрофных озерах. Нет оснований предполагать, что экология этого вида сильно отличалась в прошлом. Наряду с планктонными видами в составе диатомей присутствуют с низкими оценками обилия литоральные формы, создавая их большое видовое разнообразие. На всех глубинах отмечается вымерший вид *Eunotia polyglyphoides.*

В верхних слоях интервала происходит резкое уменьшение числа видов (от 40 до 12) и доминантом становится *Actinocyclus gorbunovii*, который встречается в массе. Ему сопутствуют *A. krasskei* и *Aulacoseira praegranulata* var. *praeislandica* f. *praeislandica* et f. *curvata.*

Экологический состав диатомей указывает на формирование вмещающих осадков в водоеме средних глубин, в определенный период испытавшем небольшое эвтрофирование. В заключительную фазу накопления осадков (глубина 222 м), вероятно, произошло резкое изменение параметров древнего водоема: увеличилась глубина, вода стала холоднее по сравнению с предшествующим периодом, резко сократилась литоральная зона, водоем вновь стал олиготрофным.

Исследованная часть разреза, судя по составу диатомей и значительному присутствию вымерших видов (25–37 %), относится ко второй половине среднего миоцена и позднему миоцену.

Скважина 4387 (глубина 244–190 м [Рассказов и др., 2000а, рис. 5.17]) характеризуется количественным преобладанием в нижней части разреза планктонных видов *Aulacoseira praegranulata* var. *praeislandica* f. *curvata, A. distans* var. *alpigena.* По своему местообитанию они могут иногда развиваться в литоральной зоне водоема. Остальные диатомеи (32 таксона) принадлежат к формам дна и обрастаний. Широко, хотя и с низким обилием, отмечены холодноводные элементы *Aulacoseira distans* var. *lirata, A. italica* var. *valida, Melosira undulata* var. *normannii, Ellerbeckia arenaria* var. *teres, Eunotia clevei.*

Учитывая экологические особенности видового состава диатомей, можно предполагать, что сначала палеоводоем имел средние глубины с достаточно низкой температурой воды. Позднее произошло его некоторое углубление и названный вид пра-*Aulacoseira* появился уже в массовом количестве. В доминирующий комплекс входил *Actinocyclus* aff. *tubulosus*, встреченный в массе. В осадках скважины на глубине 230 м произошло заметное обеднение видового состава за счет уменьшения числа литоральных видов. По всей вероятности, произошло некоторое сокращение литоральной зоны. Такой же доминирующий комплекс сохранился и в осадках скважины на глубине 227 м, но уже с массовым участием *Actinocyclus*. Литоральные виды не претерпевали существенного изменения. Они по-прежнему создавали разнообразие в общем составе диатомовой флоры.

При отложении осадков, вскрытых скважиной на глубине 190 м, произошло явное обмеление древнего водоема, так как с высокими оценками обилия, а следовательно, входящими в доминирующий комплекс отмечены литоральные виды *Fragilaria lapponica, Fr. brevistriata, Fr. bicapitata, Fr. bicapitata* var. *lineolata, Gomphonema lingulatum.* Планктонный вид *Aulacoseira praegranulata* var. *praeislandica* по-прежнему входил в доминирующий комплекс, но уже не играл в нем существенной роли.

Особо надо сказать о *Pseudoaulacosira moisseeviae*, встреченной в этом интервале с высоким обилием. Этот вид обнаружен сравнительно недавно Е.Г. Лупикиной и Г.К. Хурсевич [1991б]. Его синонимом является *Melosira* (*Aulacoseira*) *praedistans.* Подобно почти всем *Aulacoseira* он относится к планктонным видам. Но некоторые из них, в том числе *A. distans* (вероятно, и *praedistans*), иногда могут развиваться в литоральной зоне. По-видимому, это относится и к вновь охарактеризованному виду.

Палеоводоем становился мельче и холоднее с некоторыми признаками эвтрофирования, возможно, только у берега, за счет сноса биогенов с окружающего ландшафта, так как общий фон диатомей остается олиготрофным. Кроме *Fragilaria brevistriata* и *Fr. lapponica*, в осадках скважины

(глубина 190 м) отмечена *Aulacoseira granulata*. Все виды известны как обитатели преимущественно эвтрофных водоемов.

Видовой состав диатомей в осадках скважины на глубинах 190 и 244 м весьма близок и отличается только некоторыми чертами: в нижнем интервале нагляднее выражена холодноводность водоема, а в верхнем яснее просматривается эвтрофность. Осадконакопление в охарактеризованном интервале проходило, по всей вероятности, во второй половине среднего миоцена–позднем миоцене. Состав диатомей на глубине 190 м не противоречит и раннеплиоценовому возрасту отложений.

В отложениях, вскрытых скв. 4385 (глубина 225 м), количественно доминируют с наивысшей оценкой обилия *Aulacoseira praegranulata* var. *praeislandica* f. *curvata* и *Actinocyclus gorbunovii*. С заметно меньшим обилием присутствуют *Aulacoseira praegranulata* var. *praeislandica* f. *praeislandica* и *Eunotia polyglyphoides*. Все остальные виды (из 37) встречены от одной до нескольких экземпляров диатомовых створок.

Состав диатомей дает основание предполагать, что их вегетация и захоронение проходили в водоеме средних глубин с большой площадью литорали. Время накопления осадка, предположительно, относится к позднему миоцену (возможно, к началу плиоцена).

В скв. 4168 (глубина 174–165 м) в отложениях обнаружен богатый по составу комплекс пресноводных диатомей. В интервале глубин 174–170 м доминируют *Actinocyclus gorbunovii* и *Aulacoseira distans*. Субдоминантную роль в составе комплекса играют вымершие диатомеи *Aulacoseira praegranulata* var. *praeislandica* и *Tetracyclus ellipticus* var. *lancea*, особенно широко распространенные в средне-позднемиоценовой флоре материковой части Дальнего Востока и Южной Сибири [Моисеева, 1971; Черемисинова, 1973]. В небольшом количестве, но постоянно отмечаются *Melosira undulata, Tetracyclus lacustris, Eunotia veneris* var. *nipponica, Navicula scutelloides, Cymbella sinuata* var. *antiqua* и другие характерные представители неогеновой флоры Приморья, Прибайкалья и Забайкалья. Экологические особенности видов выделенного комплекса свидетельствуют о формировании вмещающих пород в горном олиготрофном озере североальпийского типа.

Осадки на глубине 168 м содержат комплекс диатомей, сходный по составу с вышеописанным, но он отличается худшей сохранностью створок, более низкими оценками обилия планктонных видов из родов *Aulacoseira* и *Actinocyclus* и возрастанием роли литоральных видов из родов *Eunotia* и *Pinnularia*, представителей мелководных слабопроточных пресных водоемов. Такие изменения в составе комплекса, возможно, связаны с небольшим временным обмелением древнего озера, усилением терригенного сноса и с менее благоприятными в целом условиями развития и фоссилизации диатомей.

Осадки на глубине 165 м содержат комплекс диатомей, также однотипный описанному выше, с доминированием тех же планктонных видов из родов *Actinocyclus* и *Aulacoseira*, что свидетельствует о периоде вторичного, более сильного обводнения древнего водоема по сравнению с интервалом времени формирования нижележащих слоев.

Особенности таксономического состава диатомей в целом по разрезу скважины, доминирование в них характерного вида рода *Actinocyclus* и целого ряда форм, свойственных флорам конца среднего и позднего миоцена, позволяют датировать вмещающие породы верхней частью среднего миоцена–поздним миоценом.

В отложениях из скв. 4180 (глубина 238–231 м) комплекс диатомей сходен с рассмотренным ранее комплексом диатомей отложений из скв. 4168 (глубина 174–170 м), однако в нем сильнее проявляется высокое количественное развитие планктонных видов рода *Aulacoseira* при очень небольших оценках обилия представителей остальных родов. Такой состав комплекса свидетельствует о формировании осадков в наиболее глубокой части древнего озера, в период максимальной степени его обводнения. Верхний слой разреза скважины содержит комплекс диатомей плохой сохранности и сильно обедненный по систематическому составу. В нем чаще других видов встречаются *Aulacoseira praegranulata* var. *praeislandica* и *A. distans*, свойственные и нижележащему комплексу.

Общий обедненный состав комплекса и плохая сохранность подавляющего большинства створок диатомей указывают на формирование осадков в условиях начавшегося заметного обмеления древнего водоема и повышенного терригенного сноса.

Комплексы диатомей в исследованных интервалах скважин 4167, 4168, 4169 и 4180 имеют много общих черт. В их составе преобладают идентичные виды, среди которых значительное число вымерших и холодноводных элементов. Вмещающие отложения с содержащимися в них остатками диатомей можно датировать концом среднего миоцена–поздним миоценом.

В отложениях из скв. 4219 на глубине 230 м содержатся обломки диатомовых створок, большей частью неопределимые до вида. Верхняя часть (глубина 225 м) характеризуется богатым комплексом диатомей, близким по составу комплексу из скв. 4168 с доминированием общих для них вымерших видов из родов *Actinocyclus* и *Aulacoseira*. По сходству таксономического состава и экологической принадлежности диатомей вмещающие породы могут рассматриваться как сформировавшиеся на одном возрастном уровне с верхним слоем по скв. 4168 (глубина 165 м) в период наивысшего обводнения древнего олиготрофного озера североальпийского типа в конце среднего миоцена–позднем миоцене.

Скважиной 4185 (глубина 221,8 м) вскрыты осадки с богатым комплексом диатомей и преобладанием планктонных видов рода *Aulacoseira* при низких оценках обилия остальных родов. Комплекс сходен с комплексом диатомей из нижнего интервала по скважинам 4168 (глубины 174–170 м), 4180 и др. и имеет с ними одинаковый возраст. Осадконакопление проходило в глубоководной части древнего олиготрофного озера в конце среднего миоцена–позднем миоцене.

В серии образцов из скв. 4712 (глубина 166–105 м) выявлено 180 видовых и внутривидовых таксонов – представителей диатомовой флоры двух классов: Centrophyceae и Pennatophyceae. Планктонные диатомеи, составляющие около 10 % от общего числа видов, доминируют количественно. Эта группа видов с максимальным обилием включает разнообразные *Aulacoseira*, как древние, вымершие, так и встречающиеся в современных водоемах, а также *Alveolophora* и *Actinocyclus*, не существующие в настоящее время.

Обилие видов и, соответственно, их разнообразие создаются присутствием диатомей, обитающих на дне водоема и в различного рода обрастаниях. Превалируя по числу видов, эти диатомеи имеют низкие количественные показатели. Такое соотношение видов с количественным преобладанием планктонных форм характерно, как правило, для глубоких водоемов, ископаемых и современных.

По разрезу скважины диатомеи указывают на непостоянный характер гидрологического режима палеоводоема. Наблюдаются в основном количественные и в меньшей степени качественные их изменения. Некогда глубоководный водоем (озеро) прошел несколько различных этапов изменения гидрологических параметров и на глубине 110–105 м практически исчез.

Доминирующий комплекс в большой степени идентичен по всей исследованной пачке, изменяются в разной степени только количественная оценка и соотношение видов внутри комплекса. В него входят *Actinocyclus gorbunovii, Aulacoseira praegranulata* var. *praeislandica* f. *praeislandica* et f. *curvata, A. praegranulata* var. *praeangustissima* f. *praeangustissima* et f. *curvata*. Субдоминантные и сопутствующие им виды представлены *Tetracyclus lacustris* с разновидностями, *T. ellipticus* с разновидностями, *Eunotia polyglyphoidės, E. clevei, E. veneris* var. *nipponica, Fragilaria bicapitata, Navicula woronichinii, N. scutelloides, Gomphonema lingulatum* й др.

Учитывая состав диатомовой флоры и ее распределение по разрезу скважины, а также присутствие во флоре диатомей более 14 % вымерших видов, среди которых доминируют *Actinocyclus gorbunovii* и древние, ныне не существующие представители рода *Aulacoseira*, можно предполагать, что существовавшее в прошлом древнее озеро было глубоководным и имело высокую степень обводненности, а осадконакопление в нем проходило в конце среднего и в позднем миоцене. Этот вывод согласуется с K-Ar датировкой базальтовых лав 12,3 ± 0,75 млн лет, полученной для образца с глубины 120 м [Рассказов и др., 2000а].

На участке Хиагда (Амалатская магистральная палеодолина) по разрезам скважин 2917 (глубины 216, 211, 210 и 203 м), 2807 (глубины 217 и 210 м) и 2905 (глубина 196 м) [Рассказов и др., 2000а, рис. 5.21] определены комплексы, в значительной степени идентичные между собой, с высокими количественными оценками большинства входящих в них видов. Иногда эти виды имеют породообразующее значение. Это относится прежде всего к планктонным диатомеям, доминирующим по степени обилия и составляющим характерный комплекс: *Aulacoseira praegranulata* f. *praegranulata* et f. *curvata, A. praegranulata* var. *praeislandica* f. *praeislandica* et f. *curvata, Actinocyclus gorbunovii, A. tunkaensis, A. krasskei, Lobodiscus sibiricus, Pseudoaulacosira moisseeviae, Alveolophora tscheremissinovae*. Им сопутствуют разнообразные виды рода *Tetracyclus*, а также *Tabellaria flocculosa, Fragilaria miocenica* et var. *chankensis, Fr. bicapitata, Eunotia monodon, E. japonica, Gomphonema lingulatum.* В значительном количестве отмечены *Eunotia polyglyphoides, Ellerbeckia kochii* и *E. arenaria* var. *teres*. Общее число выделенных таксонов колеблется от 19 до 50. Генезис их пресноводный. Преобладают планктонные формы, свойственные глубоководной фации палеоводоема.

По разрезу скважин в исследованных интервалах глубин состав и доминирующие комплексы диатомей не менялись. Экологический состав видов, входящих в доминирующий комплекс, характеризует палеоозеро как глубокое, олиготрофное, горное. Присутствие в комплексе характерных видов, среди которых до 40 % вымерших, указывает на их древность и позволяет датировать возраст вмещающих отложений второй половиной среднего и поздним миоценом.

На участке Южный (Амалатская магистральная палеодолина) в скв. 3145 на глубине 183–150 м [Рассказов и др., 2000а, рис. 5.21] выявлена разнообразная по составу и количественно богатая диатомовая флора. Доминирующий комплекс на глубинах 183, 160, 150 м практически идентичен. Составляющие его виды с наивысшей оценкой обилия – *Actinocyclus* aff. *tubulosus, A. gorbunovii, A. krasskei, Lobodiscus sibiricus, Aulacoseira praegranulata* var. *praeislandica* f. *praeislandica* et f. *curvata*. В несколько меньшем количестве присутствуют *Alveolophora tscheremissinovae, A.* aff. *areolata, Melosira undulata, Eunotia polyglyphoides.* Нижние слои содержат более разнообразный видовой состав диатомей, насчитывающий около 40 видов и разновидностей, а верхние слои – 33 и 21 видовых и внутривидовых таксонов диатомей соответственно. Количественная оценка диатомовых водорослей не меняется. Можно предположить, что в палеоводоеме сократилась литоральная зона, что повлекло уменьшение числа бентосных видов.

Выявленный состав диатомей в исследованном интервале указывает на условия глубоководного озера с преобладанием в нем планктонных видов. Развитие и фоссилизация их проходили в конце среднего миоцена–позднем миоцене в период максимальной степени обводнения палеоводоема. Подобный состав диатомей и условия осадконакопления выявлены и по скв. 3146 (глубины 213, 202 м).

На участке Вершинный в осадках из скв. 3138 (глубина 209 м) выявлена небогатая по составу (22 таксона) и количеству диатомовая флора, среди которой количественно доминирует планктонный вид *Aulacoseira praegranulata* var. *praeislandica* f. *curvata.* С меньшей оценкой обилия отмечаются еще два вида – *A. praegranulata* var. *praeislandica* f. *praeislandica* и *A. distans* var. *lirata* f. *lirata.* Все остальные диатомеи, в том числе и планктонные, встречены единичными створками. Сопутствующими видами являются *Tetracyclus lacustris* и *T. ellipticus, Eunotia polyglyphoides.*

Доминирование планктонных видов позволяет предположить, что палеоводоем был средних глубин, имел небольшой объем водной массы для типично планктонных видов *Actinocyclus gorbunovii* и *A. krasskei,* встреченных единичными створками. В литоральной зоне развивались *Melosira undulata* и *Ellerbeckia arenaria* var. *teres* – типичные представители мелководья. Температура воды в озере была невысокой, так как часто встречается стенотермный холодноводный вид *Aulacoseira distans* var. *lirata* и несколько реже северная холодноводная разновидность *A. italica* var. *valida.* По составу диатомей можно предположить, что время формирования осадков относится к концу позднего миоцена (возможно, к плиоцену).

В осадках из скв. 3256 (глубина 210 м) содержится несколько более разнообразный видовой состав диатомей (44 таксона) с теми же доминирующими видами и примерно с такими же количественными оценками обилия по сравнению с предыдущими скважинами. Чаще и разнообразнее отмечаются холодноводные виды. Появляются вариации видов рода *Tetracyclus, Melosira undulata* var. *normannii, Eunotia clevei* и др. Вероятно, палеоозеро было несколько глубже, но условия осадконакопления были близкими, т. е. существовали достаточно низкая температура воды в озере и сравнительно небольшая акватория водного зеркала при глубинах десятки метров. Осадки формировались в условиях горного озера в конце позднего миоцена (возможно, в плиоцене).

Характерные для среднего и верхнего миоцена виды родов *Actinocyclus, Lobodiscus, Alveolophora* встречены в обеих скважинах (3138 и 3256) единичными створками.

На *участке Мулиха–Берея* (Амалатская магистральная палеодолина) в осадках из скв. 4436 (глубина 213–103 м, см. [Рассказов и др., 2000а, рис. 5.16] и [Рассказов и др., 2001, рис. 2]) на глубине 213 м выявлены диатомеи более 40 видов и разновидностей. Большинство из них (25–35 %) не встречаются в современных водоемах. Доминирующий комплекс с высокой степенью обилия включает виды *Actinocyclus gorbunovii, A.* aff. *tubulosus, Aulacoseira praegranulata* var. *praeislandica* f. *curvata.* В значительном количестве отмечены створки *Actinocyclus krasskei, Melosira undulata, M. undulata* var. *normannii, Fragilaria bicapitata, Gomphonema lingulatum,* виды и их вариететы рода *Tetracyclus.* Единичными экземплярами присутствуют пеннатные формы.

На глубинах 211 и 113 м остается тот же доминирующий комплекс, но несколько увеличивается число видов дна и обрастаний. Вид *Actinocyclus krasskei* приобретает доминирующее значение, чаще встречается *Tetracyclus ellipticus* var. *lancea* f. *subrostrata,* появляется *Pseudoaulacosira* aff. *moisseeviae.* На всех горизонтах единичными створками отмечается *Eunotia polyglyphoides.* Увеличение разнообразия видового состава в основном за счет бентосных видов произошло, вероятно, в период роста литоральной зоны. Но, судя по однообразию доминирующих видов, глубина озера в этот период существенно не изменялась, оно оставалось горным водоемом средних глубин олиготрофного типа.

4.4.2. От позднего миоцена к плиоцену: смена комплексов верхнеджилиндинской подсвиты комплексами хойготской толщи

На участке Мулиха–Берея (Амалатская магистральная палеодолина) в отложениях из скв. 4452 (глубина 97 м) выявлено 24 вида и внутривидовых таксона диатомей, из которых 8 являются вымершими. Доминируют планктонные виды с высокими оценками обилия *Actinocyclus gorbunovii, Aulacoseira praegranulata* var. *praeislandica* f. *praeislandica.* Встречена, но в меньшем количестве и другая форма типового вида *Aulacoseira praegranulata* f. *curvata.* Им сопутствуют с минимальной оценкой обилия виды рода *Tetracyclus.* Остальные диатомеи являются обитателями литоральной зоны – дна и обрастаний. Достаточно широко по числу видов представлены холодноводные элементы. Судя по экологии диатомей, осадки накапливались в водоеме средних глубин горного озера. По доминирующему комплексу диатомей можно предполагать, что осадконакопление происходило в позднем миоцене–первой половине плиоцена.

В нижней части разреза скв. 4436 диатомовые водоросли относятся к среднему–позднему миоцену, но на глубине 103 м их видовой состав заметно изменился. Исчезли планктонные виды рода *Actinocyclus.* С довольно высоким обилием доминируют *Aulacoseira praegranulata* var. *praeislandica* и *Alveolophora* aff. *tscheremissinovae.* Появились обитатели холодных вод *Aulacoseira distans* var. *lirata, Ellerbeckia arenaria* var. *teres, Eunotia clevei* и др. Произошло резкое обмеление палеоводоема. Он стал холоднее, хотя у берега, судя по присутствию некоторых *Fragilaria*, он прогревался. Возможно, это были небольшие заливы, где вода, как правило, теплее и, возможно, в них была иная трофность. После окончания вегетации створки диатомей из залива сносились в озеро и захороня-

лись. Так, очевидно, объясняется присутствие в водоеме североальпийского типа видов диатомей, предпочитающих водоемы эвтрофного типа, в частности, *Fragilaria construens* и *Fr. brevistriata*.

Экологическая принадлежность диатомей, входящих в комплексы, свидетельствует о развитии их в условиях горного олиготрофного озера североальпийского типа в различные стадии существования палеоводоема, начиная с конца среднего–позднего миоцена и заканчивая плиоценом, возможно, его первой половиной (глубина 103 м).

В отложениях из скважин 522 и 515 (см. рис. 3.29, см. также рис. 5.16 из [Рассказов и др., 2000а] и [Рассказов и др., 2001, рис. 2]) выявлен довольно богатый качественный состав диатомовых водорослей, содержащий свыше 50 видов и внутривидовых таксонов, представленных створками хорошей сохранности.

В составе комплекса отложений из скв. 522 (глубина 36 м) доминируют *Stephanodiscus flabellatus, Aulacoseira baicalensis, A. distans* var. *alpigena*. Субдоминантными представителями комплекса с оценками обилия "нередко" являются *Ellerbeckia arenaria* var. *teres, Aulacoseira italica* var. *italica, Fragilaria construens, Fr. crotonensis, Opephora martyi* var. *baicalensis, Tabellaria fenestrata, T. flocculosa, Tetracyclus emarginatus, Cocconeis placentula* var. *euglypta*. Остальные виды диатомей встречены единичными экземплярами. Перечисленные характерные формы диатомей свойственны пресноводным озерным флорам, начиная с миоценового времени и доныне, однако наиболее интенсивное их развитие в составе этих флор начинается, по всей вероятности, со второй половины плиоцена. На относительную холодноводность изученного комплекса диатомей указывает присутствие в его составе таких форм, как *Ellerbeckia arenaria* var. *teres, Aulacoseira distans* var. *alpigena, Tetracyclus emarginatus, T. lacustris, Tabellaria flocculosa, Eunotia clevei* var. *baicalensis, Achnanthes lanceolatus* var. *elliptica, Diploneis finnica, Navicula amphibola*. В современной флоре они свойственны, как правило, северным или горным водоемам, преимущественно озерам североальпийского типа. Ряд отмеченных в комплексе видов *Aulacoseira baicalensis, Opephora martyi* var. *baicalensis, Eunotia clevei* var. *baicalensis, Diploneis elliptica* var. *ladogensis, D. finnica, Epithemia hyndmannii* var. *curta* в современной флоре имеют ограниченное географическое распространение. Некоторые из них впервые обнаружены в составе флоры оз. Байкал.

Комплексы, подобные рассмотренному, с преобладанием в составе видов *Stephanodiscus flabellatus, Aulacoseira baicalensis, Ellerbeckia arenaria,* одновременным наличием байкальского элемента и отсутствием, за исключением первого вида, вымерших форм в Байкальской рифтовой зоне неоднократно отмечались в озерных отложениях Тункинской и собственно Байкальской впадинах, на о. Ольхон и юго-восточном побережье оз. Байкал [Черемисинова, 1973; Попова и др., 1989].

В скв. 515 (глубина 44 м) выявлен более бедный (13 таксонов) комплекс диатомей. Абсолютной доминантой являются *Cyclostephanos omarensis* (Küptz.) Churs. et Log. var. *sibiricus*. Остальные виды родов *Stephanodiscus, Tabellaria, Tetracyclus, Fragilaria* и др. отмечены низкими оценками обилия. Анализ диатомей единичного образца не может дать полной уверенности в датировке отложений. По результатам исследований состава диатомей из обеих скважин мы приходим к заключению о накоплении осадочных отложений в плиоцене.

4.5. Вулканические породы: результаты радиоизотопного датирования

Ранне-среднекайнозойские вулканические эпизоды Западного Забайкалья разделены длительными перерывами в вулканизме. Позднекайнозойские эпизоды вулканической деятельности, наоборот, сближены во времени. Тем не менее они различаются, с одной стороны, при анализе особенностей пространственно-временного распределения извержений на вулканических центрах Витимского плоскогорья, а с другой – при рассмотрении характера проявления синхронных вулканических эпизодов в масштабе Байкальской рифтовой системы [Рассказов и др., 2000а]. Имеющиеся радиоизотопные геохронометрические данные сведены в табл. 4.3 и представлены на гистограмме рис. 4.4.

Таблица 4.3

Результаты K-Ar определений возраста кайнозойских вулканических пород Западного Забайкалья

№ п/п	Номер образца	Порода, минерал	Географическая привязка	K, %	$^{40}Ar_р \cdot 10^{-5}$, нмм^3/г	Возд. Ar, %	Возраст, млн лет
			Палеодолина прорыва				
1	Р-597	Гавайит	Салбулинский ВЦ	1,36	21	–	4,0 ± 0,6
			Южная палеодолина				
2	4659/47	Базанит	Береинский ВЦ, разрез Б3	2,03	7,28	95,8	0,92 ± 0,03
3	В12-3	Такой же состав	Там же, вулкан Домбровского	2,30	9,69	97,1	1,08 ± 0,09
4	В3-2А	Анортоклаз*	Там же	3,03	11,0	97	0,89 ± 0,03
5	4633/10	Оливиновый толеит	Береинский ВЦ, разрез Б2	0,90	38,6	70,7	10,6 ± 0,5
				0,90	37,1	75,7	11,0 ± 0,6
6	4657/46	Титанистый базальт	Там же	1,22	64,2	50,8	13,5 ± 0,7
7	519/70	Лейкобазальт	»	0,75	41,64	81,2	14,3 ± 0,7
8	623-15	–	Р. Джилинда (Амалатская), долинный поток	2,19	6,89	82	0,81 ± 0,1
9	307-73	–	Вулкан Якша I	2,53	7,84	78	0,80 ± 0,2
10	303/7	–	Долинный поток, в 1 км ниже устья р. Якша	2,23	12,71	74	1,47 ± 0,1
11	625/5	–	Р. Джилинда, лавы с ксенолитами	2,29	15,68	53	1,76 ± 0,7
12	421-3	–	Потоки в верховьях р. Джилинда	1,63	17,58	54	2,8 ± 0,1
13	371-1	–	Р. Джилинда, пьедестал вулкана Кандидушка	1,22	7,28	85	1,54 ± 0,3
14	371-3	–	Р. Бол. Амалат, в 1 км ниже устья р. Джилинда (Амалатская)	1,45	20,16	42	3,6 ± 0,3
15	370	–	Р. Джилинда (Амалатская) близ устья	1,13	15,12	52	3,4 ± 0,3
16	402-1	–	Р. Амнунда, некк в 2 км от устья, левый борт	1,46	24,08	36	4,2 ± 0,3
17	377-1	–	Поток на р. Бол. Амалат	2,38	50,12	55	5,4 ± 0,2
18	559-27	–	Вулкан к северу от оз. Пилотское	2,40	25,93	54	2,8 ± 0,3
19	4431-7	–	Скважина в верховьях р. Амнунда	1,40	36,18	44	6,6
20	4431-3	–	Там же	1,06	29,96	51	7,2
21	3313-1	–	»	1,01	28,73	61	7,3
22	3313-9	–	»	0,83	24,36	82	7,5
23	4431-11	–	»	0,96	35,45	66	9,5
24	3313-14	–	»	1,10	44,52	83	10,4
25	3313-5	–	»	0,97	39,87	70	10,6
26	316-13	Пикритобазальт	–	1,21	50,4	52	10,7 ± 0,7
27	381-1	–	Р. Тетрах, поток с ксенолитами	0,88	38,64	50	11,3 ± 1,6
28	382-11	–	Там же	1,53	71,68	14	12,0 ± 0,5
29	381-12	–	»	1,53	85,12	60	14,3 ± 1,0
30	379-1	–	Верховья р. Тетрах	0,66	35,28	33	13,7 ± 0,5

31	374-2	Бомбы в туфах	Трасса Романовка–Багдарин	0,58	30,74	58	13,5 ± 2,0
32	375-1	–	Карьер возле рч. Берея	1,45	81,2	18	14,4 ± 0,6
33	374-1	–	Там же	0,58	32,48	55	14,4 ± 2,0
34	384-1	–	Верхнее течение р. Джилинда (Амалатская)	1,34	92,96	14	17,8 ± 1,0
35	4217/74	Фонотефрит	Количиканский ВЦ, разрез К	3,03	40,5	63,2	3,57 ± 0,11
36	2626/15	Гавайит	Количиканский ВЦ, разрез VII	1,27	47,87	69,7	9,6 ± 0,3
37	2626/60	Оливиновый толеит	Там же	0,91	34,4	60,5	9,7 ± 0,3
38	2626/156	Такой же состав	»	1,30	49,61	45,4	9,8 ± 0,3
39	3508/135	»	Верховья пра-Амалата, разрез III-Ю	1,43	65,7	68,1	11,7 ± 0,4
40	3195/81	Базанит	Там же	1,36	49,0	59,2	9,2 ± 0,3
41	4712/120	Такой же состав	Количиканский ВЦ	2,28	109,7	89,0	12,3 ± 0,8
			Северная (Хойготская) палеодолина				
42	4772/105	Гавайит	Сириниктинский ВЦ, разрез С	1,38	23,42	76,0	4,37 ± 0,15
43	82/32	Такой же состав	Мухальский ВЦ, разрез МЯ	1,10	41	–	9,6 ± 0,7
44	82/175	»	Там же	1,02	43	–	10,8 ± 0,8
45	82/237	Базанит	»	1,80	850	–	12,1 ± 2,0
46	82/286	Гавайит	»	1,12	60	–	13,7 ± 1,2
47	Р-587	Базанитовый гавайит	ВЦ Яоле, разрез МЯ	1,2	4,3	–	9,2 ± 1,0
48	4431/59	Такой же состав	Амундинский ВЦ, разрез А	1,08	19,2	92,4	4,16 ± 0,23
49	4563/62	Гавайит	Хойготский ВЦ, разрез Х	0,98	19,2	92,4	5,02 ± 0,25
50	4563/5	Такой же состав	Там же	1,37	15,6	94,3	2,93 ± 0,16
51	4567/46	Базанит	»	1,57	18,5	91,8	3,03 ± 0,14
52	АУ-2	Такой же состав	Малоамалатский ВЦ	1,49	4,86	90,6	0,84 ± 0,12
			Центральная (Аталангинская) палеодолина				
53	3313/108	Оливиновый толеит	ВЦ Намару, разрез Н	1,00	51,3	61	7,34 ± 0,06
54	3313/179	Такой же состав	Там же	0,83	53,4	82	7,55 ± 0,10
55	3313/240	Базанитовый гавайит	»	1,10	79,5	83	10,3 ± 0,5
56	4102/45	Такой же состав	Дыбрынинский ВЦ	2,26	28,5	73,8	3,24 ± 0,11
			Еравнинская депрессия				
57	С-775/20Е	Базальт	Скважина с. Эгита	1,76	387,4	82,0	56 ± 4

Примечание. Измерения выполнены в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН [Рассказов и др., 2000а], в аналитическом центре ОИГГМ СО РАН (№ 8–34, 53–55 [Esin et al., 1995; Ащепков и др., 2003]) и в Дагестанском филиале РАН (№ 1, 46–50 [Рассказов, Батырмурзаев, 1985]). ВЦ – вулканический центр. Прочерк обозначает отсутствие данных в опубликованных работах. Для расчета возраста используются константы: $\lambda_K = 0{,}581 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$; $\lambda_\beta = 4{,}962 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$; $^{40}K = 0{,}01167$ ат.% K. Результаты опубликованных работ пересчитаны в соответствии с приведенными табличными значениями концентраций калия и радиогенного аргона.

* По мегакристаллу анортоклаза определен максимальный возраст.

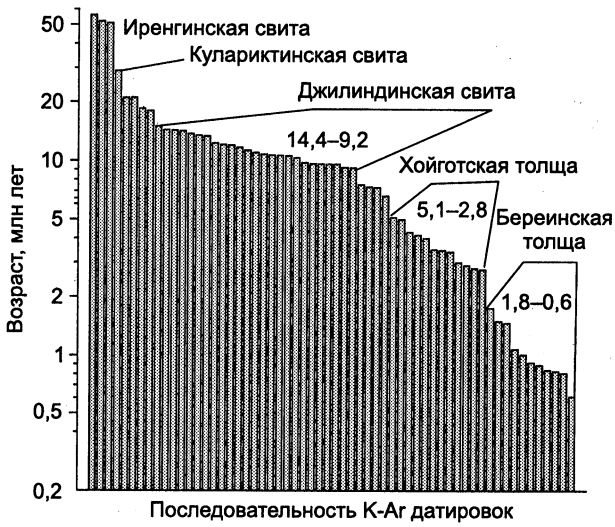


Рис. 4.4. Гистограмма K-Ar ($^{40}Ar/^{39}Ar$) датировок кайнозойских вулканических пород Витимского плоскогорья.

Показаны интервалы датировок стратиграфических подразделений. Четыре датировки интервала 7,55–6,6 млн лет характеризуют локальные извержения вулкана Намару с неясным положением по отношению к джилиндинской свите и хойготской толще. Использовано 60 датировок.

В изученных опорных разрезах пограничных слоев мела и палеогена мохейской свиты Западного Забайкалья вулканические и вулканогенно-осадочные породы отсутствуют. Некоторые опубликованные K-Ar датировки совпадают со стратиграфическим уровнем мохейской свиты. В частности, на этот уровень претендуют нефелиниты, обнаженные в районе селения Комсомольское [Багдасарьян и др., 1981]. Породы имеют стекловатый облик, насыщены дезинтегрированным ксеногенным материалом, поэтому непригодны для датирования в валовом варианте K-Ar метода.

4.5.1. Вулканический эпизод палеоцена (56–51 млн лет назад)

Наиболее ранний вулканический эпизод Западного Забайкалья характеризует калий-аргоновая датировка 56 ± 4 млн лет, полученная для хорошо раскристаллизованных базальтов, ассоциирующих с отложениями иренгинской свиты Еравнинской депрессии [Рассказов и др., 2003] (см. табл. 4.3). Датированный образец С-775/20Е отобран из скважины района с. Эгита. Прежде для вулканических пород из этой же скважины была приведена датировка 78 млн лет [Базаров, 1986], выполненная Г.П. Багдасарьяном. Для нефелинита и базальта той же территории приведены значения K-Ar датировок 53,3 ± 1,6 и 50,6 ± 1,6 млн лет соответственно [Иванов и др., 1995]. Географическая привязка датированных образцов – нижнее течение рч. Поперечная не отвечает каким-либо геологическим обнажениям лав. Этот материал, по-видимому, отбирался из скважин, а датировки упомянуты в более ранней работе И.Н. Резанова [1991]. В пределах погрешности эти датировки сопоставляются с датировкой 56 ± 4 млн лет. Для лав иренгинской свиты из Еравнинской депрессии принимается возрастной интервал 56–51 млн лет.

4.5.2. Вулканический эпизод олигоцена (~29 млн лет назад)

В настоящее время принят возрастной интервал олигоцена 33,9–23,03 млн лет с границей между ранним и поздним олигоценом 28,4 млн лет [Gradstein et al., 2004]. На границу попадает K-Ar датировка 29 ± 2 млн лет, полученная для базальтов Еравнинской депрессии [Ащепков и др., 2003]. Хотя она единична и нуждается в подтверждении дополнительными геохронометрическими данными, этот возраст может быть принят в качестве предварительного указания на существование в Еравнинской депрессии лав олигоценового уровня. Стратиграфическому уровню нижнего олигоцена соответствует лавовый поток долеритовых базальтов, залегающий в куляриктинской свите стратотипической местности северо-западной части Витимского вулканического поля.

4.5.3. Вулканический эпизод раннего миоцена (21–18 млн лет назад)

К раннему миоцену относятся базальты, обнаженные в истоках рч. Хушинда (правого притока р. Джидотой, район д. Телемба). Для них в геохронологической лаборатории Института геологии и

геофизики КАН (Пекин) получены две K-Ar даты около 21 млн лет (результаты измерений предоставлены Е.А. Митрофановым). Лавы этого возраста излились в палеодолине, заполненной базальтами с интервалом среднемеловых K-Ar дат 103–96 млн лет [Рассказов и др., 2003].

Датированные лавы находятся приблизительно в 70 км к югу от южного края Витимского вулканического поля, где получены раннемиоценовые датировки 18,5 и 18 млн лет [Ащепков и др., 2003]. Первая относится к глыбам пикритобазальтов из туфогенно-осадочной толщи, вскрытой карьером на 76-м км дороги Романовка–Багдарин. В более ранней работе И.В. Ащепкова [1991] для этих же пород упоминалась K-Ar дата 26 млн лет. Их бесполевошпатовая основная масса не раскристаллизована. Потери при прокаливании составляют от 4,1 до 6,6 мас.%. Породы отличаются высокой насыщенностью ксеногенным материалом. Получение K-Ar возраста для таких пород проблематично. Датировка 18 млн лет другого образца характеризует лавы верховьев р. Тетрах.

4.5.4. Формирование Амалатского вулканического плато (15–0,6 млн лет назад)

Начальный вулканический эпизод середины миоцена (15,0–13,3 млн лет назад). Средний миоцен принимается в настоящее время в интервале 15,97–11,61 млн лет [Gradstein et al., 2004]. Этот интервал охарактеризован датировками лав Береинского, Количиканского и Мухальского вулканических центров.

Наиболее представительное датирование выполнено для пород Береинского вулканического центра. В интервал среднего миоцена попадают датировки 14,3 ± 0,7 млн лет лейкобазальта из скв. 519, 13,5 ± 0,7 млн лет высокотитанистого базальта из скв. 4657 [Рассказов и др., 2000а], 15 ± 2 и 14,4 ± 0,6 млн лет пород неопределенного состава из карьера на рч. Берея, 14,2 ± 2 млн лет вулканической бомбы из туфов [Ащепков и др., 2003]. По результатам $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования, для образца лейкобазальта из карьера на 76-м км дороги Романовка–Багдарин получен возраст "плато" 13,35 ± 0,17 млн лет (обр. V-12, неопубликованные данные Н. Харрис). Этот возраст меньше всех имеющихся K-Ar датировок пород близкого состава Береинского вулканического центра. Сравнительный анализ результатов датирования показывает, что датировки, полученные традиционным (conventional) методом, нередко слегка превышают цифры $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраста, поэтому не исключено, что часть K-Ar датировок завышена. Истинный возраст пород середины миоцена Береинского центра может составлять не более 14 млн лет. Датировка 13,3 ± 0,4 млн лет приведена также в таблице K-Ar дат для образца, вероятно, отобранного на р. Джилинда (Амалатская) В.Г. Ивановым и др. [1995] в пределах Береинского вулканического центра.

На Количиканском вулканическом центре с датировками лав среднего миоцена Береинского вулканического центра сопоставляется датировка 14,3 ± 1 млн лет пород из потока с ксенолитами р. Тетрах [Ащепков и др., 2003]. Она завышена и сопровождается более молодыми датами пород того же потока 12,0 ± 0,5 и 11,3 ± 1,6 млн лет. Последние две датировки сопоставимы между собой в пределах погрешности измерений и соответствуют началу извержений Количиканского вулканического центра [Рассказов и др., 2000а]. Установленный факт удревнения даты лав р. Тетрах требует дополнительной проверки близкой датировки 14,0 ± 0,5 млн лет лав верховьев этой реки из цитированной работы [Ащепков и др., 2003]. На Мухальском вулканическом центре K-Ar датировка 13,7 ± 1,2 млн лет получена для щелочно-базальтового потока, залегающего в тальвеге глубокой погребенной долины (пересчитанный возраст из работы [Рассказов, Батырмурзаев, 1985]).

Фазы мощных вулканических извержений в конце среднего–первой половине позднего миоцена (12–9 млн лет назад) и в раннем плиоцене– начале позднего плиоцена (5,0–2,8 млн лет назад). Поздний миоцен охватывает интервал 11,61–5,33 млн лет назад, а плиоцен – интервал 5,33–1,81 млн лет назад с рубежом раннего и позднего отделов 3,6 млн лет назад [Gradstein et al., 2004].

В интервале конца среднего и первой половины позднего миоцена датированы породы вулканических центров, сгруппированных вокруг свода Антасе: Береинского, Количиканского, Намару, Мухальского, Яоле и Амундинского [Рассказов и др., 2000а].

Во второй половине позднего миоцена (8–6 млн лет назад) вулканическая деятельность на Амалатском плато ослабла. Временной интервал 7,55–6,6 млн лет назад обозначен только датировками пород Амундинского вулканического центра, приведенными И.В. Ащепковым с соавт. [2003]. Лавовые потоки этого возраста вскрыты скважинами. Они находятся выше лав начала позднего миоцена и перекрыты плиоценовыми лавами [Рассказов и др., 2000а, рис. 5.24, разрез Н]. На других вулканических центрах Амалатского плато лав второй половины позднего миоцена не известно.

Лавы плиоценового интервала 5,0–2,8 млн лет назад датированы на вулканических центрах западного сектора вулканического поля – Дыбрын-Малоамалатской зоны (Хойготском, Яоле, Сириктинском, Намару и Дыбрынинском) и на сопредельных вулканических центрах (Амундинском, Количиканском и Салбулинском) [Там же]. Для Хойготского, Амундинского и Количиканского вулканических центров приведено шесть новых дат [Ащепков и др., 2003].

Заключительные вулканические эпизоды в плейстоцене (1,8–1,5 и 1,1–0,6 млн лет назад). В интервал начала эоплейстоцена 1,8–1,5 млн лет назад попали три датировки лав Береинского вулканического центра, приведенные И.В. Ащепковым с соавт. [2003]. Датировались породы, содержащие ксеногенный материал, поэтому существует вероятность, что проанализированные фракции содержали избыточный аргон и, следовательно, приведенные датировки могут быть завышены. Они нуждаются в уточнении датированием методом $^{40}Ar/^{39}Ar$.

Вулканические породы, датированные интервалом 1,1–0,6 млн лет назад, распространены на вулканах Ингур-Малоамалатской зоны [Рассказов и др., 2000а]. Верхний и нижний рубежи датированного временного диапазона подтверждены $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировками плато: 1,01 ± 0,15 млн лет базанитового потока окрестностей вулкана Якша II и 0,61 ± 0,1 млн лет лав долины рч. Балыкта (обр. V-8 и V-1, неопубликованные определения Н. Харрис). В работе И.В. Ащепкова с соавт. [2003] приведены две датировки этого интервала: одна – 0,81 ± 0,1 млн лет для "долинного потока" р. Джилинда и другая – 0,83 ± 0,2 млн лет для пород вулкана Якша I. Серии датировок группируются в три коротких вулканических эпизода: 1,1–1,0, 0,92–0,81 и ~0,61 млн лет назад.

4.6. Согласование палеонтологических и радиоизотопных данных

Схема корреляции обобщенных колонок разрезов из разных частей Витимского плоскогорья от пограничных слоев мела и палеогена до плейстоцена приведена на рис. 4.5.

Пограничные слои мела–палеогена, представленные мохейской свитой, уверенно датируются кампаном–маастрихтом по остракодам и двустворчатым моллюскам, а также по характерному спорово-пыльцевому комплексу, сходному с комплексом Туркмено-Казахстанской провинции. Вулканические породы и остатки диатомовых водорослей на этом стратиграфическом уровне не выделяются. Нижний рубеж накопления мохейской свиты определяется границей сантона–кампана 83,5 млн лет, а верхний – мел-палеогеновой границей 65,5 млн лет в соответствии с принятой стратиграфической шкалой (здесь и далее приводятся принятые границы [Решения XVI..., 1989] – Постановления МСК [Меловая система..., 1985; Палеогеновая система..., 1998; Неогеновая система..., 1998; Постановление..., 1998; Дополнения..., 2000; Gradstein et al., 2004]). Границы этого интервала могут быть скорректированы новыми палеонтологическими данными либо выявлением вулканических пород мохейского уровня прецизионным радиоизотопным датированием.

Накопление *палеоцен-эоценовой иренгинской свиты* сопровождалось развитием полтавской флоры, представленной ПК I и II. Осадочные отложения переслаиваются с лавами. Имеющиеся K-Ar датировки вулканических пород находятся в интервале 56–51 млн лет ипрского века раннего эоцена (границы века 55,8–48,6 млн лет). Необходимо подтверждение этого интервала датированием вулканических пород методом $^{40}Ar/^{39}Ar$.

Олигоценовый возраст *куляриктинской свиты и ее аналогов* определен по составу спор и пыльцы, отражающему расцвет тургайской флоры (ПК III). В стратотипе этой свиты осадочные отложения

содержат прослой лав. Имеющаяся K-Ar датировка базальтов из Еравнинской депрессии 29 млн лет близка к принятому рубежу между ранним и поздним олигоценом 28,4 млн лет.

Особого внимания заслуживают фрагменты осадочных отложений, содержащие споры и пыльцу климатического пессимума *олигоцен-миоценовой границы* (23,03 млн лет). Седиментационному событию наиболее близко соответствует раннемиоценовая датировка 21 млн лет лав Хушиндинской палеодолины. Другая раннемиоценовая датировка 18 млн лет может сопоставляться с осадками участка Хиагда, содержащими ПК IV.

Начиная со среднего миоцена, в осадочных отложениях Амалатского плато обильно представлена не только палинологическая флора, но и диатомовая. Встречаются отпечатки растений. Палеонтологические данные дополняются радиоизотопными определениями возраста лав, перемежающихся с осадочными отложениями (рис. 4.6).

Нижнеджилиндинская предвулканическая подсвита охарактеризована ПК V и VI. Первый палинокомплекс отражает климатический оптимум рубежа нижнего и среднего миоцена (16,1 млн лет назад), второй относится к осадконакоплению в интервале 16–15 млн лет назад. Диатомовые водоросли во вмещающих осадочных отложениях не встречены.

Верхнеджилиндинская подсвита характеризуется перемежаемостью лав с осадочными отложениями. Палинокомплекс VII выделен из отложений, перемежавшихся с лавами в глубоко эродированном рельефе. Сначала сформировалась базальная грубообломочная терригенная толща. Ее временной интервал – 14–12 млн лет назад не выходит за рамки второй половины среднего миоцена. Палинокомплекс VIII принадлежит осадкам с интервалом K-Ar датировок первой половины позднего миоцена 12–9 млн лет. Часть разреза второй половины позднего миоцена в интервале 9–5 млн лет выпадает из рассмотрения в качестве характеристики палинокомплекса VIII, поскольку радиоизотопными датировками в перемежаемости с осадками не охарактеризована.

Важные результаты получены при изучении диатомовой флоры позднеджилиндинских озер. В Хойготской (Северной) и Амалатской (Южной) магистральных палеодолинах диатомовые заметно отличались по составу.

Характерный диатомовый комплекс установлен в отложениях джилиндинской свиты Хойготской палеодолины на участке Экзар (скв. 4053, глубины 219, 216, 207 м; скв. 4119, глубины 195, 189 м). В него с высокой степенью обилия входят древние вымершие виды родов *Alveolophora, Aulacoseira, Actinocyclus.* Здесь же выявлены новые виды родов *Concentrodiscus*, *Stephanodiscus*, *Lobodiscus* (см. табл. 4.2).

Во всех местонахождениях диатомей Хойготской магистральной палеодолины прослеживается сходство видового состава: характерные вымершие виды *Alveolophora,* древние *Aulacoseira* с разновидностями, виды родов *Actinocyclus*, *Tetracyclus, Eunotia polyglyphoides* и многие другие, хотя доминирующие виды и их количественная оценка различны. Так, среди диатомей из исследованных разрезов джилиндинской свиты участка Экзар (скважины 4053, 4119, 4124, 4434 и др.), подбазальтовых озерных отложений обнажения в долине р. Джилинда (Витимская) и озерных отложений джилиндинской свиты, перемежающихся с лавами в районе оз. Мухал, доминируют *Alveolophora areolata* и *A. jouseana*. По данным А.И. Моисеевой [1995], они характерны для среднего миоцена. Для лавовых прослоев из озерных отложений разреза оз. Мухал получены K-Ar датировки конца среднего миоцена 12,3 ± 0,8 млн лет и первой половины позднего миоцена 10,8–9,5 млн лет. В отложениях Амалатской (Южной) магистральной палеодолины преобладают *Actinocyclus gorbunovii* и пра-*Aulacoseira*. Вмещающие отложения коррелируют по составу спор и пыльцы и K-Ar датировкам лав с отложениями верхнеджилиндинской подсвиты Хойготской палеодолины.

Диатомовый комплекс, предположительно, второй половины среднего–позднего миоцена Амалатской палеодолины определен в озерных отложениях, перемежающихся с лавами Количиканского вулканического центра (скв. 4169, глубины 246, 237 м; скв. 4170, глубины 252, 237, 233, 230–220 м;

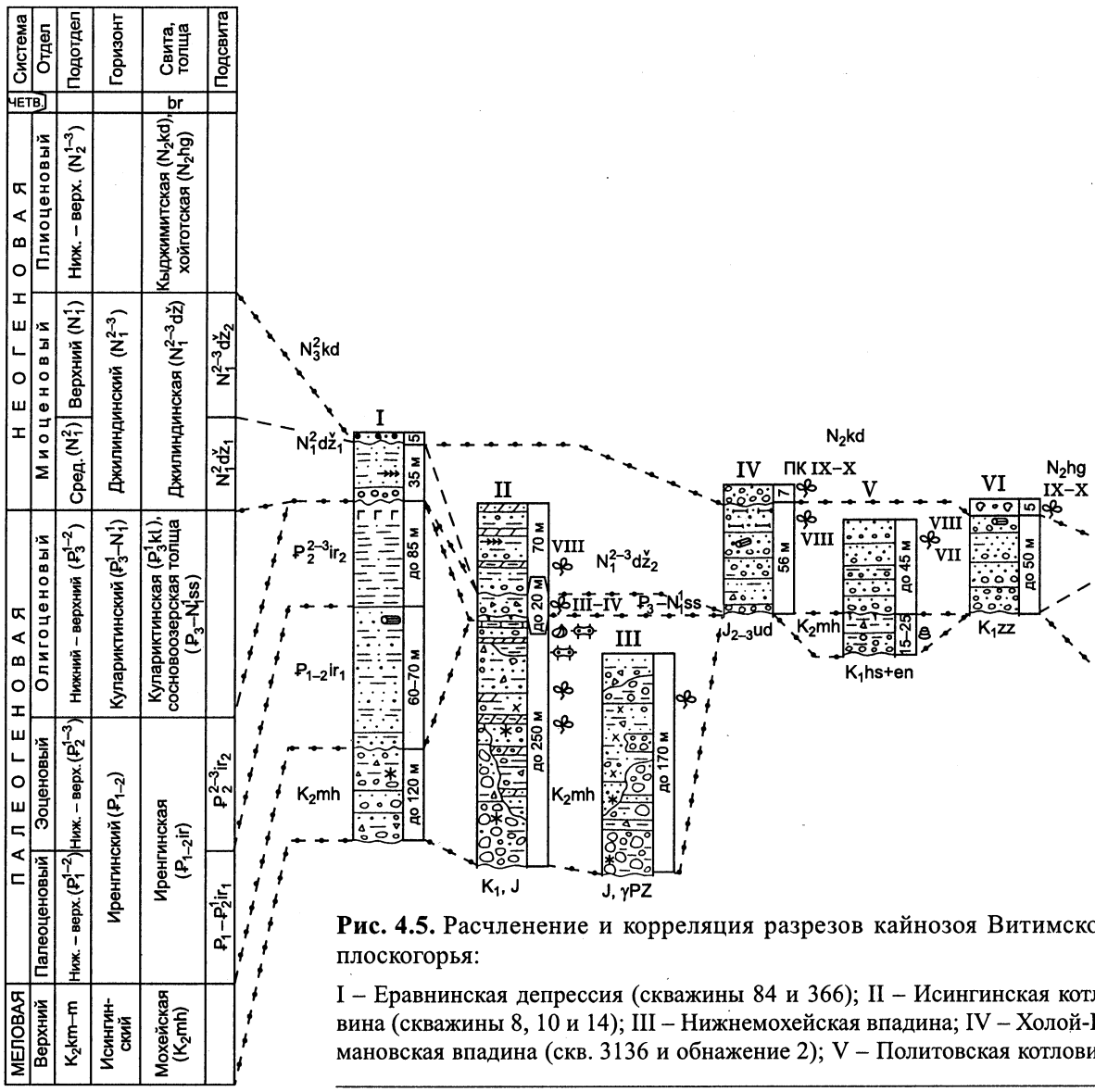


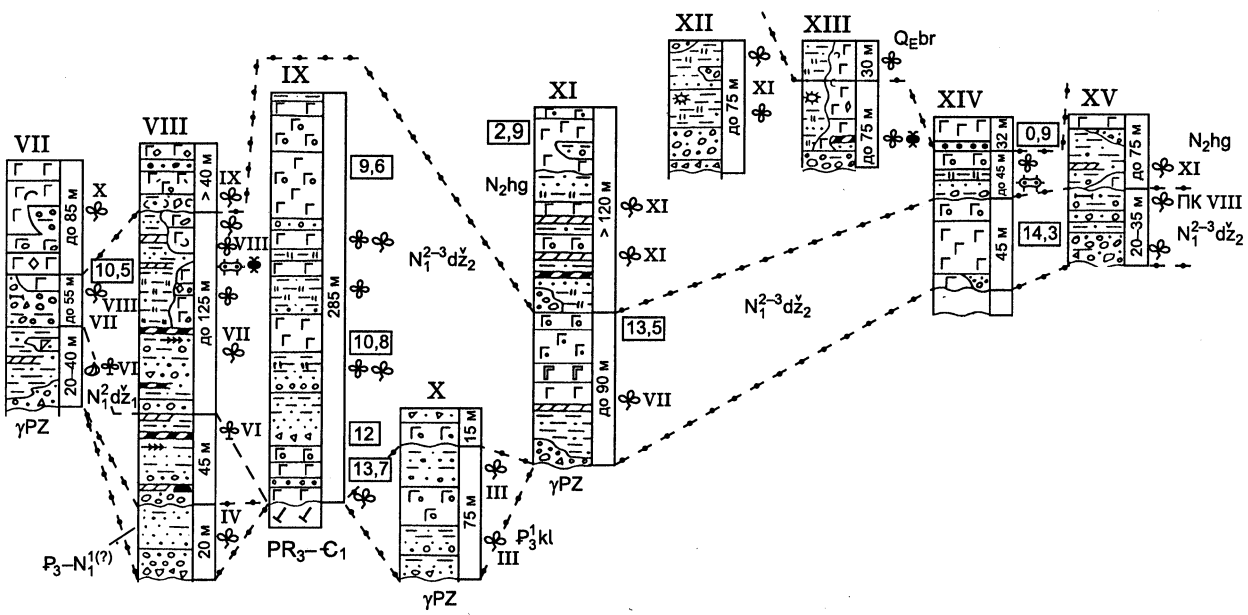
Рис. 4.5. Расчленение и корреляция разрезов кайнозоя Витимского плоскогорья:

I – Еравнинская депрессия (скважины 84 и 366); II – Исингинская котловина (скважины 8, 10 и 14); III – Нижнемохейская впадина; IV – Холой-Романовская впадина (скв. 3136 и обнажение 2); V – Политовская котловина

скв. 4387, глубины 244, 238, 230, 190 м и др.). Обилие планктонных видов указывает на существование в прошлом глубокого водоема. Возраст по комплексу диатомей согласуется с возрастом спорово-пыльцевого комплекса, а также остатков листовой флоры.

Из слоев, залегающих выше по разрезу (скв. 4170, глубины 228, 222 м; скв. 4169, глубины 229, 226, 220 м; скв. 4387, глубина 190 м и др.), выделен комплекс диатомей, характерный для позднего миоцена. Для этого времени характерны водоемы средних глубин с развитой литоральной зоной. В период развития водоемов менялись доминанты диатомей и их количество. Позднемиоценовое определение возраста диатомового комплекса согласуется с позднемиоценовым определением сопутствующего спорово-пыльцевого комплекса VIII.

В разрезах джилиндинской свиты возрастные определения отложений по палинокомплексам и диатомеям хорошо согласуются с K-Ar датировками вулканических пород. Возможно, озеро Северной палеодолины образовалось первоначально в Джилиндинской впадине несколько раньше, чем в Южной палеодолине. Изолированные друг от друга озерные бассейны Северной и Южной палеодолин, существовавшие 12–9 млн лет назад, характеризовались разным составом диатомей. Представ-



(скважины 4 и 5); VI – Ендондинская впадина (скважины 1609–1611); VII – Ингурская впадина (профили XXII, XXIV и XXV); VIII – Джилиндинская (на Витиме) впадина (профиль скважин 1–3); IX – там же (скв. 82); X – верховья ключа Куларикта, водораздел Джилинды (Витимской) и Большого Амалата (скв. 417); XI – Джилиндинская (на Амалате) впадина; XII – долина рч. Булыхта (профиль скважин Б-13–Б-15); XIII – долина рч. Берея (профиль скважин 515–529); XIV – водораздел Береи и Якши (профиль скважин 519–522); XV – долины речек Ашигли и Монгой (скважины 627–630 и 18–26). Местоположение разрезов см. рис. 3.1. Усл. обозн. см. на с. 22–23.

ляется также вероятным соединение в течение какого-то времени озера Северной палеодолины с крупным водоемом (возможно, с Палеобайкалом через Баргузинскую впадину) при относительной изоляции бассейна Южной палеодолины. Озеро Южной палеодолины просуществовало несколько дольше, чем Северной, возможно, вплоть до начала плиоцена.

Плиоценовую хойготскую толщу Южной палеодолины характеризует слой пойменно-болотных алевропсаммитов, вскрытых по разрезам скважин 4436 (глубина 103 м) и 4452 (глубина 97 м). Комплекс диатомей относится к флоре дна и обрастаний из родов *Eunotia, Pinnularia, Gomphonema* и др. Палеоводоем был мелководным, слегка эвтрофированным. Смена видового состава диатомей произошла еще в позднем миоцене в результате исчезновения крупного озерного водоема. Вулканические породы хойготской толщи датированы первой половиной и серединой плиоцена в интервале 5,0–2,9 млн лет.

Плиоценовый диатомовый комплекс выделен из скважин в долинах речек Булыхта (Б-13, глубина 21 м; Б-15, глубина 12 м) и Берея (515, глубина 44 м) и на водоразделе Берея–Якша (скв. 522, глубина 36 м). Плиоценовый возраст лав этой территории подтверждается K-Ar датировкой

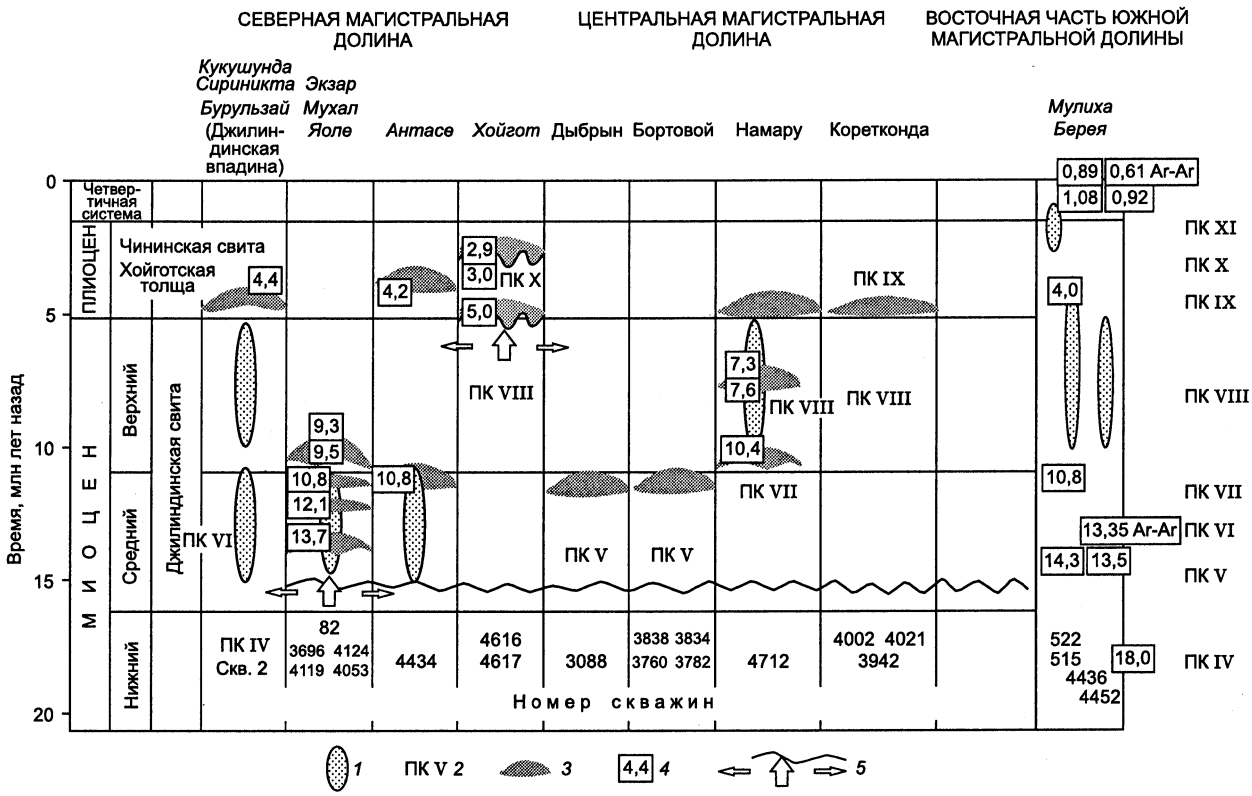


Рис. 4.6. Соотношения диатомовых и палинологических комплексов из скважин различных участков Амалатского плато с эпизодами поднятия и эрозионного расчленения территории:

1 – временной интервал диатомовых водорослей; *2* – палинокомплекс; *3* – вулканизм; *4* – датировки вулканических пород; *5* – поднятие и глубокое эрозионное расчленение территории.

4 млн лет. Диатомеи Береинского участка найдены в осадках, залегающих стратиграфически ниже базанитовых лав береинской толщи, датированных интервалом 1,1–0,6 млн лет.

* * *

Сквозное биостратиграфическое значение для кайнозоя Витимского плоскогорья имеют палинологические данные, охарактеризованные палинокомплексами (палеоген) и слоями со спорами и пыльцой (неоген) с уточнением возраста стратонов и корреляциями со смежными и удаленными районами.

В мохейской свите пограничных слоев мела и палеогена палинологическое датирование осадков кампаном–маастрихтом согласуется с их возрастным определением по результатам исследований остракод и моллюсков.

Палеогеновые стратиграфические подразделения Западного Забайкалья характеризуются палинокомплексами I–II палеоцена–позднего эоцена (иренгинская свита) с K-Ar датировками лав 56–51 млн лет и палинокомплексами III–IV олигоцена–раннего миоцена (куляриктинская свита нижнего олигоцена Амалатского плато и ее аналоги в Еравнинской депрессии – сосновоозерская толща и эгитинская пачка) с K-Ar датировкой 29 млн лет.

Джилиндинская свита с общим возрастным диапазоном датировок лав 15–9 млн лет включает слои со спорами и пыльцой среднего миоцена (ПК V–VII) и позднего миоцена (ПК VIII). Важное стратиграфическое значение имеют слои с Pinaceae–*Alnus*–*Betula* spp.–Polypodiaceae, которые

относятся к палинозоне Pinaceae–*Alnus*–Polypodiaceae (вторая половина среднего миоцена), прослеженной в континентальных и морских толщах миоцена Сибири [Волкова и др., 1986; Практическая палиностратиграфия, 1990; и др.]. Хорошо палинологически охарактеризованные слои принимаются в качестве **реперных** для расчленения и корреляций миоценовых толщ.

Хойготская и кыджимитская толщи, чининская свита и разнофациальные красноцветы включают слои со спорами и пыльцой плиоцена (ПК IX–XI). Палинокомплекс XI позднего плиоцена в хойготской толще хорошо сопоставим с ПК первой половины позднего плиоцена из манзурской и подтокской свит Прибайкалья. В отложениях хойготской толщи, датированной интервалом 5,0–2,9 млн лет, не найдено спорово-пыльцевых спектров с восстановлением лесной растительности. Эта обстановка характеризовала послехойготскую вторую половину позднего плиоцена.

Между мохейской и джилиндинской свитами имеются палинологические различия. При присутствии некоторых общих родов и семейств вечнозеленых и широколиственных в мохейской свите обособляется группа форм покрытосеменных, определяемых по искусственной классификации, почти отсутствует пыльца мелколиственных и трав. В джилиндинской свите отсутствуют представители первой группы растений и всегда представлены мелколиственные и травы.

Результаты исследований диатомей подтверждают существование на Витимском плоскогорье различных по площади и глубине пресноводных водоемов (системы озер) в течение временных интервалов, исчислявшихся миллионами лет. По изменениям в составе диатомовой флоры планктонных и бентосных форм реконструируются неоднократные изменения гидрологических параметров палеоводоемов вплоть до их осушения. Выявленные различия в составе диатомовых комплексов могут свидетельствовать о разобщенности озерных бассейнов Хойготской и Амалатской палеодолин. В Южной палеодолине озеро просуществовало дольше, чем в Северной, вплоть до плиоцена. Разнообразный видовой и количественный состав диатомовых водорослей в отложениях палеодолин Амалатского плато позволил установить стратиграфический ряд комплексов диатомей от среднего миоцена до позднего плиоцена.

Глава 5

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

5.1. Пространственно-временное развитие вулканизма и осадконакопления

Радиоизотопное датирование лав показало распространение практически на всей территории Амалатского плато сначала средне-позднемиоценовых, а затем плиоценовых вулканических пород [Рассказов и др., 2000а]. Пространственное распределение средне-позднемиоценовых построек связывалось с образованием гигантской вулканоструктуры Антасе, слегка вытянутой в субширотном направлении и характеризующейся отчетливо выраженным центральным поднятием Байсыханского хребта. Пространственное распределение выходов плиоценовых лав частично унаследовало деятельность вулканических центров структуры Антасе. Крупные щитовые вулканы концентрировались в линейных зонах: Дыбрын-Малоамалатской и Ингур-Малоамалатской. Первая зона протянулась на расстояние 90 км в северо-восточном направлении вдоль северо-западного края Витимского вулканического поля и включала вулканические центры: Малоамалатский, Хойготский, Яоле, Сириктинский, Намару и Дыбрынинский. Вторая зона ориентирована в направлении на северо-северо-запад и пространственно соответствовала восточному краю Витимского вулканического поля. По протяженности она сопоставима с Дыбрын-Малоамалатской зоной и включала вулканические центры: Малоамалатский, Береинский, Салбулинский, Шербахтайский и Ингурский. Вулканы Дыбрын-Малоамалатской зоны были активны в плиоцене, а Ингур-Малоамалатской – в плиоцене и плейстоцене. Пространственное перераспределение позднекайнозойской вулканической деятельности на Витимском плоскогорье связывалось с активностью двух рифтовых сегментов Байкальской рифтовой системы: сдвигового Ципа-Муяканского и раздвигового Баргузин-Северобайкальского [Рассказов, 1996].

Профили, построенные вдоль раздвигового сегмента (профиль А–Б) и сдвигового (профиль В–Г), приведены на рис. 5.1. На первом профиле обозначилась асимметрия, характерная для байкальских впадин; западный борт крутой, а восточный – пологий [Флоренсов, 1960]. На втором профиле можно видеть противоположную асимметрию; северный борт впадин пологий, а южный – более крутой. Асимметрия малых впадин Витимского плоскогорья, заполненных лавами и осадками, согласуется с асимметрией впадин Ципа-Муяканского сдвигового сегмента. Следовательно, структурообразование на Витимском плоскогорье было в общем подчинено образованию сдвигового Ципа-Муяканского рифтового сегмента Байкальской рифтовой зоны.

Характер пространственно-временного распределения вулканизма и осадконакопления на Витимском плоскогорье свидетельствует о чередовании сдвигового и раздвигового режимов во времени (рис. 5.2). В конце мела началось прогибание системы впадин Еравнинской депрессии, а в начале палеогена (56–51 млн лет назад) здесь проявилась и вулканическая деятельность. На этом этапе пока трудно судить о напряженно-деформированном состоянии коры. В середине олигоцена (около 29 млн лет назад) тектонические и вулканические процессы распространились вдоль северо-северо-восточной зоны, протянувшейся на 230 км от Еравнинской депрессии до северо-западной

части будущего Витимского вулканического поля (до ключа Куларикта). Кулисообразное расположение впадин вдоль зоны магмопроницаемости указывает на ее растяжение с правосторонними сдвиговыми смещениями.

В начале миоцена (около 21 млн лет назад) обстановка изменилась. Лавы и осадки распространились на территории Амалатского плато и юго-восточнее его, в Хушиндинской и, возможно, других палеодолинах (к примеру, Джидотойской). Характер смещения вулканизма 21–18 млн лет назад отражал фазу растяжения коры в раздвиговом Баргузин-Северобайкальском сегменте. Растяжение было рассредоточено на обширной территории.

В интервале 16–15 млн лет назад образовался свод Антасе и резко активизировалась глубинная эрозия в его окружении. Глубокие эрозионные врезы в течение короткого временного интервала

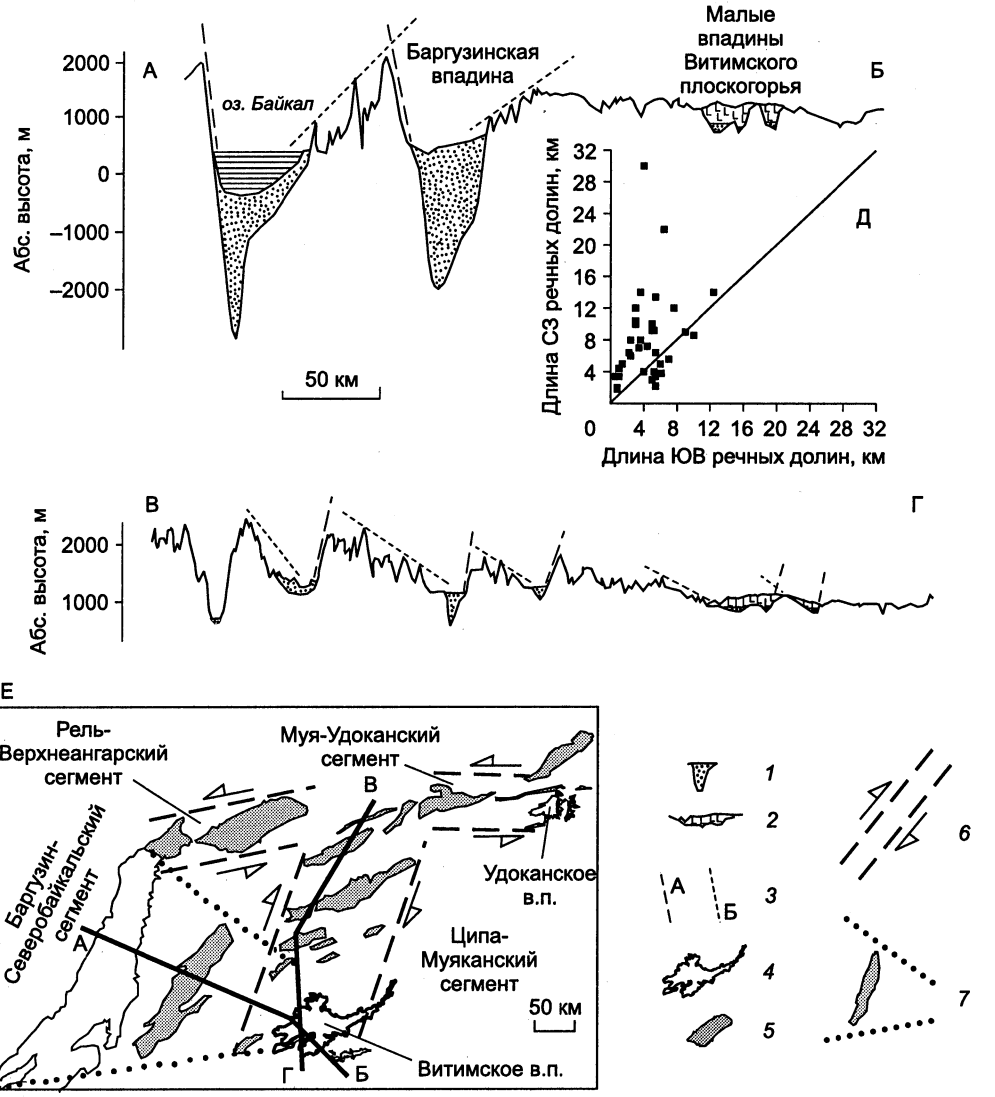


Рис. 5.1. Пространственные соотношения малых впадин Витимского плоскогорья с впадинами Байкальской рифтовой зоны.

На профилях А–Б и В–Г: *1* – впадина; *2* – лавы; *3* – крутой (А) и пологий (Б) борта впадины. График Д соотношений длин северо-западных и юго-восточных речных долин построен для погребенных речных долин Амалатского плато (см. рис. 1.2). На схеме Е: *4* – современный контур вулканического поля; *5* – впадина; *6* – сдвигово-раздвиговый рифтовый сегмент; *7* – раздвиговый сегмент.

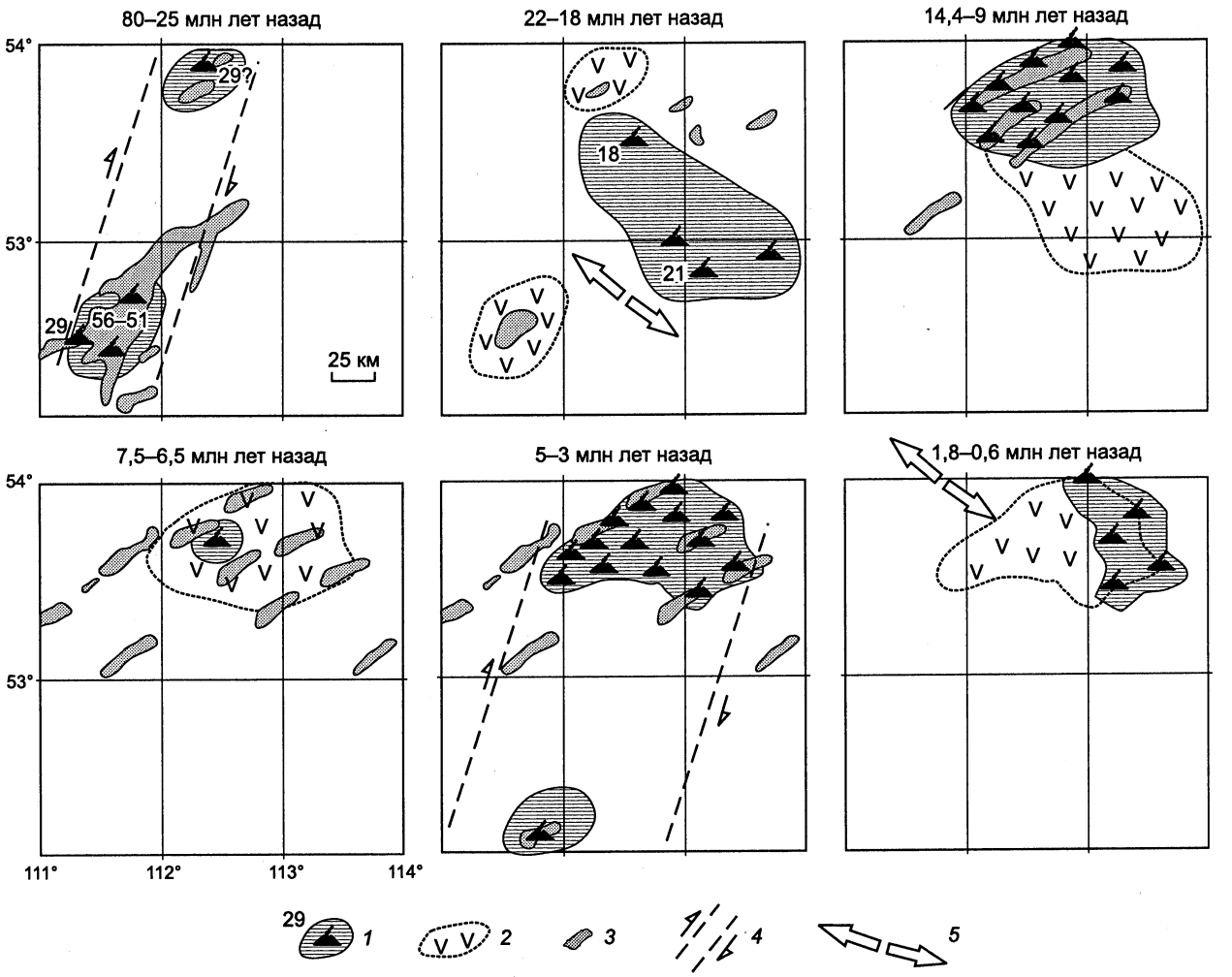


Рис. 5.2. Схема пространственно-временного развития вулканизма и осадконакопления на Витимском плоскогорье:

1 – ареал активной вулканической деятельности (цифрами обозначены ключевые вулканические эпизоды в млн лет, знак вопроса (?) обозначает предположительный возраст); *2* – ареал угасшего (предшествующего) вулканизма; *3* – впадина; *4* – активная сдвиговая зона; *5* – преобладание режима растяжения.

заполнились молассоидами нижнеджилиндинской подсвиты. Затем (15–13 млн лет назад) начался вулканизм Береинского и Мухальского центров, а 12–9 млн лет назад извержения охватили всю вулканоструктуру Антасе. Это было время наиболее концентрированного растяжения коры в области взаимного пространственного наложения раздвигового Баргузин-Северобайкальского и сдвиго-раздвигового Ципа-Муяканского сегментов. Накопление верхнеджилиндинской подсвиты завершалось в интервале 7,5–6,5 млн лет назад, когда оставался активным только вулканический центр Намару.

Возобновившийся вулканизм интервала 5,2–2,8 млн лет назад отражал возобновление сдвиговой ситуации, характеризовавшей ранний олигоцен (29 млн лет назад). Хойготская толща распространилась в Дыбрын-Малоамалатской и Ингур-Малоамалатской зонах Амалатского плато, а также в Верхнемохейской впадине. Повторилось пространственное распространение вулканизма, проявившееся в раннем олигоцене при разрастании сдвиговой зоны к северу. Ее магмопроницаемая Еравнинско-Амалатская часть объединялась кинематически с амагматичным Ципа-Муяканским рифтовым сегментом в виде единой активной структуры протяженностью почти 500 км.

Изменение тектонических условий в плейстоцене выразилось пространственным перераспределением извержений, подобным переходу от олигоценового вулканического эпизода 29 млн лет назад к раннемиоценовому эпизоду 21 млн лет назад. Береинская толща накапливалась только в Ингур-Малоамалатской зоне северо-северо-западного простирания. Эта особенность объясняется концентрацией растягивающих усилий в Северобайкальской и Баргузинской впадинах при относительном уменьшении растяжения в коре Витимского плоскогорья.

5.2. Соотношения глубинной эрозии и накопления вулканогенно-осадочных толщ Амалатского плато

Лавы и осадки олигоценовой кулариктинской свиты Хойготской магистральной палеодолины разобщены по вертикали. Абсолютные отметки свиты в скв. 2 Джилиндинской впадины приблизительно на 200 м ниже лав и отложений стратотипа (рис. 5.3). Такие соотношения свидетельствуют об относительном тектоническом опускании фундамента в центральной части Джилиндинской впадины. Дифференцированные движения проявились после накопления кулариктинской свиты (до накопления джилиндинской). В это время возможны два варианта развития рельефа: 1) растяжение коры повлекло за собой общее погружение впадин и, как следствие, снижение базиса эрозии,

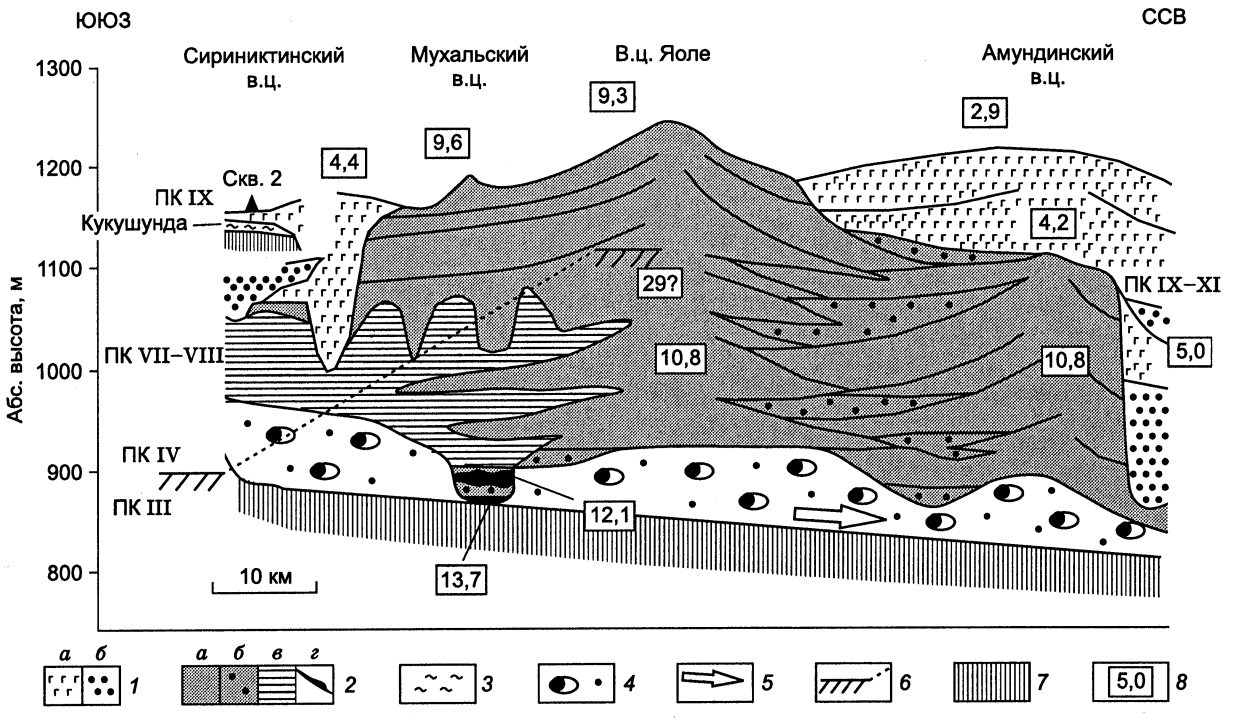


Рис. 5.3. Соотношения накопления кулариктинской, джилиндинской свит и хойготской толщи с эрозионными уровнями в продольном профиле Хойготской (Северной) магистральной палеодолины:

1 – хойготская толща, плиоцен (*а* – лавы, *б* – осадки); *2* – верхнеджилиндинская подсвита, вторая половина среднего миоцена и поздний миоцен (*а* – лавы, перемежающиеся с озерными отложениями и перекрывающие их, *б* – преимущественно грубообломочные пролювиально-аллювиальные отложения, *в* – озерные отложения, *г* – лавы глубоких эрозионных врезов); *3* – останец насыщенных диатомовыми створками отложений самого высокого гипсометрического уровня в стратотипе джилиндинской свиты; *4* – предвулканическая нижнеджилиндинская подсвита, преимущественно грубообломочные пролювиально-аллювиальные отложения; *5* – направление стока среднемиоценовой палеодолины; *6* – уровень кулариктинской свиты, олигоцен (штриховой линией соединены разновысотные уровни); *7* – фундамент; *8* – K-Ar датировка вулканической породы (для стратотипа кулариктинской свиты показан предположительный возраст, млн лет).

эрозионное расчленение и накопление осадков и лав в палеодолинах и 2) территория поднималась в виде свода Антасе вследствие проявления архимедовых сил плавучести верхнемантийного расплавленного материала перед его извержением. Поднятая территория расчленялась, но с опустошением магматических очагов действие архимедовых сил прекращалось с опусканием территории и погребением эрозионных долин лавами и осадками.

Если принять первую гипотезу, то накопление осадочных отложений в процессе погружения впадин должно было протекать более или менее постоянно. Отсутствие палеонтологически датированных нижнемиоценовых отложений может интерпретироваться как показатель преобладающей раннемиоценовой эрозии территории или мощной разработки речных долин на предвулканически поднятом своде Антасе. Возможно, одновременно действовали факторы снижения базиса эрозии при начавшемся образовании впадин Байкальской рифтовой зоны и локального воздымания свода Антасе.

Сток магистральных палеодолин джилиндинского времени был направлен с запада на восток. Базис эрозии среднемиоценовой речной сети перед антецедентным отрезком палеодолины к востоку от свода Антасе находится приблизительно на отметке 840 м. На расстоянии 60–100 км минимальные абсолютные отметки эрозионного ложа повышаются в Южной палеодолине до 930 м (Тетрах), а в Северной – до 890 м (Бурульзай).

Перед началом вулканической деятельности в магистральных палеодолинах накопилось не менее 50 м осадочных отложений нижнеджилиндинской подсвиты. Это время характеризуется климатическим оптимумом (ПК V) и некоторым изменением климата (ПК VI). Осадки вскрыты скважинами на всем протяжении Южной и Северной палеодолин.

Реконструкции в Южной палеодолине показали определяющее значение в ее заполнении лавами и осадками активности Береинского и Количиканского вулканических центров [Рассказов и др., 2000а; Rasskazov et al., 2000]. В интервале 15–13 млн лет назад магистральная палеодолина заполнялась лавами Береинского вулканического центра, переслаивавшимися с озерными отложениями. Последние содержат планктонные виды диатомей, характерные для глубокого озера. Крупная Береинская вулканическая постройка сформировалась уже 15–13 млн лет назад и могла перегородить речную долину, однако синхронных озерных отложений выше по течению Амалатской магистральной палеодолины не обнаружено. Лавы не создавали значительного эффекта подпруживания.

Крупное озеро образовалось в верховьях Амалатской палеодолины позднее, во временном интервале 12–9 млн лет назад, когда возобновились вулканические извержения на Береинском вулканическом центре, а выше по течению образовался Количиканский вулканический центр. В едином разрезе переслаивающихся озерных отложений и лав интервала абсолютных отметок 1000–1100 м распространены планктонные виды диатомовых с переходом на отметках 1120–1130 м к бентосным видам. Общая мощность линзы озерных отложений превышает 130 м.

В Хойготской магистральной палеодолине озерная линза формировалась в общем в одно время с озерной линзой Амалатской палеодолины. Озерные отложения задокументированы в едином непрерывном разрезе оз. Мухал на отметках от 900 до 1060 м [Рассказов, 1993]. Ниже по течению Джилинды, на Сириктинском вулканическом центре, озерные отложения вскрыты скважинами на глубинах 950–1050 м [Рассказов и др., 2000а], в Кукушундинском обнажении стратотипа джилиндинской свиты они располагаются на отметке около 1130 м, а в скважинах опускаются до 1000 м (см. рис. 1.1, 3.11). Таким образом, общий размах высотного распределения озерных отложений составляет не менее 230 м.

Верхние уровни разрезов отложений позднемиоценовых озер в Хойготской и Амалатской палеодолинах сопоставимы между собой (1100–1130 м). Вариации состава диатомей свидетельствуют об их существенной глубине. Уровень поверхности озер мог достигать абсолютной отметки 1200 м. Эрозионные процессы в это время развивались в рельефе с отметками порядка 1450 м. Озера просуществовали по крайней мере до 9,5 млн лет назад. Осушение озер сопровождалось размывом озер-

ных отложений в Хойготской палеодолине до уровня 1000 м с перекрытием эрозионной поверхности базанитовыми лавами вулканических центров Мухальского и Яоле. Новое эрозионное расчленение приблизительно до такого же уровня последовало в начале плиоцена. Эрозионная долина была заполнена лавами Сириниктинского вулканического центра около 4 млн лет назад.

Эрозионные врезы 9,5 и 4 млн лет назад не достигали уровня среднемиоценового расчленения территории. Только в северо-восточной части Хойготской палеодолины перед излияниями около 5 млн лет назад произошла активизация глубинной эрозии с переуглублением врезов на 30–40 м относительно позднемиоценового уровня. Эта территория принадлежала поднятию северо-восточной части Байкальской рифтовой системы. Врезы были погребены лавами Амундинского и Хойготского вулканических центров.

Новая глубинная эрозия получила развитие после накопления лав береинской толщи, завершившегося около 0,6 млн лет назад. В настоящее время эрозионный уровень р. Витим на 50–60 м ниже среднемиоценового уровня.

* * *

Во второй половине позднего мела (кампан–маастрихт) на Витимском плоскогорье активизировались тектонические движения. Вулканическая деятельность, вероятно, еще отсутствовала, а началась в палеоцене 56–51 млн лет назад. Раннеолигоценовый вулканический эпизод (около 29 млн лет назад) контролировался сдвиговой зоной северо-северо-восточного простирания, а в раннем миоцене (21–18 млн лет назад) – рассеянным северо-восточным растяжением коры. В раннем миоцене или в начале среднего миоцена (16–15 млн лет назад) произошло предвулканическое воздымание свода Антасе с концентрацией растягивающих усилий в вулканоструктуре Антасе, выразившейся в мощных вулканических извержениях в интервале с 14 до 9 млн лет назад. Сдвиговый режим, подобный раннеолигоценовому, возобновился в плиоцене (5–3 млн лет назад) с переходом к режиму преобладающего растяжения в плейстоцене (1,8–0,6 млн лет назад).

Начало образования вулканоструктуры Антасе сопровождалось глубоким эрозионным расчленением территории. В течение вулканической деятельности среднего–позднего миоцена, плиоцена и плейстоцена речные долины не переуглублялись. Новая глубинная эрозия получила развитие после вулканических извержений, завершившихся около 0,6 млн лет назад.

Глава 6

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КОРРЕЛЯЦИИ И ИХ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПРИЛОЖЕНИЕ

Анализ последовательности кайнозойского осадконакопления и вулканизма свидетельствует о двух этапах структурного развития территории – кампан-маастрихт-олигоценовом и среднемиоцен-четвертичном. Первый этап проявился в осадконакоплении и вулканизме обширной территории Западного Забайкалья, а второй выразился в концентрации вулканической деятельности на Амалатском плато. Первый этап характеризует развитие Тунка-Еравнинской рифтовой зоны, а второй – Байкальской. Осадконакопление и вулканизм раннего миоцена Западного Забайкалья были связаны в большей мере с первым этапом, чем со вторым.

6.1. Региональные корреляционные стратиграфические подразделения: горизонты, слои с палинокомплексами и диатомовыми водорослями

При обилии разнофациальных стратиграфических подразделений в кайнозое Западного Забайкалья для геологических корреляций необходимо выделение региональных горизонтов [Стратиграфический кодекс, 1992]. На Витимском плоскогорье в качестве региональных горизонтов рассматриваются исингинский, иренгинский, кулариктинский и джилиндинский (см. рис. 4.5). Для каждого горизонта установлен комплекс руководящих органических остатков. Для исингинского горизонта – это комплексная биостратиграфическая (провинциальная зона) с позднемеловыми остракодами и моллюсками, а для последующих горизонтов – слои с палинокомплексами, палинозоны, слои с диатомовыми водорослями.

6.1.1. Стратиграфический ряд подразделений кампана–маастрихта–олигоцена (нижнего миоцена?)

Исингинский горизонт представляет собой пограничные слои мела и палеогена (кампан–маастрихт). Стратотип расположен в Исингинской котловине Еравнинской депрессии. Он выделен в объеме сероцветной пролювиально-аллювиально-озерной пачки верхней части мохейской свиты. Мощность его до 140 м. Горизонт соответствует провинциальной комплексной зоне по остракодам Mongolocypris distributa, подтвержден неморскими моллюсками и маастрихтским спорово-пыльцевым комплексом. Коррелирует с верхним мелом Монголии по двустворкам – тригониоидидам.

Иренгинский горизонт (палеоцен-эоценовый) выделен в объеме одноименной свиты с подгоризонтами, соответствующими ее подсвитам (P_1–P_2^1 ir_1 и P_2^{2-3} ir_2). Развит локально в отдельных котловинах Еравнинской депрессии. Стратотип составной, изучен по скважинам на участке Иренгинских озер, где отложения иренгинского горизонта залегают с размывом и несогласием на отложениях верхнемелового исингинского горизонта.

Нижнеиренгинский подгоризонт обнажен в опорном разрезе скв. 366, в 2 км юго-западнее оз. Средняя Иренга. Представлен пестроцветными глинами буровато-коричневыми, буровато-зелеными с дресвой и мелкой галькой, в перемежаемости с глинистыми песками и гравелитами. Генезис отложений пролювиальный, аллювиально-пролювиальный. Мощность более 100 м. Подгоризонт датирован палинокомплексом палеоцена–эоцена, установленным по сочетанию пыльцы Pinaceae с большим количеством таковой термофилов субтропиков и тропиков и большому разнообразию пыльцы, определенной по морфографической системе. Базальтовые лавы подгоризонта имеют интервал K-Ar датировок 56–51 млн лет.

Верхнеиренгинский подгоризонт представлен опорной скв. 84 (профиль с. Укыр–устье р. Индола). Состоит из бурых, коричневато- и зеленовато-бурых глин, сероцветных алевролитов, алевритопесчано-гравийных хлидолитов. Мощность до 65 м. Подгоризонт прослежен по разрезам скважин в районе озер Большое и Малое Еравное, а также локально – в Исингинской котловине. В стратотипе и опорных разрезах охарактеризован палинокомплексом среднего–позднего эоцена.

Кулариктинский горизонт (олигоцен-нижнемиоценовый(?)) характеризует одноименную вулканогенно-осадочную свиту в стратотипе и отдельные фрагменты осадков с "холодными" олигоцен-раннемиоценовыми? спорово-пыльцевыми спектрами. Горизонт включает терригенные отложения сосновоозерской толщи района озер Большое и Малое Еравное, маломощные пачки в основании кайнозойских отложений у с. Эгита в Верхнеудинском прогибе, в Дабан-Горхонской впадине и Исингинской котловине. В двух последних структурах отложения кулариктинского горизонта залегают на поверхности размыва образований мохейской свиты с перерывом и стратиграфическим несогласием.

Горизонт охарактеризован палинокомплексами III и IV. В нижних слоях горизонта палинокомплекс относится к раннему олигоцену (возможно, позднему эоцену–раннему олигоцену), а в верхних – к олигоцену (возможно, раннему миоцену). Палинокомплекс отражает развитие хвойно-широколиственных лесов с реликтами эоцена, при незначительном участии представителей бореальной флоры, произраставших при умеренно-теплом, влажном климате олигоцена. Маркирующее значение имеют слои климатического пессимума конца олигоцена. Базальты присутствуют непосредственно в стратотипе кулариктинского горизонта. Возраст синхронных базальтов Еравнинской депрессии охарактеризован K-Ar датировкой 29 ± 2 млн лет. Для нижнемиоценовых базальтов имеются K-Ar датировки 21 и 18 млн лет.

6.1.2. Стратиграфический ряд подразделений среднего–верхнего миоцена, плиоцена и плейстоцена

Джилиндинский горизонт с двумя подгоризонтами – нижне- и верхнеджилиндинским (N_1^2 и N_1^{2-3}), выделен в объеме одноименной свиты и двух ее подсвит в стратотипической местности, Джилиндинской (на Витиме) впадине (профиль скважин 1–3). Там же находится опорный разрез скв. 82. Горизонт залегает на поверхности размыва кулариктинского горизонта (P_3–N_1^1?) с перерывом и стратиграфическим несогласием.

Нижнеджилиндинский подгоризонт – терригенный, добазальтовый. На Витимском плоскогорье он формировался в узком временном диапазоне 16–15 млн лет назад, обозначив резкую активизацию глубинной эрозии. Руководящими для него являются палинокомплексы V и VI первой половины среднего миоцена.

Верхнеджилиндинский подгоризонт представлен сероцветными терригенными отложениями в переслаивании с лавами. Вулканогенно-осадочные образования подгоризонта заполняли эрозионный рельеф, созданный 16–15 млн лет назад. Базальтовые лавы в составе этого подгоризонта датированы в основном интервалом 14–9 млн лет. Подгоризонт характеризуется палинокомплексами VII и VIII второй половины среднего и позднего миоцена и растительными отпечатками *Betula prisca*

Ett., *B. mioluminifera* Hu et Chaney, *Comptonia naumannii* (Nath.), *Populus* ex gr. *latior* A. Br. и др., характерными для второй половины миоцена. Палинокомплексу VIII, распространенному в озерных отложениях, соответствуют лавы, излившиеся в интервале 12–9 млн лет назад. Диатомовые водоросли верхнеджилиндинского подгоризонта представлены таксонами *Alveolophora jouseana* (Moiss.) Moiss., *Aulacoseira baicalensis* (K. Meyer.) Simon., *A. praegranulata* var. *praeislandica* (Jouse) Moiss. f. *praeislandica* et f. *curvata, Actinocyclus krasskei* Bradbury et Krebs, *Lobodiscus sibericus* (Tscher.) Lupik. et Churs., *Actinocyclus gorbunovii* (Sheshuk.) Moiss. et Sheshuk. и др. Остракоды, установленные в верхнеджилиндинском подгоризонте, такие как *Eucypris demella* Bod., *E.* cf. *kovalevskyi Schneid., E.* cf. *numulis* Schneid., *Jlyocypris* sp., *Limnocythere* sp., и гастроподы *Tulotoma* spp., *Viviparus* sp., характерны для миоцена в целом.

Мощность нижнеджилиндинского подгоризонта составляет более 50 м, а верхнеджилиндинского – до 284 м.

По радиоизотопным датировкам лав в составе плиоцен-плейстоценовых толщ Витимского плоскогорья различаются вулканогенно-осадочные части разрезов возрастного интервала раннего–начала позднего плиоцена 5,2–2,8 млн лет (хойготская толща) и двух интервалов плейстоцена (береинская толща) – 1,8–1,5 и 1,1–0,6 млн лет.

6.2. Корреляции стратиграфических подразделений Витимского плоскогорья, Селенгинского среднегорья и Тункинской долины

Сопоставление осадков и лав Витимского плоскогорья с толщами сопредельной территории Селенгинского среднегорья и Тункинской долины имеет важное значение для реконструкций характера развития мел-палеогеновой Тунка-Еравнинской рифтовой зоны и последующего перехода к процессам в Байкальской рифтовой зоне.

Для кайнозойских отложений Селенгинского среднегорья предложена местная стратиграфическая схема, составленная с использованием материалов Н.А. Логачева, Д.-Д.Б. Базарова, Л.Н. Иваньева, П.А. Хлыстова, И.В. Антощенко-Оленева, И.Н. Резанова, М.А. Ербаевой, Э.А. Вангенгейм, М.В. Сотниковой, А.Б. Иметхенова, Н.П. Калмыкова, В.В. Савиновой, Н.И. Иваньковой, Р.Ц. Очирова, Л.В. Шатковской и др. (табл. 6.1, местоположение см. рис. 6.1).

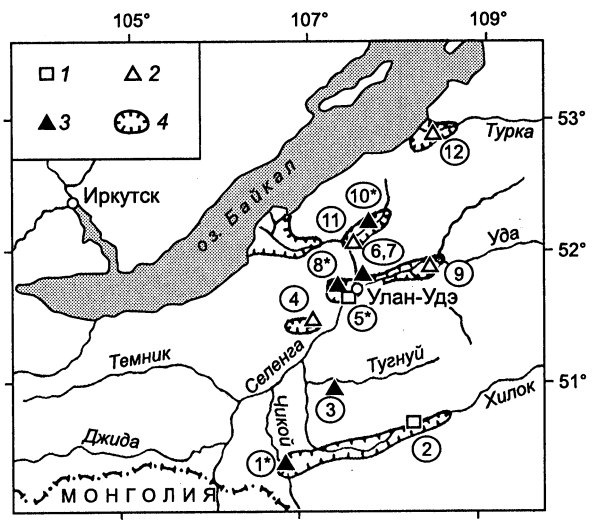
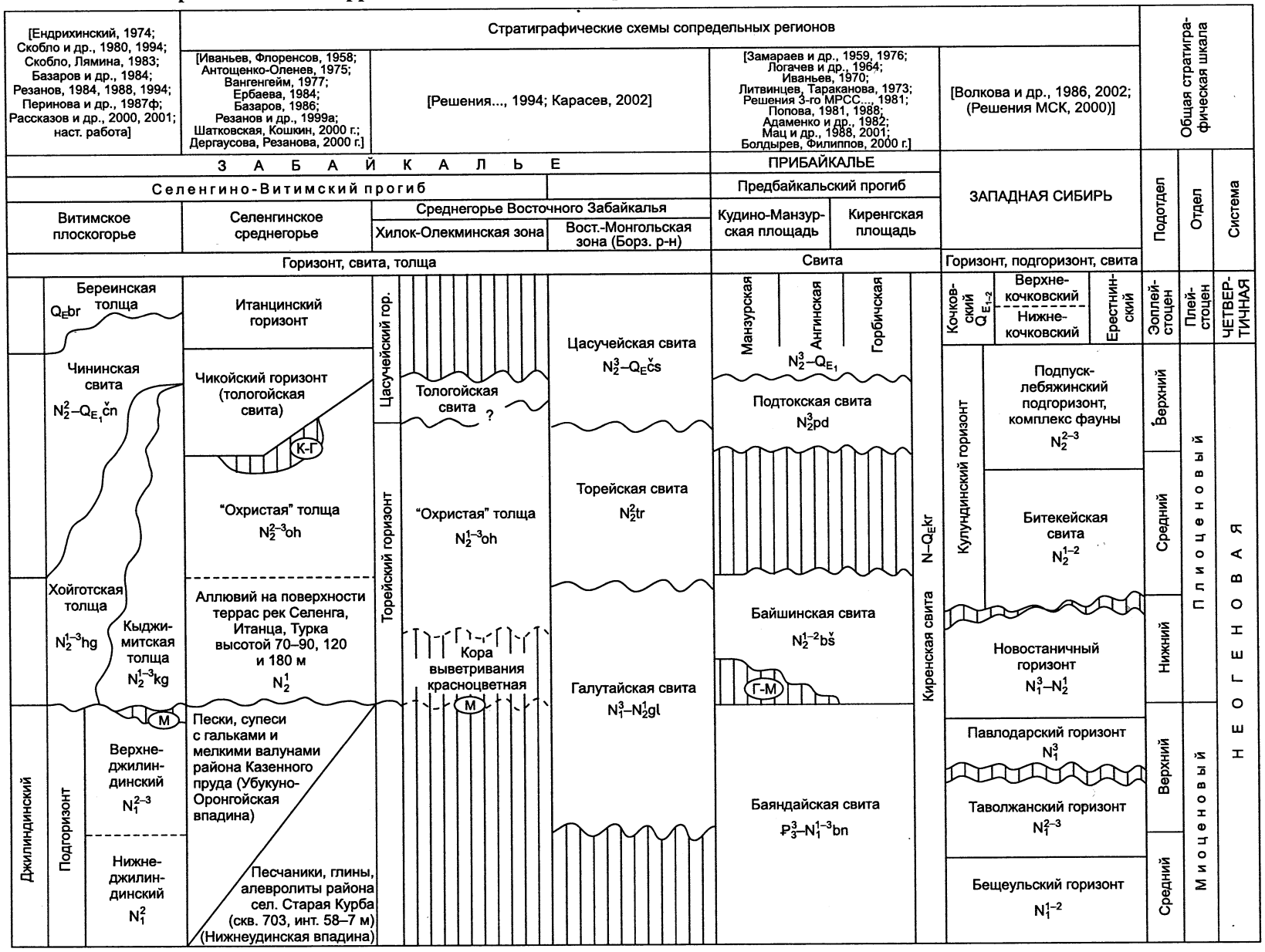


Рис. 6.1. Схема расположения и номера опорных разрезов кайнозойских отложений в Селенгинском среднегорье:

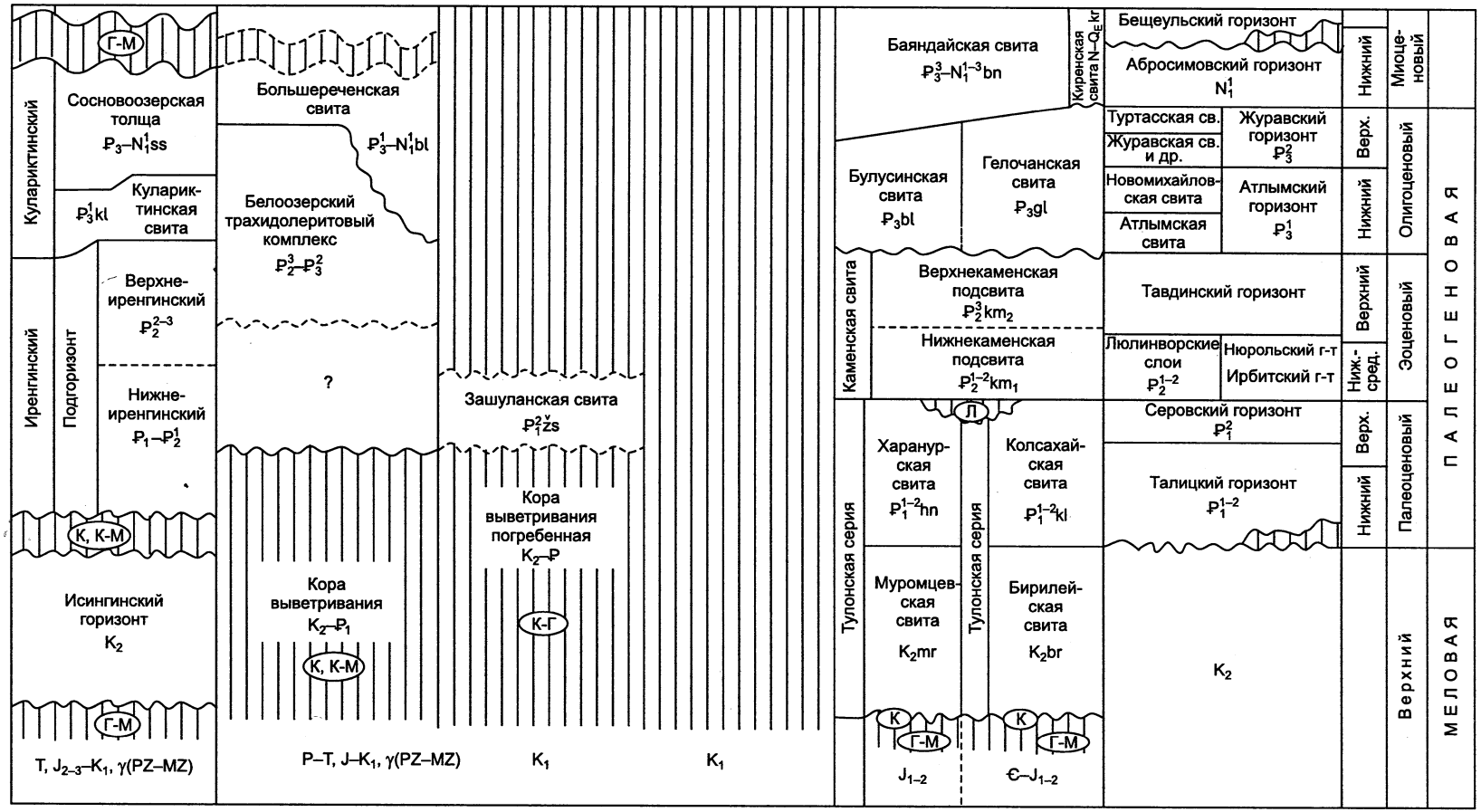
1–3 – опорные разрезы с органическими остатками: *1* – с фауной, *2* – с палинокомплексами, *3* – с фауной и палинокомплексами; *4* – контуры межгорных впадин. Цифрами (в кружках) обозначены местонахождения опорных разрезов: 1, 2 – Хилок-Чикойская впадина (1 – ферма Береговая, 2 – д. Усть-Обор); 3 – Тугнуйская впадина (междуречье Каштаки–Алташи–Гашей); 4 – Убукуно-Оронгойская впадина (Казенный Пруд); 5–8 – Иволгинская впадина (5 – гора Тологой, 6 – северная окраина г. Улан-Удэ, 7 – долина р. Селенга, 8 – пос. Сокол); 9 – Нижнеудинская впадина (скв. 703 у сел. Старая Курба); 10 – Селенгино-Итанцинская впадина (деревни Клочнево и Засухино); 11 – отложения на поверхности скульптурной террасы рек Селенга и Итанца; 12 – то же, р. Турка. Звездочками показаны разрезы-стратотипы.

Таблица 6.1

Схема межрегиональной корреляции кайнозойских стратиграфических подразделений Витимского плоскогорья



Окончание табл. 6.1



Примечание. Верхняя часть стратиграфической колонки в рамках неоплейстоцена–голоцена исключена. Тип коры выветривания: Л – латеритная, К – каолинитовая, М – монтмориллонитовая, Г – гидрослюдистая.

6.2.1. Синхронные толщи исингинского и иренгинского горизонтов

Подчеркивая своеобразие пограничных осадочных толщ верхнего мела и палеогена Витимского плоскогорья в составе еравнинской и мохейской свит, Н.А. Логачев указывал, что "во впадинах Байкальской системы отложения рассматриваемого возраста пока достоверно не установлены, но по ряду косвенных признаков их можно ожидать, по крайней мере, в двух впадинах – Южно-Байкальской и Тункинской" [Нагорья..., 1974, с. 81].

Общая мощность отложений в дельте р. Селенга оценивается в 5000–6000 м. Предполагается, что накопление этой толщи началось с образованием пра-котловины "либо в конце меловой эпохи, либо в самом начале палеогена" [Там же, с. 74]. Предположительно, эоцен-олигоценовые отложения вскрыты Усть-Селенгинской скв. 3 (Степной Дворец) на глубинах более 2500 м. Они представлены в основном алевролитами, глинистыми сланцами и глинами в переслаивании с известняками с примесью глинистого и песчаного материала, мергелями и бурыми углями. Встречаются песчаники с галькой и конгломераты [Kashik, Mazilov, 1994; Мац и др., 2001].

В Тункинской долине к палеоцену условно относится терригенно-эффузивная свита, вскрытая скважинами на западном склоне Еловского отрога. Свита мощностью до 60 м сложена туфогенными породами, базальтами, конгломератами с тонкими прослоями песчаников и алевролитов. Базальты испытали глубокое химическое выветривание до аллитной стадии в условиях жаркого влажного климата раннекайнозойского климатического оптимума [Волколаков, Хлыстов, 1967; Нагорья..., 1974; Kashik, Mazilov, 1994]. Терригенно-эффузивная свита Тункинской долины не датирована биостратиграфически, но по косвенным признакам сопоставляется с мел-палеогеновой частью разреза Витимского плоскогорья. Наиболее вероятно, что она образовалась одновременно с палеоцен-эоценовым вулканогенно-осадочным нижнеиренгинским подгоризонтом.

В Прибайкалье распространены фрагменты латеритной коры выветривания [Kashik, Mazilov, 1994]. Время поднятия и расчленения территории Западного Прибайкалья с выводом из зоны интенсивного гипергенеза определено по времени закрытия K-Ar-изотопной системы в биотите из профиля коры выветривания Жидойского массива – 59 ± 5 млн лет [Логачев и др., 2002]. Эта оценка соответствует времени активизации тектонических движений, сопутствовавших накоплению осадков и лав нижнеиренгинского подгоризонта.

6.2.2. Синхронные толщи куляриктинского горизонта

Большереченская свита (P_3–N_1^1 bl), выделенная авторами в Селенгинском среднегорье, объединяет пролювиально-селевые пестроцветные фангломерато-хлидолито-песчано-глинистые осадки, для которых характерно чередование белесовато-охристых, светло-, красновато-серых, красно-коричневых слоев, видимой мощностью до 50 м. В Гусиноозерской и Убукуно-Оронгойской впадинах грубообломочные образования пестроцветной хлидолитовой толщи установлены вдоль юго-восточных склонов горного обрамления. В центральных частях и по периферии этих впадин мощность олигоцен-миоценовых осадков озерно-речного генезиса составляет от 30 до 80 м.

В Нижнеудинской впадине у селения Старая Курба в разрезе скв. 703 (глубина 61–58 м) изучены мелкозернистые песчаники с редким гравием. В отложениях довольно разнообразно представлены древесные растения: хвойные – 19 %, широколиственные – 23 % и мелколиственные – 7 %. Из широколиственных отмечены представители теплоумеренных зон: *Carya* sp., *Tilia* sp., *Castanea* sp., *Acer* sp., *Quercus* sp., *Juglans* sp., *Carpinus* sp., *Alnus* sp. и некоторые субтропические породы (*Magnolia* sp. и др.). Довольно высок процент пыльцы хвойных из семейства Pinaceae (*Tsuga* sp. – 1 %, *Pinus sylvestris* L. – 6 %, *Pinus* sp., подрод *Haploxylon* – 2 % и др.).

В Иволгинской впадине, на территории пос. Сокол обнаружены и изучены осадки озерного мелководья, содержащие малакофауну позднего олигоцена–раннего миоцена [Михно и др., 1960]. По определению Г.Г. Мартинсона, это – пелециподы *Limnoscapha* cf. *maxima* Mart., *Unio* cf. *pseudo-*

distortus Mart., *Lanceolaria* sp., а также *Ostracoda* sp. Пластинчатожаберные Иволгинской котловины тождественны танхойским формам до вида, что говорит о связи палеобассейнов на площади современной южной впадины Байкала и Западного Забайкалья.

По данным бурения [Кибанов и др., 1977], мощность олигоцен-миоценовых? отложений достигает в Иволгинской котловине 56,5 м. Разрез представлен зеленовато- и желтовато-серыми плотными глинистыми алевритами с прослоями тонкозернистых слабосцементированных песчаников озерно-речного генезиса. Подобные образования прослеживаются в центральных частях всей Иволгино-Удинской системы впадин, местами – с преобладанием дельтовых фаций, где доминируют желтовато- или коричневато-серые слабосцементированные крупно- и мелкозернистые песчаники с редкими прослоями гравия и мелкого галечника. В ходе осадконакопления на этой территории было тепло и влажно. Существовали темнохвойные леса из *Pinus* subgen. *Haploxylon, Abies* sp., *Picea* sp., *Podocarpus* sp.; широколиственные породы были представлены *Castanea* sp., *Castanopsis* sp. и *Tilia* sp.

Олигоцен-миоценовые осадочные отложения распространены в Южно-Байкальской и Тункинской впадинах. В последней, в районе д. Жемчуг, пробурена скважина, вошедшая на глубине 1026 м в породы фундамента со следами гипергенных изменений. Осадочная часть разреза начинается олигоценовыми отложениями. Синхронные им осадки вскрыты скважинами на Еловском отроге. Позднеэоценовая калий-аргоновая датировка 35,6 млн лет, полученная для базальтов с вершины Еловского отрога [Рассказов и др., 1990], нуждается в подтверждении $^{40}Ar/^{39}Ar$ датированием.

Для олигоценовых осадков характерны тонкозернистое сложение и переслаивание с бурыми углями [Нагорья..., 1974; Kashik, Mazilov, 1994]. При анализе малакофауны из скважины дельты р. Селенга С.М. Попова [1971] пришла к заключению, что на месте Южно-Байкальской впадины в олигоцене–миоцене уже существовало озеро глубиной 40–150 м. Его температурный и гидрологический режимы были подобны режиму современных глубоких озер субтропиков.

6.2.3. Синхронные толщи нижнеджилиндинского подгоризонта

Джилиндинская свита обычно сопоставлялась по возрасту с танхойской свитой Прибайкалья. Новые палеонтологические материалы подтверждают их синхронность при асинхронности нижних возрастных рубежей: нижняя возрастная граница танхойской свиты устанавливается на рубеже олигоцена и миоцена, а джилиндинской – на рубеже раннего и среднего миоцена. Это различие подчеркивает переход в структурном развитии Байкальской рифтовой зоны от временно́го интервала раннемиоценового вулканического импульса 22–17 млн лет к среднемиоценовому 16–12 млн лет назад [Rasskazov et al., 2003]. Ценную информацию для корреляций представляют и комплексы диатомовой флоры, учитывая их нахождение in situ. В отложениях танхойской свиты юго-восточного побережья оз. Байкал в разрезе р. Половинка содержится комплекс характерных миоценовых диатомей, подобных таковому в джилиндинской свите Амалатского плато.

В Селенгинском среднегорье на осадках пестроцветной олигоцен-нижнемиоценовой толщи с размывом залегают аллювиальные и аллювиально-озерные отложения, отнесенные к березовской свите [Дергаусова, Резанова, 1994, 2000ф]. На тектонической перемычке между Иволгинской и Нижнеудинской впадинами березовская свита представлена слабосцементированными осадками озерно-речного генезиса – косослоистыми песчаниками с гравийно-галечными, песчаными и алевритовыми прослоями общей мощностью до 40 м. В Иволгинской впадине среди осадков того же облика наблюдаются выходы пропластков бурого угля. Эти озерные отложения мощностью до 70 м в составе мелкозернистых песчаников и алевритов с глинистыми прослоями, тонкими пластами бурого угля, угольной сажи и обуглившимися стволами деревьев были выявлены здесь и на северной окраине г. Улан-Удэ в процессе поисков угольных месторождений. Они относились, условно, к лысогорской свите раннего мела, однако в них были обнаружены остатки гастропод и пелеципод, тождественных фаунистическому комплексу танхойской свиты юго-восточного побережья Байкала [Михно и др., 1960].

В Нижнеудинской впадине у селения Старая Курба в разрезе скв. 703 (глубина 58–28 м) представлены слабосцементированные песчаники с прослоями темно-серых углефицированных алевритов мощностью 0,2–0,4 м. Прослои отмечаются через интервал 0,5–1,5 м. В нижней части разреза породы содержат малое количество микрофоссилий миоцена, однако вышезалегающие слои обогащены ими. По их составу породы указанного интервала относятся к среднему миоцену–началу верхнего миоцена.

Установлено сходство диатомей при сравнении их видового состава в осадках среднего–верхнего миоцена Витимского плоскогорья и в миоценовых отложениях Тункинской впадины, за исключением массовых *Actinocyclus tunkaensis* и *Lobodiscus sibeiricus*, которые в отложениях Витимского плоскогорья отмечены с гораздо более низкой оценкой встречаемости. На юго-восточном побережье Байкала, в обнажении на р. Половинка, выделены диатомеи из отложений танхойской свиты [Черняева, Попова, 1993]. Находки немногочисленны, но все виды (пра-*Aulacoseira, Actinocyclus, Tetracyclus*) характерны для миоцена и являются общими с диатомеями из указанных витимских и других мест обитаний.

В Тункинской долине в полном объеме представлен стратиграфический аналог джилиндинского горизонта, что наглядно проступает в результатах радиоизотопного датирования вулканических пород. В отличие от амагматичного нижнеджилиндинского горизонта Витимского плоскогорья в этой долине ему соответствуют базальтовые толщи до 70 м и более, заполнившие глубокие эрозионные прорези по всей ее протяженности – от пос. Култук (Камарский покров) до пос. Монды. Лавы датированы K-Ar и $^{40}Ar/^{39}Ar$ методами интервалом 16,5–15,0 млн лет [Рассказов, 1993; Рассказов и др., 1990, 2000а; Rasskazov et al., 2003]. Лавы этого возраста Тункинской долины отличаются от более ранних и более поздних лав оливин-толеитовым составом с низкими концентрациями несовместимых элементов. В других частях разреза таких лав не встречено [Рассказов, 1993].

6.2.4. Синхронные толщи верхнеджилиндинского подгоризонта

Подчеркнем значение коррелятных толщ верхнемиоценовой части верхнеджилиндинского подгоризонта, соответствующей вулканическому импульсу 12–9 млн лет назад. В Тункинской рифтовой долине лавовые пакеты возрастом 16,5–15,0 млн лет перекрываются осадками и лавами с диапазоном K-Ar датировок 13,0–8,0 млн лет. Последний интервал датировок в полном объеме представлен в Тункинской впадине и сопредельной части Еловской междувпадинной перемычки. В результате накопления базальтов произошло выравнивание рельфа, отразившееся в меандрировании рек Зун-Мурин и Маргасан. Глубинное врезание меандр в базальты последовало в результате прогибания впадин и снижения базиса эрозии после 8 млн лет назад [Рассказов и др., 1990]. От Тункинской долины лавы и субвулканические тела возрастного интервала 12–9 млн лет протягиваются севернее, на Тункинские гольцы, и южнее, на Хамар-Дабан [Рассказов, 1993; Ащепков и др., 2003]. На восточном окончании Тункинской рифтовой долины (на хр. Камар) извержения завершились около 13–12 млн лет назад, а в позднем миоцене отсутствовали. В западной части долины, в Туранской впадине, базальты, датированные поздним миоценом (наиболее молодая K-Ar датировка 7,9 млн лет), пространственно связаны с синхронными извержениями Прихубсугулья.

В Нижнеудинской впадине Селенгинского среднегорья у селения Старая Курба в разрезе скв. 703 (глубина 28–7 м) вскрыты слабосцементированные гравелитистые песчаники, часто переслоенные с мелко-среднезернистыми разновидностями и тонкослойчатыми глинисто-алевритовыми прослоями (0,3–0,5 см). Древесная часть спорово-пыльцевого спектра представлена преимущественно пыльцой хвойных (46,6 %), где доминирует пыльца Pinaceae (*Pinus siberica* (Rupr.) Mayr. – 3,1 %, *Pinus sylvestris* L. – 25,9 %, *Picea* sp. – 0,76 %, *Tsuga* sp. – 0,4 %). Единично найдена пыльца *Podocarpus* sp. (0,4 %), в небольшом количестве – пыльца широколиственных *Castanea* sp. (1,9 %), *Quercus* sp. (0,4 %), единично – пыльца мелколиственных *Betula* sp. (0,76 %), *Salix* sp. (0,76 %). Вы-

явлено немного спор Polypodiaceae (0,76 %) с увеличением количества пыльцы травянистых растений Gramineae, Chenopodiaceae, Compositae, Ranunculaceae, *Artemisia* sp. Подобные комплексы с учетом экологических особенностей отнесены В.М. Климановой к IV типу, близкому по составу позднемиоценовым спектрам верхней половины баяндайской свиты [Барышева и др., 1980; Систематический состав..., 1980].

В южных отрогах хр. Морской, на водоразделе падей Хоры и Усутая, на террасовидной поверхности высотой 240 м над уровнем рч. Итанца изучены слабосцементированные пестроокрашенные песчаники с валунами и галькой мощностью до 10 м. Геологический возраст определяется на основании геоморфологической принадлежности их к поверхности выравнивания долинного типа, возраст характеризуется синхронным аллювием с миоценовым спорово-пыльцевым спектром сквозного участка древней долины в верховьях рек Турка и Кыджимит [Резанов, 1988].

6.2.5. Синхронные образования хойготской толщи

Общее поднятие территории Селенгинского среднегорья в плиоцене существенно оживило развитие рельефа, обусловив врезание гидросети и формирование на склонах скульптурных террас с синхронными отложениями [Базаров, 1986; Резанов, 1988]. К концу этапа врезания в области сноса на поверхности 180-метрового уровня эрозионного среза сформировался песчано-гравийно-галечный аллювий. Эти отложения – наиболее ранние образования орогенной стадии в Восточном Прибайкалье. Они представлены аллювиальными осадками с каолином на водоразделе падей Семенкина и Клочневская в 2,5 км севернее д. Клочнево и в долине р. Турка, на водоразделе ручьев Первый и Холзановский. На склоне Морского хребта синорогенные серовато-белые алевритовые суглинки (2,6 м) и конгломераты приурочены к поверхности 180-метрового эрозионного уровня рч. Итанца.

Спорово-пыльцевой спектр содержит пыльцу *Pinus* subgen. *Diploxylon* (80 %), *P.* subgen. *Haploxylon* (10 %), *Betula* sp. (8 %). В меньшем количестве присутствует пыльца *Picea* sp., *Alnaster* sp., *Ulmus* sp., *Corylus* sp. Травянистая растительность представлена Gramineae, Polygonaceae, Ranunculaceae, *Artemisia* sp., *Atriplex* sp. Отложения сопоставляются со слоями с Pinaceae–*Betula* spp.–*Ulmus–Tilia*–Compositae (палинокомплекс IX).

За интенсивным врезанием в поверхность 180-метрового уровня последовало выравнивание продольного профиля реки на уровне 120–140 м. В долине р. Турка нижнеплиоценовые отложения на поверхности 120-метрового уровня имеют песчано-алевритовый состав. Они пестроцветны, мощность не более 10 м. В период осадконакопления нижней части разреза в растительном покрове господствовали сосновые леса с примесью темнохвойных пород и берез, что говорит о довольно влажном климате.

Геологический возраст отложений устанавливается на основании сопоставления с возрастом продуктов переотложения красноцветной коры выветривания (тологойской свиты), выполняющей понижения коренных склонов современного рельефа и являющейся самым поздним образованием плиоцена. Возраст отложений 120- и 180-метровых уровней древнее тологойской свиты.

В осадочном наполнении Тункинской впадины плиоцен-четвертичные базальты отделены от миоценовых 450-метровой толщей грубообломочных отложений аносовской свиты, не содержащей базальтовых прослоев [Нагорья..., 1974]. Толща расположенных выше по разрезу плиоценовых отложений, переслаивающихся с базальтами, составляет 300 м. Затем в обстановке вулканического затишья формировалась 200-метровая грубообломочная толща, которую венчают шлаковые конусы. Они покрывают заболоченное днище северо-восточной части впадины, продолжающей погружение в настоящее время. С нижнеплиоценовой частью хойготской толщи в Тункинской впадине коррелирует лавовый пакет, залегающий выше аносовской свиты, а на Еловском отроге – выходы лав с K-Ar датировками в диапазоне 5–4 млн лет.

6.2.6. Синхронные отложения слоев с *Pinus sylvestris* L.–*Betula* spp.–*Corylus*–*Juglans*–*Artemisia* (ПК X)

Следующему этапу плиоценового поднятия соответствует 70-метровый врез в Селенгинском среднегорье. В горах к нему относятся более поздние отложения нижних уровней среза (40–60 м). На левом склоне долины р. Селенга, вблизи выхода ее из Хамар-Дабанского сужения, изучен разрез аллювиально-озерных осадков, представленный озерной ленточно-слоистой глиной с включениями единичных галек. В нижней части разреза наблюдается мелкозернистый желтый плотный песок, переслаиваемый палевой глиной (5 м). Растительность во время формирования этих осадков была представлена смешанными сосново-березовыми лесами с участием *Alnaster* sp., характерными для среднего плиоцена.

Во второй половине плиоцена в Иволгинской, Нижне- и Среднеудинской впадинах происходила аккумуляция красноцветных образований, представленных глинами, суглинками и супесями с примесью гальки, щебня и дресвы. Мощность красноцветных отложений колеблется от 5 м на склонах долин, у их подножий, а на низкогорьях и межвпадинных перемычках – до 30 м. В центральных частях впадин мощность отложений превышает 30 м.

Один из более поздних этапов врезания выражен накоплением аллювиально-озерных отложений 50-метровой цокольной террасы р. Селенга на окраине с. Старое Татаурово в Итанцинской впадине. Скважиной 29 вскрыт аркозовый песок с гравием и крупным галечником. Сравнение минералогических характеристик нижней части разреза мощной аллювиальной толщи рч. Итанца и охваченных красноцветным выветриванием аллювиально-озерных осадков цокольно-аккумулятивной террасы у с. Старое Татаурово показывает близкие величины соотношения устойчивых и неустойчивых минералов – соответственно 0,13 и 0,11, содержания тяжелой фракции – 1,3 и 1,05. Отсюда следует, что химическое выветривание периода красноцветной коры, происходившее перед началом четвертичного периода, одинаково охватывало как уже накопленные к тому времени отложения 50-метрового уровня, так и отложения глубокого тальвега долин. Следовательно, обохренные отложения глубокого тальвега могли накопиться в конце плиоцена, но раньше формирования красноцветной коры выветривания. Спорово-пыльцевые спектры нижней части разреза отображают древесную растительность (смешанный сосново-березовый лес с примесью *Alnaster* sp.), которая преобладает над травянистой. Выше по разрезу в спорово-пыльцевых спектрах встречаются широколиственные *Corylus* sp. и *Quercus* sp.

В районе Хамар-Дабанского сужения долины р. Селенга на высоте 30 м обнаружен охристый аллювий, представленный мелкими галечниками с гравием и мелкозернистым песком. Спорово-пыльцевые спектры из охристого аллювия характеризуют смешанные сосново-березовые леса с небольшой примесью *Picea* sp., *Abies* sp. с участием широколиственных пород Juglandaceae с подлеском из *Alnaster* sp. Из состава спорово-пыльцевого спектра следует, что в период накопления вмещающих отложений существовали лесные ландшафты, в которых присутствовали широколиственные породы. Климат был влажнее и теплее современного.

Отложения конца нижнего–начала верхнего плиоцена с фауной млекопитающих в 1985–1987 гг. изучены Н.П. Калмыковым [1989] на левобережье р. Темник, в 0,5 км восточнее с. Удунга. В песчано-глинистой пачке второй толщи были обнаружены *Ochotonoides* cf. *complicidens* Boule et Teilh., *Lynx* ex gr. *shansius* Teilh., *Parameles suillus* Teilh. [Иметхенов, Калмыков, 1988]. В состав фауны входят также мастодонт *Zygolophodon,* гиены *Pachycrocuta,* махайродусы *Homotherium,* гиппарионы *Hipparion houfenence* и *H. tchicoicum*, которые в целом датированы концом раннего–началом позднего плиоцена.

В более поздней работе Н.П. Калмыков [1997] рассматривал удунгинскую фауну раннего плиоцена в качестве комплекса первого этапа развития млекопитающих. Были определены такие формы, как *Ochotonoides* cf. *complicidens, Castor* sp., *Nyctereutes* sp., *Canis* sp., *Ursus* ex gr. *ruscinensis-minimus, Gulo* ex gr. *minor, Parameles suillus, Pachycrocuta pyrenaica, Lynx shansius, Homotherium* sp.,

Zygolophodon sp., *Hipparion houfenense, H. tchicoicum, Dicerorhinus* sp., *Orchonoceros* sp., *Capreolus flerovi, Antilospira zdanskyi, Gazella sinensis, Parapresbytis eohanuman.* Снижение видового разнообразия на рубеже раннего–позднего плиоцена связывалось с похолоданием климата.

В позднем плиоцене вулканическая деятельность проявилась в Тункинской впадине и сопредельной части Еловского отрога около 2,5–2,4 млн лет назад [Рассказов и др., 2000а].

6.2.7. Синхронные образования береинской толщи

В позднем плиоцене в Селенгинском среднегорье наступил период относительного тектонического покоя, в течение которого формировалась красноцветная кора выветривания. Продукты переотложения этой коры в начале 1960-х годов выделены Н.А. Логачевым в тологойскую свиту, стратотипом которой был признан нижний горизонт разреза у горы Тологой. Красноцветные отложения изучены также в опорных разрезах в районе с. Додо-Гол, у фермы Береговая и др. Тологойский разрез открыт А.П. Окладниковым в 1951 г. и впоследствии подробно охарактеризован в работах Л.Н. Иваньева [Верещагин и др., 1960], Н.А. Флоренсова [1960], Н.А. Логачева [1958а, б, 1974], Л.П. Александровой, Д.-Д.Б. Базарова [1965, 1968, 1986], М.А. Ербаевой [1970, 1984, 1988], Э.И. Равского [1972], Э.А. Вангенгейм [1977], М.В. Сотниковой [1974]. В качестве парастратотипа тологойской свиты рассматривались разрезы у фермы Береговая, а также Шамар в долине р. Орхон (Северная Монголия).

В Тологойском разрезе выделяются три разновозрастные толщи:

1) нижняя – красноцветная, представленная глинами с большим количеством гранитной дресвы и обломков, с линзами плохо промытого зеленовато-палевого песка, с желваками карбонатных стяжений, мощность 2,5–3 м;

2) средняя – супесь палево-серая, буроватая с линзочками мелкого гравия и песка; отмечаются два прослоя погребенных почв в виде красновато-бурой плотной супеси с рассеянным песком, мощность 10–11 м;

3) верхняя – супесь палево-серая с мелким гравием и грубым песком, с криогенными нарушениями.

Толщи 2 и 3 антропогеновые, представлены пролювиальными или делювиально-пролювиальными образованиями [Базаров, 1986].

Нижняя красноцветная толща этого разреза впервые детально рассмотрена Л.Н. Иваньевым и Н.А. Флоренсовым [1958]. Э.И. Равский, Н.А. Логачев, Д.-Д.Б. Базаров и другие исследователи считали ее продуктом ближнего переотложения особой железистой, красноцветной коры выветривания в условиях мелкого водоема. Из этой толщи Л.Н. Иваньев определил фауну млекопитающих *Mus* sp., *Marmota* cf. *sibirica* Radde, Felidae, *Dicerorhinus* sp., *Hipparion* sp., *Gazella* cf. *gutturosa* Pall., *Cervus* (cf. *elaphus*?), Canidae, на основании которой красноцветы отнесены к верхнему плиоцену. Фауна сопоставлялась с фауной местонахождений Сан-Кан-Хо, нижних слоев Чжоукоудянь и хапровской толщи. По данным исследований Э.А. Вангенгейм [1977], фауна красноцветов разреза представлена *Hipparion* sp., *Gazella* cf. *sinensis* Teiln. et Piv., Cervidae indet., *Ochotona tologoica* Hab., *Och.* sp., Muridae и др. Красноцветы разреза сопоставлялись по возрасту с красноцветами у фермы Береговая, датируемыми верхним плиоценом.

Красноцветные глины по содержанию фауны мелких млекопитающих делятся на два слоя: верхний с *Ochotona tologoica* Hab., *Och.* ex gr. *intermedia* Erbajeva, *Och.* sp., *Marmota* cf. *sibirica* Radde, *Mus* sp., *Prosiphneus* sp., *Mimomys* ex gr. *reidi-pusillus, Villanyia* cf. *laguriformes* Erbajeva, *Prosiphneus* ex gr. *yongi-pseudarmandi* и нижний с *Ochotonoides comlicidens* Boule et Teilh., *Villanyia* cf. *eleonorae* Erb., *Mimomys* cf. *minor* (Feifar), *Cricetulus* sp., *Prosiphneus* ex gr. *praetingi* Teilh. [Агаджанян, Ербаева, 1983]. Из приведенного списка наиболее близки к фауне местонахождения у фермы Береговая такие формы, как *Ochotonoides complicidens, Villanyia* cf. *eleonorae, Mimomys* cf. *minor, Prosiphneus* ex gr. *praetingi.*

В парастратотипе тологойской свиты у фермы Береговая выделено несколько характерных пачек [Базаров и др., 1976,]. Первая представлена лессовидной супесью, разнозернистым палево-серым песком мощностью от 0,9 до 2,5 м. Пески и супеси по составу, характеру залегания, степени промытости и окатанности обломков представляют собой типичный овражный аллювий. Вторая пачка сложена красновато-бурым суглинком и супесью с линзами, прослоями светло-серого песка со щебнем. Мощность 0,5–1,0 м. Третья представлена красновато-бурым песком с мелким щебнем, переслоенным суглинком. Мощность 1,5–4,2 м. Отложения являются склоновыми типа делювия – овражного аллювия, о чем свидетельствуют сравнительно слабая окатанность и промытость материала, слабо выраженная слоистость. К верхнему плиоцену отнесены вторая и третья пачки, на что указывает ископаемая фауна *Ochotona* sp., *Och.* (cf. *eximia* aut *gigas*), *Citellus* sp., *Antilospira* cf. *zdanskyi*(?), *Gazella* cf. *gutturosa* Pall., *Cervus* sp., *Dicerorhinus* sp., *Ursus* sp., *Hyaena* sp., *Hipparion* sp. [Верещагин и др., 1960].

Красноцветные отложения у фермы Береговая Л.Н. Иваньевым [Иваньев, Флоренсов, 1958; Иваньев, 1970] были разделены на две свиты: чикойскую (красно-желтая супесь третьей пачки с фауной, включающей новый вид *Hipparion tchikoicum* Ivanjev "среднеплиоценового" возраста) и тологойскую (верхний горизонт красных щебнистых глин второй пачки с "позднеплиоценовой" фауной *Hipparion longidonte*). В дальнейшем оба стратона стали рассматриваться в составе единой верхнеплиоценовой тологойской свиты [Вангенгейм, 1977; Базаров, 1986].

Из второй пачки разреза у фермы Береговая определены остатки *Hipparion* ex gr. *houfenense* Teilh. et Young, *H. tchikoicum* Ivanjev, *Dicerorhinus* sp., *Gazella* cf. *sinensis* Teilh. et Piv., *Antilospira* sp., *Palaeotragus* sp., *Canis* cf. *chihliensis* var. *minor* Teilh. et Piv., *Nyctereutes* cf. *sinensis* (Schlos), *Euryboas* cf. *lunensis* Camp., *Felis* (*Lynx*) *shansius* Teilh., *Acinonyx* sp. [Вангенгейм, 1966; Вангенгейм и др., 1977]. Мелкие млекопитающие в том же местонахождении представлены *Prosiphneus* ex gr. *praetingi* Teilh., *Mimomys minor, M. pseudintermedius* Erb., *M.* cf. *reidi* Hint., *Villanyia eleonorae, Ochotonoides complicidens* Roule et Feilh., *Pentalagini* gen., *Ochotona gromovi* Erb., *Och. minor* Erb., *Petenyia hungaricus* и др. [Базаров и др., 1976б; Базаров, 1986].

В местонахождении фауны чикойского комплекса у с. Удунга (по Н.П. Калмыкову) находятся формы "второго этапа эволюционного развития млекопитающих" (начало позднего плиоцена, ранний виллафранк): *Canis* sp., *Nyctereutes* cf. *sinensis, Parameles suillus, Lynx shansius, Hyaena* sp., *Hipparion houfenense, H. tchicoicum, Proboscidipparion* sp., *Dicerorhinus* sp., *Palaeotragus* sp., *Orchonoceros gromovi, Gazella sinensis*. Этапность в развитии крупных млекопитающих автор объясняет на основе анализа различных групп животных "в основном иммиграцией и отчасти эволюционным замещением" [Калмыков, 1989, 1997].

Сравнивая фауну раннего виллафранка у с. Удунга и фермы Береговая, И.А. Вислобокова с соавт. [1993] предположили, что последняя имеет более молодой возраст, основываясь на присутствии *Prosiphneus praetingi*, большем разнообразии мимомисных полевок (*Miomys minor, M. reidi* и *M. pseudointermedius*), доминировании *Villanyia eleonorae* и отсутствии *Promimomys*, а также на эволюционном уровне *Hipparion* cf. *houfenense*. Подобное разнообразие и высокая численность жителей открытых пространств, возможно, отражают некоторые эволюционные изменения фауны, вызванные похолоданием и усилением аридизиции климата, которое могло происходить в конце эпохи Гаусс (около 2,6 млн лет назад). Наличие этого эпизода похолодания подтверждено при изучении осадочной летописи оз. Байкал [Williams et al., 1997; Карабанов и др., 2000].

Датировка красноцветов у горы Тологой и фермы Береговая и геологический возраст чикойского фаунистического комплекса получили новое обоснованное подтверждение. Они синхронны с красноцветами разреза Шамар в долине р. Орхон (МНР) [Девяткин, Зажигин, 1975; Дмитриева, 1975]. Фауна местонахождения Шамар представлена "формами, в основном конспецифичными найденным у Береговой и Удунги, но отличается большим разнообразием комплексов мелких млекопитающих и хищных" *Mimomys hintonicoelodus, Allactaga, Sinaptomys, Vulpes* и др. [Девяткин и

др., 1979; Вислобокова и др., 1993]. Базальты, залегающие ниже терригенных слоев с идентичным комплексом фауны в долине р. Орхон, имеют K-Ar датировку 3,1 ± 0,8 млн лет [Девяткин, 1981] (по данным, помещенным в статье Л.К. Габуния и др. [1975], рассчитывается значение этой датировки 2,5 ± 0,8 млн лет). Они намагничены отрицательно и отнесены к эпохе Гаусс. Время существования фауны Шамар сопровождалось качественно новым этапом в эволюции растительности – исчезновением из структуры вертикальной поясности неморальных лесов и перестройкой вертикальной поясности по аридному типу [Девяткин, Смелов, 1979].

Разрез Шамар – это важнейший парастратотип (точнее, гипостратотип [Стратиграфический кодекс, 1992]) тологойской (чикойской) свиты и чикойского фаунистического комплекса. Он также является новым доказательством более тесной связи позднеплиоценовой фауны Западного Забайкалья с фауной Северного Китая, Казахстана, Западной Сибири и Восточной Европы. По K-Ar датировке 2,5 ± 0,8 млн лет разрез Шамар в пределах погрешности измерений сопоставляется с кровлей хойготской толщи Витимского плоскогорья.

В стратотипе тологойской свиты (гора Тологой) спор и пыльцы не найдено. Поздним плиоценом датирован спорово-пыльцевой спектр из синхронных толщ р. Орхон Северной Монголии. Указывалось, что нижние горизонты этих толщ древнее нижнего почвенного горизонта д. Клочнево (разрез I). Верхний горизонт сопоставлялся с верхним горизонтом у селения Итанцы и относился к подтокскому времени [Белова, 1985].

В целом отложения тологойской свиты широко распространены на площади Селенгинского среднегорья, однако выходы их закартированы лишь в единичных участках, в основном в глубоких эрозионных врезах высоких террасоувалов и долинах рек Кудара, Хилок, Чикой. На междуречье Каштаки–Алташи–Гашей тологойская свита вскрыта скв. 1 вблизи пос. Подлопатки. Она представлена пачкой переслаивающихся песчано-гравийно-галечных отложений с глинами красновато-вишнево-коричневыми, кирпично-красными, с гравием и прослоями песка. Генезис отложений делювиально-пролювиальный, пролювиально-озерный. Мощность до 44 м. В спорово-пыльцевом спектре отложений установлены доминанты *Artemisia*; субдоминанты Chenopodiaceae, Poaceae, *Pinus sylvestris* L., *Betula* sp., сопутствующие *Pinus sibirica* (Rupr.) Mays., *Pinus* spp., *Pinus* sect. *Strobus, Alnus, Fagus* sp., *Quercus* sp., *Carpinus* sp., *Tilia* sp., прочего разнотравья, единичные *Picea* sp., *Abies* sp.

В легенде Селенгинской серии листов (масштаб 1:200 000) В.В. Кошкиным и др. (2000 г.) выделены два типа разрезов тологойской свиты: делювиально-пролювиальный и озерно-аллювиальный. Первый тип формировался на бортах впадин. Отложения включают большое количество (до 30 %) обломочного материала и характеризуются слабо наклоненной слоистостью за счет чередования щебнистых и глинистых слоев (1–5 м). Второй тип приурочен к внутренним частям впадин и сложен в основном глинами с прослоями и линзами охристых песков, галечников, валунников. Мощность свиты до 50 м.

Окраска отложений преимущественно ярко-коричневато-бурая, коричневая с различными оттенками. Изредка отмечаются темно-, зеленовато-серые, белые и розовые уплотненные жирные глины с обломками щебня, гравия, крупных зерен кварца. Химический состав глин (%): SiO_2 58–62; Al_2O_3 17–18; Fe_2O_3 5,5–6,5; MnO 0,2; $Na_2O + K_2O$ 7,0–7,4. Литологический состав отложений и термический анализ глинистой фракции свидетельствуют об их формировании в степных ландшафтах при умеренно-теплом климате.

В Итанцинском опорном разрезе плиоцен представлен шоколадно-коричневыми неслоистыми грубыми суглинками и глинами, залегающими на юрских конгломератах, перекрытых красновато-бурыми, оранжево-коричневыми суглинками с фауной эоплейстоцена. В долине рч. Итанца (д. Клочнево) "тологойские" красноцветы описаны Э.А. Вангенгейм с соавт. [1984], Д.-Д.Б. Базаровым с соавт. [1976б]. В разрезе Клочнево-1 отложения представлены темно-бурой, слегка красноватой щебнистой глиной, аналогичной красноцветам нижней толщи горы Тологой. Они включают обломки

скорлупы яиц страуса и неопределимые обломки костей млекопитающих, по характеру сохранности похожие на таковые тологойского местонахождения. Спорово-пыльцевые спектры отражают распространение растительности степей и лесостепей (галерейные сосново-березовые леса с примесью широколиственных).

В разрезе Клочнево-2 (в 0,8 км северо-восточнее первого) наблюдаются шоколадно- и красновато-коричневые с розовыми пятнами тяжелые глины со щебнем. Они залегают в основании толщи овражных образований. По стратиграфическому положению и литолого-фациальным признакам они отнесены к концу плиоцена. Одновозрастные аналоги этих отложений с фауной, характерной для северокитайского виллафранка, описаны в опорных разрезах у горы Тологой, фермы Береговая и других местонахождениях Селенгинского среднегорья [Базаров, 1968, 1986]. Спорово-пыльцевые спектры отражают существование разреженных березовых лесов *Betula* sect. *Costatae, B.* sect. *Albae* с примесью сосновых *Pinus sylvestris* L., широколиственных *Ulmus* sp., *Tilia* sp., *Quercus* sp., *Corylus* sp. и разнотравьем Gramineae, Compositae, Chenopodiaceae [Белова, 1985].

В области перемычки, разделяющей Селенгино-Итанцинскую мезозойскую и Усть-Селенгинскую кайнозойскую впадины, на междуречье Поперечной и Вилюйки, по ключевым участкам изучен разрез верхнекайнозойских образований общей мощностью 250 м, вскрытый буровыми скважинами. Отложения представлены валунно-галечно-гравийным материалом аллювиального генезиса. В спорово-пыльцевых спектрах доминирующее положение занимает пыльца древесно-кустарниковой растительности с преобладанием пыльцы хвойных *Pinus sibirica* Rupr. (Mayr.), *P. sylvestris* L., *Picea* sp. Пыльца мелколиственных пород представлена *Betula* sp., *Alnus* sp., *Salix* sp. В меньшем количестве присутствует пыльца широколиственных *Quercus* sp., *Fagus* sp., *Carpinus* sp., *Ulmus* sp., *Tilia* sp., *Corylus* sp. В пыльце травянистых распространены *Artemisia* sp., Cyperaceae, Gramineae, Rubiaceae и прочее разнотравье, в споровых – *Bryales* sp., *Sphagnum* sp., *Lycopodium* sp., Polypodiaceae. Спорово-пыльцевые спектры отражают разреженные березово-сосновые леса с участием широколиственных видов, ели и богатым травянистым покровом. Такая растительность могла произрастать в умеренно-теплом влажном климате, характерном для верхнего плиоцена.

В черте г. Улан-Удэ на правом склоне долины р. Селенга, на участках распространения террас высотой 40–70 м, траншеями и скважинами вскрыта верхнеплиоценовая "охристая" толща, состоящая из выветрелых ожелезненных галечников с редкими валунами. Вмещающие пески также выветрелые. В галечниках имеются прослои (15–20 см) серых, буровато-серых крупнозернистых песков и мелкого гравия. Мощность галечников 30–50 м.

В районе Иволгино-Удинской тектонической перемычки установлены верхнеплиоценовые аллювиально-пролювиальные красновато-бурые песчанистые глины с включениями переотложенных охристых галечников и гравия и фациально связанные с ними палево-серые и красновато-бурые пролювиально-озерные осадки, вложенные в галечно-песчаниковые миоценовые отложения березовской свиты.

В южном борту Иволгинской впадины на глубине 70–80 м залегает ожелезненная песчано-галечная толща, перекрытая гравийно-супесчаными и песчаными осадками, аналогичными нижненеоплейстоценовым отложениям средней и верхней толщ Тологойского разреза [Равский, 1972]. Песчано-галечная толща, выполняющая погребенное русло, по-видимому, соединяется с погребенными галечниками р. Селенга.

Погребенные аллювиальные отложения рек Селенга, Хилок, Итанца, а также р. Иволга залегают под мощной толщей песков верхнего эоплейстоцена–нижнего неоплейстоцена. Это свидетельствует о средне-позднеплиоценовом? возрасте охристых погребенных галечных отложений долин Селенгинского среднегорья. Они сопоставимы с шанхаихинской [Мац, 1985; Мац и др., 2001] свитой юго-восточного побережья оз. Байкал.

При формировании 200-метровой грубообломочной осадочной толщи на рубеже плиоцена и плейстоцена Тункинская впадина продолжала быстро прогибаться. При извержениях около

1,6 млн лет назад прекратилось прогибание ее восточной части, сопредельной с Еловским отрогом. До воздымания этого отрога на нем излились лавы интервала 1,2–0,8 млн лет назад. Затем последовала приморская фаза тектонической активизации, выраженная воздыманием западного борта Байкальской впадины. Результатом этих движений явился наклон поверхности Еловской междувпадинной перемычки к западу. Плейстоценовые вулканические эпизоды в Тункинской долине сопровождали две структурные перестройки: одну – на плиоцен-плейстоценовой границе, другую – на границе эоплейстоцена и неоплейстоцена [Рассказов, 1993; Рассказов и др., 1996, 2000а]. Датированные вулканические эпизоды 1,8–1,5 и 1,1–0,6 млн лет назад Амалатского плато сопоставляются с эпизодами ~1,6 и 1,2–0,8 млн лет назад Тункинской рифтовой долины.

6.2.8. Согласованность развития седиментации и вулканизма вдоль Тунка-Еравнинской зоны

Тунка-Еравнинская зона выделена как структура позднемел-палеогенового этапа рифтогенеза на юге Сибири по локализованному ареалу распространения осадочных отложений и вулканических пород в виде полосы, протянувшейся от Тункинской впадины через Южный Байкал до Еравнинской депрессии [Rasskazov, 1994]. Приведенные результаты исследований осадочных и осадочно-вулканогенных толщ свидетельствуют о длительной тектонической активности Тунка-Еравнинской зоны, начавшейся в кампане–маастрихте, т. е. порядка 80–70 млн лет назад, а выполненные корреляции – о ее развитии как единой структуры. Выясняется согласованность седиментации и вулканизма не только в палеогене, но и в неоген-четвертичное время, когда формировалась Байкальская рифтовая зона. Такая согласованность явно проявлялась на окончаниях Тунка-Еравнинской зоны, в районе Тункинской долины – осевой структуры Байкальской рифтовой зоны, и в районе Еравнинской депрессии, оказавшейся за пределами зоны наиболее активных неоген-четвертичных рифтогенных движений.

В раннем развитии Тунка-Еравнинской зоны выражены исингинские (кампан-маастрихтские), иренгинские (палеоцен-эоценовые) и кулариктинские (олигоцен-раннемиоценовые?) события, а в позднем – джилиндинские (средне-позднемиоценовые), хойготские (плиоценовые), береинские (плейстоценовые).

Согласованность процессов в Тунка-Еравнинской зоне прослеживается в осадконакоплении и вулканизме 56–51, 21–18, 15–13, 12–9, 5,2–2,4, 1,8–1,5 и 1,2–0,6 млн лет назад. Южнее Тункинской долины, в бассейне р. Джида, вулканизм завершился, подобно вулканизму Витимского плоскогорья, ~0,6 млн лет назад, хотя на вулканических полях северо-восточной и западной частей Байкальской рифтовой системы (Удоканском и Восточно-Тувинском) он продолжался до голоцена включительно [Рассказов и др., 1996, 2000а]. Из датированных вулканических эпизодов Витимского плоскогорья в Тункинском рифтовом сегменте пока не известен только эпизод ~29 млн лет назад.

6.3. Межрегиональные корреляции и палеотектонические реконструкции в Центральной, Южной и Восточной Азии

Сопоставления отложений кайнозоя Западного Забайкалья со смежными и удаленными районами (Западная–Средняя Сибирь, Дальний Восток) приведены при характеристике отдельных стратонов и показаны в табл. 6.1 и на рис. 6.2. Этот подход дал возможность поместить региональные стратиграфические подразделения Витимского плоскогорья в общую схему стратиграфии кайнозоя территории Азии.

В настоящем разделе акцент переносится на межрегиональные сопоставления стратиграфических подразделений Витимского плоскогорья как части Тунка-Еравнинской рифтовой зоны для выяснения природы ее длительной тектонической и магматической активности, начавшейся в кампане–маастрихте и продолжавшейся в течение всего кайнозоя.

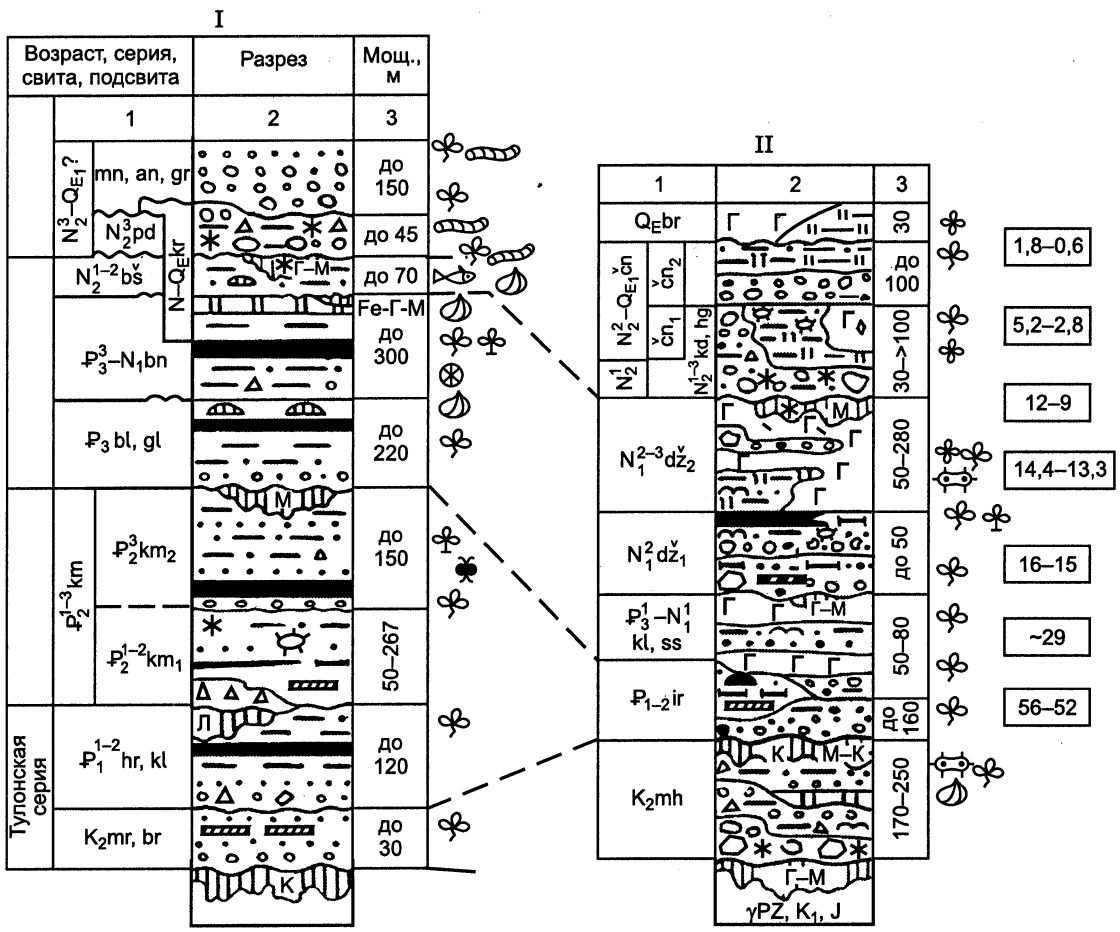


Рис. 6.2. Сопоставление верхнемеловых и кайнозойских образований Прибайкалья и Западного Забайкалья:

I – Предбайкальский прогиб, II – Селенгино-Витимский прогиб (Витимское плоскогорье). Местные стратоны (свиты, толщи): K_2mr – муромцевская, K_2br – бирилейская, $P_1^{1-2}hr$ – харанурская, $P_1^{1-2}kl$ – колсахайская, $P_2^{1-3}km$ – каменская (с двумя подсвитами $P_2^{1-2}km_1$ и $P_2^3km_2$); P_3bl – булусинская, P_3gl – гелочанская, P_3^3 – $N_1^{1-3}bn$ – баяндайская, $N_2^{1-2}bš$ – байшинская, N_2^3 pd – подтокская, N– Q_{E_1} kr – киренская, N_2^3 –Q_{E_1} mn – манзурская, an – ангинская свиты, gr – горбичская толща; K_2mh – мохейская, $P_{1-2}ir$ – иренгинская, P_3^1kl –куляриктинская, P_3–N_1?ss – сосновоозерская толща, $N_1^{2-3}dž$ – джилиндинская (с подсвитами $N_1^2dž_1$ – нижней и $N_1^{2-3}dž_2$ – верхней); $N_2^{1-3}hg$ – хойготская и $N_2^{1-3}kd$ – кыджимитская толщи, N_2^2 – Q_{E_1} čn – чининская свита (с подсвитами: N_2^{2-3} $čn_1$ – нижней и N_2^3 – Q_{E_1} $čn_2$ – верхней), Q_Ebr – береинская толща. Коры выветривания: Л – латеритная, К – каолинитовая, М – монтмориллонитовая, Г – гидрослюдистая. Для стратиграфической колонки Витимского плоскогорья показаны интервалы калий-аргоновых датировок вулканических пород (млн лет). Усл. обозн. см. на с. 22–23.

6.3.1. Подходы к исследованиям позднемеловой и кайнозойской тектоники Евразии

Юго-восточная часть Евразии состоит из стабильных блоков и обширных подвижных систем [Рассказов и др., 1998; Гатинский, Рундквист, 2004; и др.]. Один из современных подходов к исследованию кайнозоя Центральной и Восточной Азии был основан на гипотезе "экструзивной тектоники" [Tapponnier et al., 1982]. Основное значение придавалось сжимающим усилиям, созданным Индо-Азиатской коллизией 66–50 млн лет назад. Восточная окраина Азии рассматривалась как лишенная каких-либо препятствий для блоковых перемещений в восточном и юго-восточном

направлениях. По мнению некоторых авторов механизм "экструзивной тектоники" распространялся, предположительно, на всю Азиатско-Тихоокеанскую зону конвергенции, включая Северо-Западную Пацифику, Северо-Восточную Азию и Аляску [Jolivet at al., 1994; Fournier et al., 2004; Worrall et al., 1996], хотя конкретных геологически значимых доказательств действия такого механизма не приводилось.

Традиционно геодинамическая эволюция восточной окраины Евразии связывалась с движениями плит Пацифики и ее окраинных морей. Этот подход исходит из реконструкций спрединга океанского дна по полосовым магнитным аномалиям и геохронологии аккретированных океанических и островодужных террейнов [Hilde et al., 1977; Seno, Maruyama, 1984; Faure, Natal'in, 1992; Natal'in, 1993; Maruyama et al., 1997; Ханчук, 2000; Парфенов и др., 2003; и др.]. Исследования окраины Евразии, как правило, были сосредоточены в основном на мезозойской истории, которая, как предполагалось, играла основную роль в создании аккретированных комплексов, а кайнозойская тектоника рассматривалась как производная мезозойских тектонических процессов, как их естественное продолжение. Между тем мезозойские террейны изучены фрагментарно, а их тектонические реконструкции с позиций кинематики плит далеко не однозначны. Имеются гипотезы, предполагающие для мезозоя континента коллизионные эффекты, подобные Индо-Азиатской коллизии. Например, юрско-меловые тектонические события "Йеншанской орогении" ("Yenshan Orogeny") в Восточной Азии рассматривались как проявление экструзивной тектоники, вызванной коллизией с Азией Индо-Синийского блока [Kimura et al., 1990]. Если такие эффекты возникали, то они, разумеется, не могли не повлиять на процессы конвергенции плит в такой же мере, как влияла Индо-Азиатская коллизия. Кайнозойские осадочные и магматические комплексы, наоборот, достаточно представительны и обеспечивают практически непрерывную информацию о последовательности тектонических событий с перспективой распознавания эффектов, вызванных Индо-Азиатской коллизией и процессами конвергенции океанских плит Пацифики с Евразией.

Основополагающую роль в плитотектонических реконструкциях Пацифики сыграла статья японских исследователей Т.У.К. Хильде и др. [Hilde et al., 1977]. Эти авторы предположили, что Тихоокеанская плита зародилась в южной части океана в центре тройного сочленения хребтов плит Кула, Фараллон и Феникс. Мезозойская система спрединговых хребтов была ориентирована в общем субширотно и рассекалась субмеридиональными трансформными разломами большой протяженности. По мере миграции хребтов к северу плиты Кула и Изанаги субдуцировали под Евразию. Около 100 млн лет назад западное окончание Кула-Тихоокеанского хребта должно было находиться рядом с краем Евразии в районе Японии. Приблизительное совпадение Японского моря с районом позднемеловой субдукции Кула-Тихоокеанского хребта продполагало возникновение особых условий растяжения, подобных условиям образования окраинного моря в Калифорнийском заливе. Предполагалось также, что направление движения Тихоокеанской плиты изменилось с северного на западное около 45 млн лет назад, и первоначально простиравшиеся субмеридионально зоны разломов стали играть роль ослабленных зон коры для новой субдукции и образования островодужных систем Кюсю-Палау, Филиппинской, Бонинской, Марианской, Яп, Палау и Тонга.

Впоследствии эта гипотеза претерпела изменения, хотя заложенные в ней основы воспроизводились в различных вариациях. К примеру, появились различные варианты скоростных векторов плит Тихоокеанской, Кула и Фараллон. Было выдвинуто предположение, что спрединг хребта между плитами Тихоокеанской и Кула начался приблизительно 85 млн лет назад, что потребовало вовлечения в интерпретацию новой тектонической единицы в Северо-Западной Пацифике, названной "плитой Изанаги" [Woods, Davies, 1982]. Хребет между плитами Фараллон и Изанаги мог приблизиться к восточному краю Евразии уже 150 млн лет назад [Isozaki et al., 1990]. Д.С. Енгебретсон с соавт. [Engebretson et al., 1984] вынуждены были признать, однако, что отсутствие полосовых линейных аномалий во время мелового магнитного периода затишья (Cretaceous Quiet Period) между хронами МО и 34 (119–83 млн лет назад) не позволяет выполнить удовлетворительных плитотек-

тонических реконструкций. Тем не менее предполагалось, что этот временной интервал и мог соответствовать главной реорганизации плит [Rea, Dixon, 1983].

Подробный обзор проблем тектонических реконструкций в Западной Пацифике с оценкой роли субдукционных процессов в тектонике Восточной Азии выполнен нами ранее [Rasskazov et al., 2004b; Рассказов, 2005; Rasskazov, Taniguchi, 2006]. Становление современной зоны субдукции Тихоокеанской плиты произошло в течение последних 37 млн лет. Развитие этой зоны запечатлено в дуге Северо-Восточной Японии и задуговой области, включающей Японское море и материковую окраину. Субдукция обеспечивалась локальным гравитационным затягиванием вниз океанического материала под Восточную Азию (эффект pool down). Севернее дуги Северо-Восточной Японии континент отделен от Тихоокеанской плиты Охотоморской плитой, а южнее – Филиппиноморской. Аккреция последней плиты к Евразии рассматривалась как основная причина резкой структурной перестройки в интервале 21–15 млн лет назад, послужившей спусковым механизмом одновременного пространственного перераспределения магматизма в Восточной и Центральной Азии.

Механизм локального гравитационного затягивания океанического материала под континент, по-видимому, был в целом свойствен для позднего фанерозоя зоны конвергенции океанских плит Пацифики с Евразией. Выявленный характер развития магматизма, связанного с аккрецией террейнов и локальным проникновением под континент океанской слэбовой лопасти от Японского преддугового трога, позволяет рассматривать подобные локальные нисходящие движения как источник концентрированных усилий, создававшихся в океанской литосфере и в литосфере перекрывающей континентальной плиты. Подобный механизм должен был действовать при закрытии восточной части Монголо-Охотского океана и при аккреции к Евразии Охотоморской плиты.

Рассмотрение магматических и тектонических событий, исторически связанных с закрытием Монголо-Охотского океана, выходит за рамки настоящей работы. События, сопровождавшие аккрецию Охотоморской плиты, являются важнейшим звеном в геологических реконструкциях кайнозоя и второй половины позднего мезозоя. Обратимся к магматическим, метаморфическим и тектоническим событиям Центральной и Восточной Азии, которые соответствовали по времени тектонически спокойной обстановке сеномана–сантона на юге Восточной Сибири и последовавшим, начиная с кампана–маастрихта, событиям в Тунка-Еравнинской зоне. Временные рубежи интервалов определены с учетом радиоизотопных датировок вулканических пород Витимского плоскогорья и временных ограничений серий событий, сопоставляющихся с событиями Тунка-Еравнинской зоны.

Причинно-следственные соотношения меж- и внутриплитных процессов в Центральной, Южной и Восточной Азии, по-видимому, будут поддаваться реальной оценке, если: 1) ввести строгие критерии временного соответствия событий на континенте межплитным тектоническим и магматическим событиям и 2) учесть фактор зарождения и развития под континентом низкоскоростных мантийных аномалий.

6.3.2. Развитие позднемелового магматизма восточной активной окраины Евразии: ключ к пониманию значения тектонической перестройки 90–75 млн лет назад

Рифтогенный магматизм восточной части Сино-Корейского кратона на п-ове Шандунь начался после амагматичного временного интервала, продолжавшегося с 90 до 75 млн лет назад. До магматического перерыва имел место контрастный интрузивный гранитный и базитовый магматизм, а после перерыва – эффузивный, базальтовый. По изотопным составам неодима и стронция интрузивный магматизм до 90 млн лет назад был производным обогащенных мантийных и коровых источников. Около 75 млн лет назад часть базальтовых лав еще имела такие же обогащенные изотопные метки, но резко сменялась обедненными – мантийными [Xu et al., 2004].

Анализ материалов по Юго-Западной Японии выявил отчетливую корреляцию позднемезозойских магматических и тектонических событий Восточной Азии с изменением кинематики движений аккреционного клина Санбагава от нисходящей субдукции к экструзивной эксгумации. Субдук-

ция развивалась одновременно с апт-альбской Монероно-Самаргинской островодужной системой, а экструзивная эксгумация сопровождалась более поздним (позднемеловым) магматизмом окраинно-континентального Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса [Rasskazov et al., 2004b]. Активность последнего начиналась в сеномане и завершалась в маастрихте извержениями андезитов и базальтов с максимумом кислого магматизма в коньяк-кампанское время [Симаненко, Ханчук, 2003; см. библиографию в этой работе].

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоплутонический пояс вместе с Охотско-Чукотским относятся к окраинно-континентальным поясам андийского типа [Парфенов, 1984; Филатова, 1988; Ханчук, 2000; Парфенов и др., 2003]. Попытки определения времени активности последнего радиоизотопной геохронометрией дали противоречивые результаты. По Rb-Sr изохронам и наиболее древним K-Ar датировкам в сочетании с биостратиграфическими данными предполагается, что магматизм пояса начался на апт-альбской границе (~110 млн лет назад) и продолжался, по крайней мере, 30 млн лет. Стратиграфическая последовательность вулканических пород завершалась щелочно-базальтовыми лавами [Котляр и др., 2001]. Датировки методом $^{40}Ar/^{39}Ar$ пород всей последовательности Охотского сектора пояса находятся в интервале 86–83 млн лет [Akinin, Hourigan, 2002], а пород верхней части последовательности Чукотского сектора пояса (пикарваамская, вороньинская и коекюнская свиты чаунской серии) – около 88 млн лет [Kelley et al., 1999]. Предполагается, что нижележащие алкакюнская и каленмуваамская свиты Чукотского сектора не отличаются по типу флоры от верхних свит, поэтому не могут быть существенно древнее. Для отторженных свинцов галенитов из рудных месторождений, расположенных в тыловой части Охотско-Чукотского пояса, получены модельные возрасты более 80 млн лет [Рассказов и др., 2003], приблизительно совпадающие в верхнем пределе с возрастом магматических пород пояса. Согласованность времени отторжения рудного свинца в тыловой зоне окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов с их возрастом, по-видимому, нужно рассматривать как общую закономерность.

По результатам $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования активность Охотско-Чукотского пояса ограничивается туроном–кампаном, т. е. совпадает с амагматичным интервалом п-ова Шандунь 90–75 млн лет назад. Из сопоставления геохронометрических данных вытекает вывод об изменении времени позднемеловой магматической активности вдоль восточной окраины Евразии. В поясах Восточного Сихотэ-Алиня и Риоке магматизм сохранял активность на протяжении всего временного интервала 95–65 млн лет назад. Южнее, в поясах Юго-Восточной Азии на территориях Вьетнама и Китая (до п-ова Шандунь на севере) окраинно-континентальный субдукционный гранитоидный магматизм завершился около 90 млн лет назад, а севернее, в Охотско-Чукотском поясе, последовала мощнейшая вспышка магматизма в интервале порядка 90–80 млн лет назад.

Для общих тектонических реконструкций важнейшее значение приобретает смена обстановки в интервале 90–80 млн лет назад вдоль континентальной окраины от амагматичного п-ова Шандунь через растянутую на поздний мел активность Восточно-Сихотэ-Алинского пояса к мощным сконцентрированным во времени магматическим процессам Охотско-Чукотского пояса. Если принять во внимание важнейшую структурную перестройку кинематики плит Тихого океана, произошедшую порядка 85 млн лет назад [Engebretson et al., 1985; и др.], то становится очевидным, что временной интервал 90–75 млн лет назад действительно должен был обозначить важнейшие перемены в глубинной динамике восточной окраины Евразии. Возможно, эти перемены были вызваны начавшейся аккрецией к Евразии Охотоморской плиты.

6.3.3. Внутриконтинентальные предысингинские магматические события (110–90 млн лет назад)

Шандуньский амагматичный интервал 90–75 млн лет назад в общем соответствует перерыву в осадконакоплении и вулканизме Западного Забайкалья, предшествовавшему накоплению осадочных

отложений исингинского горизонта. Имеющиеся геохронометрические данные для магматических пород внутренней части континента показывают: 1) развитие до 90 млн лет назад комплексов, включающих гранитоиды, 2) попадание в амагматичный шандуньский интервал явно искаженных радиоизотопных датировок магматических пород, 3) несовпадение интервалов датировок, полученных разными исследовательскими группами с частичным перекрытием амагматичного интервала и 4) перекрытие амагматичного интервала сравнительно надежными датировками.

1. Магматические породы возрастного интервала 110–90 млн лет распространены в Центральной и Восточной Азии. В апте–альбе? в Забайкалье изливались лавы тургинского и менее кутингского горизонтов. На Витимском плоскогорье это время обозначено K-Ar датировками интервала 103–96 млн лет базальтов основания разреза Хушиндинской палеодолины (район селения Телемба) [Рассказов и др., 2003].

В Приамурье возраст 98 ± 4 млн лет измерен Rb-Sr и Sm-Nd методами для постколлизионных гранитоидов баджальского комплекса массива Урми [Крымский и др., 1996]. Массив располагается западнее Анюйского купола, где коллизионные процессы имели место порядка 110–107 млн лет назад [Натальин и др., 1994]. Гранитоиды и вулканические породы риолит-андезитового состава территорий Баджала, Комсомольска-на-Амуре и Харпи-Хингано-Охотского вулканоплутонического пояса показали возрастные интервалы 100–91, 113–86 и 102–97 млн лет соответственно. Датирование проводилось K-Ar, $^{40}Ar/^{39}Ar$ и Rb-Sr методами [Sato et al., 2002].

Возраст 101 ± 4 млн лет получен U-Pb методом по цирконам небольших субвулканических тел граносиенит-порфиров невачанского комплекса Джугджуро-Становой области [Ларин и др., 2003]. Датировки массивов калиевых щелочных пород, распространенных в западной и центральной частях Алданского геоблока, охватывают интервал 201–95 млн лет (см. обзор [Рассказов и др., 2000а]). Калий-аргоновая датировка 91 ± 3 млн лет получена для риолитовой дайки Чукчудинского грабена хр. Удокан (измерения С.Б. Брандта и И.С. Брандта по образцу 8595-11 из коллекции Ф.М. Ступака). Для трахибазальтов долины р. Онон (Монголия) приведены K-Ar датировки 102,1 ± 2,3 и 104,5 ± 2,3 млн лет, полученные по монофракциям полевого шпата [Enkhtuvshin, 1995].

2. Случай перекрытия амагматичного интервала искаженными датировками показателен для результатов K-Ar геохронометрии по валовым составам высококалиевых базальтов провинции Шифенг (Внутренняя Монголия, Китай). Восемь образцов дали разброс дат в диапазоне 97–86 млн лет [Zheng et al., 2002]. Относительные вариации полученных цифр для конкретных образцов не удовлетворяют, однако, их стратиграфической последовательности в разрезе. Согласно предложенной интерпретации [Zhao et al., 2004], все образцы дают единое среднее K-Ar-изохронное значение 91,7 млн лет. Этот возраст приблизительно обозначает нижний рубеж амагматичного шандуньского интервала.

3. Случай несовпадения датировок разных исследовательских групп касается позднемеловых вулканических пород хр. Арц-Богдо (Центральная Монголия). В Шавагской впадине этой территории интервалом 102–92 млн лет датированы K-Ar методом семь валовых проб, отобранных из субвулканических тел базальтоидов и небольших эффузивных покровов основного состава [Шувалов, Николаева, 1985]. В более поздних K-Ar геохронометрических исследованиях, семь датировок валовых проб и монофракций полевого шпата трахибазальт-бенмореитовой серии хр. Арц-Богдо обозначили более молодой возрастной интервал 94–77 млн лет [Enkhtuvshin, 1995]. Судя по различиям состава датированных образцов, могли исследоваться породы из разных районов хребта. Если датировки действительно обозначают геологический возраст вулканических и субвулканических пород, то эпизод 94–92 млн лет назад может представлять собой рубеж пространственного перераспределения магматизма.

Возрастной интервал 105–95 млн лет, предшествовавший магматическому перерыву, хорошо обоснован K-Ar-изохронным и $^{40}Ar/^{39}Ar$ методами для гранитного магматизма зоны Циньлин, Центральный Китай [Zhu, 1995; Feng et al., 2002]. Здесь же, западнее блока Янцзы, в коллизионно-

орогенном поясе Юдин проявился посторогенный гранитный магматизм более широкого возрастного интервала 104–75 млн лет. Граниты двух интрузий показали Rb-Sr-изохронные возрасты 103,7 ± 6,4 млн лет (СКВО 0,19; $^{87}Sr/^{86}Sr_0$ 0,7028 ± 0,0042) и 89,1 ± 5,2 млн лет (СКВО 3,2; $^{87}Sr/^{86}Sr_0$ 0,7083 ± 0,0031), а по монофракции калиевого полевого шпата еще одной интрузии измерен $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст высокотемпературных ступеней плато 75,2 ± 0,3 млн лет [Qu et al., 2002].

Отметим, что магматизм среднего–кислого состава неоднократно возобновлялся в течение кайнозоя на межплитных границах, сопровождая коллизионное взаимодействие Индии и Азии, а также сложные тектонические соотношения, возникавшие при конвергенции плит Тихого океана и Евразии. В то же время этот тип магматизма не был характерен для внутренней части континента, если не считать упоминания о находке плиоценовых высокоглиноземистых дацитов в Центральной Монголии [Геншафт и др., 1990].

6.3.4. Кампан-маастрихтское амагматичное начало рифтогенеза в Тунка-Еравнинской зоне: редкие магматические события в Евразии, синхронные исингинскому горизонту (90–65 млн лет назад)

В амагматичный интервал 90–75 млн лет назад попадают базанитовые трубки Хакасии. Для циркона из концентрата трубки Беле в геофизической лаборатории Института Карнеги (США) была получена U-Pb датировка 77,9 млн лет [Sobolev et al., 1988], а для различных трубок – интервал $^{40}Ar/^{39}Ar$ дат 79–72 млн лет [Брагин и др., 1999; Malkovets et al., 2003]. Подобный вулканический интервал 81–71 млн лет обозначен K-Ar датированием базанитовых экструзий, штоков и лакколитов в хребтах Номгон и Барун-Цохе Южного Хангая [Ярмолюк и др., 1995б]. Для базальтового образца р. Самарга (Сихотэ-Алинь) приведена K-Ar датировка 66,0 ± 2,3 млн лет [Otofuji et al., 1995]. По данным $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования [Sobel, Arnaud, 2000], во впадине Туйон (Северо-Западный Китай) в конце маастрихта, 67,3 ± 0,1 млн лет назад, внедрялось габбро. Эпизод совпадал с главной фазой магматизма 69–65 млн лет назад в трапповой провинции Декан [Courtillot et al., 1988]. Эта фаза проявилась на Индийском континенте перед Индо-Азиатской коллизией.

6.3.5. Магматические события, сопоставимые с извержениями лав иренгинского горизонта (56–51 млн лет назад)

Начало танетского века совпадало с наиболее сильным в кайнозое глобальным потеплением 61–56 млн лет назад [Hudson, Magoon, 2002; Jolley et al., 2002]. Предполагается, что около 60 млн лет назад оно было обусловлено разрушением метановых газогидратов в осадках Мирового океана в связи с пертурбацией океанических вод, вызванной магматизмом прото-Исландского плюма в северо-восточной части Атлантики [Jolley et al., 2002]. В интервале 61–56 млн лет назад имели место мощные деформации осадочных отложений в аккреционной призме Аляскинского залива, которые также повлекли за собой выделение метана [Hudson, Magoon, 2002]. Можно предполагать, что подобные деформации с выделением метана происходили при аккреции и коллизии Охотоморской плиты в районе Сахалина и, возможно, других территорий Западной Пацифики. Широкое распространение вулканических событий танетского века в юго-восточной части Евразиатской плиты явилось одним из следствий перестройки кинематики плит и глобального усиления тектонической активности Земли.

Закрытие океана Неотетис со столкновением Индийского и Евро-Азиатского континентов произошло, по разным оценкам, в интервале от 66 до 50 млн лет назад [Deng et al., 2000; Рассказов и др., 2000а; см. библиографию в этих работах]. В Северо-Западных Гималаях коллизия сопровождалась образованием гранитоидного батолита Ладах в интервале 70–50 млн лет назад. Прекращение роста батолита интерпретировалось как свидетельство изменения динамики, означавшей разрыв субдуцировавшей тетической океанской литосферы [Weinberg, Dunlap, 2000]. В дальнейшем Цент-

ральная и Восточная Азия испытывала эпизодически усилившееся и ослабевавшее боковое давление со стороны Индийской плиты. В Тибете вулканическая деятельность началась с 60 млн лет назад. Самый древний возраст вулканических пород обоснован $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом [Deng, 1997].

Палеоценовые датировки вулканических пород разных районов Центральной и Восточной Азии воспроизводятся в K-Ar-изотопной системе преимущественно в интервале 58–56 млн лет и согласуются с результатами Rb-Sr-изохронного датирования [Рассказов и др., 2003]. Калий-аргоновая дата 58 ± 2 млн лет получена для андезитов верхней части разреза осадочных отложений юго-восточной части Амуро-Зейской впадины (р. Бирма). В южной части о. Сахалин измерен возраст дацитов и риолитов, вскрытых в долине р. Стародинская. По разным образцам получены датировки 58 ± 2 и 56 ± 2 млн лет, совпадающие между собой в пределах погрешности измерений. Туфы и игнимбриты богопольской свиты в Якутинской вулканоструктуре Сихотэ-Алиня датировались Rb-Sr-изохронным методом по минералам [Попов, Гребенников, 2001]. Датировки составляют интервал 60–53 млн лет. Сопоставимые K-Ar возрасты 57 ± 3 и 54,8 ± 1,8 млн лет определены K-Ar методом в Южном Сихотэ-Алине соответственно для риолита [Аракелянц и др., 1982] и афирового базальта [Okamura et al., 1998]. Палеомагнитные исследования обнаружили вращение Сихотэ-Алиня против часовой стрелки в позднем мелу и раннем палеогене, противоположное по отношению к синхронному вращению блока Северного Китая. Это интерпретировалось как следствие мощного мел-раннепалеогенового растяжения континентальной окраины, подобного ранне-среднемиоценовому растяжению коры Японского моря [Otofuji et al., 2003]. Время завершения вращательных движений определено по образцам из богопольской свиты с K-Ar датировками 53–51 млн лет.

В танетском веке проявились магматические события в геоблоке Охотского моря. В частности, на о. Шикотан предполагается развитие мощнейшего магматизма в обстановке внутридугового рифтогенеза. Для тел габброидов, даек и вулканических пород обозначен спектр K-Ar датировок в интервале 62–55 млн лет [Говоров, 2002]. Есть упоминания о K-Ar датировках, свидетельствующих об извержениях в танетском веке последних порций магматических расплавов маастрихт-палеоценового Пенжинско-Анадырского пояса [Паланджян, 2002], заложенного на Пенжинском преддуговом бассейне и сопредельных аккретированных террейнах.

В интервале от 64 до 58 млн лет назад начинались излияния толеитовых базальтов, сопровождавших ранне-среднекайнозойское прогибание впадин Северного Китая, впадин Субей и Южно-Китайского моря [Zhou et al., 1988]. Для базальтов Южной Монголии приведены K-Ar датировки 61, 59, 57 и 53 млн лет, для базальтов Центральной Монголии – 68, 59 и 57 млн лет [Девяткин, 2004]. Биотит из диабаза с микроэлементной характеристикой базальтов океанических островов из впадины Туйон (северо-запад Китая) дал $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст плато 59,0 ± 1,4 млн лет, а два измерения по базальтам Киргизского Тянь-Шаня – около 54 млн лет. Во всех трех измерениях возраст плато совпадал с изохронным возрастом [Sobel, Arnaud, 2000].

Вызванное Индо-Азиатской коллизией наиболее раннее "экструзивное" движение блоков с эксгумацией и охлаждением пород до температур ниже 500 °C определено Rb-Sr датировкой 52,6 ± 1,1 млн лет по мусковиту и биотиту гнейсов пояса Айляо-Шан Ред Ривер на юге Китая [Zhang, Schärer, 1999]. Левосторонние движения по разлому Алтын-Таг начались 49 млн лет назад [Yin et al., 2002]. На восточной границе Индийского индентера, по восточному краю террейна Шан-Тхай (Shan-Thai), расположенному южнее восточного синтаксиса Гималаев, сдвиговые движения 47–43 млн лет определены датированием цирконовых оболочек в ортогнейсах из ультраметаморфического пояса Могок [Barley et al., 2003]. Послетанетские события на восточной и южной окраинах Азии проявились преимущественно в интервале 46–44 млн лет назад [Rasskazov et al., 2004b]. Так, в провинции Кьянгтанг (Тибет), наряду с вулканическими породами возрастом 60 млн лет, известны вулканические породы с $^{40}Ar/^{39}Ar$ возрастом 44 млн лет [Deng, 1997]. Оба вулканических эпизода проявились и на территории к северо-западу от Тибета.

6.3.6. Переход от магматических событий Тунка-Еравнинской зоны к магматическим событиям в Байкальской зоне

Время около 30 млн лет назад характеризовалось объемными вулканическими извержениями на континентах. К примеру, мощные накопления траппов Эфиопской провинции Восточно-Африканской рифтовой системы датированы этим временем с узким диапазоном вариаций возраста при измерениях методом $^{40}Ar/^{39}Ar$ в сочетании с палеомагнитными данными [Hofmann et al., 1997]. Игнимбриты Сьерра Мадре Оксидентал (Sierra Madre Occidental) на западе Мексики – одной из крупнейших провинций кислого вулканизма Земли, составляющей 300 тыс. км^2 при средней толщине покрова в 1 км, датированы K-Ar и $^{40}Ar/^{39}Ar$ методами интервалами 31,5–28,0 и 23,5–20,0 млн лет [Ferrari et al., 2002].

Лавы олигоценового куляриктинского горизонта характеризуют обстановку, сложившуюся перед образованием Байкальской рифтовой зоны. Чтобы подчеркнуть переход от олигоценовых событий Тунка-Еравнинской зоны к раннемиоценовым событиям Байкальской зоны, рассмотрим пространственно-временное развитие вулканизма: 1) Центральной и Южной Азии как территории, испытавшей заметное влияние Индо-Азиатской коллизии и 2) Восточной Азии, показательной в отношении развития процессов конвергенции плит Северо-Западной Пацифики и окраинных морей.

В Центральной и Южной Азии с олигоценовым вулканическим эпизодом Витимского плоскогорья сопоставляются вулканические извержения в бассейне р. Тацийн-Гол (Долина Озер, Южная Монголия). По калий-аргоновым датировкам, на этой территории предполагалось развитие вулканизма во временном интервале с 32 до 16 млн лет назад, а по отдельным датам – с 49 до 12 млн лет назад [Девяткин, 1981; см. библиографию в этой работе]. Методом $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирована коллекция из 51 образца. Из них выбраны результаты 31 определения возраста по образцам, не содержащим избыточного аргона и не обнаружившим эффекта отдачи ядер, с обоснованием возраста лавовых горизонтов около 31,5 млн лет (интервал 32,1–30,4 млн лет), около 28 млн лет (интервал 29–27 млн лет) и около 13 млн лет (интервал 13,2–12,2 млн лет) [Höck et al., 1999]. Нижний горизонт отнесен к свите шанд-гол (Shand Gol Formation), для которой был принят прежде возрастной интервал 32–24 млн лет [Девяткин, 1981]. Средний горизонт помещен на уровень свиты лоо (Loh Formation), считавшейся нижнемиоценовой [Там же]. Верхний горизонт рассматривался как венчающий разрез осадочных отложений. Свиты лоо и шанд-гол, таким образом, накапливались во временном интервале 32–27 млн лет назад.

Этот возрастной диапазон характеризует отчетливо выраженный магматической импульс территории Центральной Азии. Вулканические породы Еравнинской депрессии с K-Ar датировкой 29 млн лет находятся в его пределах. Импульс проявился и в Хилокской впадине Западного Забайкалья, где в общем диапазоне 48,0–26,1 млн лет шесть K-Ar датировок базанитов дали возраст 33–30 млн лет [Иванов и др., 1995].

В области сочленения рифтовых ветвей Иньчуань и Фэн-Вэй, обрамляющих Ордосский блок (Китай), K-Ar датировки лав образуют интервал 36–22 млн лет [Xu et al., 1996]. Одновременные вулканические извержения имели место в Северном Тибете, где высококалиевые лавы охарактеризованы K-Ar и $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировками интервала 30–24 млн лет. Лавы такого состава перемежались с осадками, претерпевшими выветривание в аридных и семиаридных субтропических условиях, запечатленных на поверхности выравнивания центральной части плато Тибет [Ding et al., 2000].

Начальный вулканизм Байкальской рифтовой зоны хорошо выражен в ее юго-западной части. Джида-Хубсугульский ареал начал формироваться 22–17 млн лет назад [Rasskazov et al., 2003].

По палеомагнитным данным в Монголо-Охотской шовной зоне предполагается вращение блоков, интерпретирующееся как показатель третичных левосторонних сдвиговых движений, производных от Индо-Азиатской коллизии [Halim et al., 1998; Kravchinsky et al., 2002]. Возможно, с этими

движениями были связаны внедрения субвулканических тел и извержения щелочных базальтоидов Еравнинской депрессии около 29 млн лет назад, синхронные вулканизму в интервале 32–27 млн лет назад в Тибете, Долине Озер и Хилокской впадине Западного Забайкалья.

Резко выраженные тектонические импульсы среднекайнозойских "экструзивных" движений блоков от Индийского индентера имели место около 30 млн лет назад. Юрские метаморфические цирконы в породах пояса Могок содержат тонкие оболочки с U-Pb возрастом 30,9 ± 0,7 млн лет. Этот возраст соответствует внедрению синкинематических роговообманковых сиенитов. Более поздние синкинематические лейкократовые биотитовые сиеногранитыохарактеризованы датировкой 22,6 ± 0,4 млн лет [Barley et al., 2003]. Для подобных разгнейсованных гранитоидных интрузий в сдвиговом гнейсовом поясе Айляо-Шан Ред Ривер получены U-Pb датировки по циркону, монациту, титаниту и Ti-U оксиду 33,1 ± 0,2, 31,9 ± 0,3, 25,8 ± 0,2 и 24,7 ± 0,2 млн лет. Эпизод эксгумации и охлаждения пород 28,9 ± 0,6 млн лет назад определен Rb-Sr датированием мусковита и биотита гнейсов [Zhang, Schärer, 1999]. Возраст 30 млн лет получен по слюде $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом [Chung et al., 1997]. Датирование U-Pb методом по монациту и ксенотиму из двух местонахождений показало их одновременную кристаллизацию 23,0 ± 0,2 млн лет назад при синкинематическом плавлении [Schärer et al., 1990]. Датирование методом $^{40}Ar/^{39}Ar$ калиевого полевого шпата выявило постепенное увеличение возрастов от 17 млн лет на северо-западе Айляо-Шаня до 25 млн лет во Вьетнаме на расстоянии более 400 км. Эта смена интерпретировалась как показатель неодновременного растяжения, начавшегося на юго-востоке и постепенно распространявшегося к северо-западу со скоростью около 4,5 см·год$^{-1}$ [Harrison et al., 1998]. Интенсивные движения в поясе Айляо-Шан Ред Ривер в интервале 30–16 млн лет назад согласуются по времени со спредингом коры в Южно-Китайском море [Lee et al., 1998].

В Восточной Азии и сопредельных районах Тихого океана установлен амагматичный интервал 43–38 млн лет назад [Deschamps, Lallemand, 2002; Rasskazov, Taniguchi, 2006]. В интервале 38–22 млн лет назад вулканизм концентрировался в Юго-Западном Приморье, а в интервале 13–3 млн лет назад смещался к северу на Шуфанское, Шкотовское, Сандуганское и Находкинское вулканические поля. Извержения сопровождали задуговое растяжение и деструкцию континентальной окраины с образованием впадины Японского моря. Предполагается, что механизм растяжения включился около 32 млн лет назад [Tamaki et al., 1992; Jolivet et al., 1994; Pouclet et al., 1995; и др.] или несколько раньше – 38–37 млн лет назад [Рассказов и др., 2004].

Обстановка развития средне-позднекайнозойского магматизма Юго-Западного Приморья рассматривалась в целом как постсубдукционная, последовавшая за позднемеловой субдукцией Тихоокеанской плиты под Азию. Новые геохронологические и геохимические данные по вулканическим породам этой территории в сопоставлении с данными по другим территориям в окружении Японского моря получили интерпретацию в связи с активизацией процессов субдукции, проявившихся на этой территории максимально около 23 млн лет назад [Рассказов и др., 2004, 2005].

Вулканические породы позднего эоцена–раннего миоцена Юго-Западного Приморья закартированы в составе базальт-трахиандезитовой клерковской толщи, базальт-андезитового зайсановского, риолит-дацитового краскинского, базальт-андезитового славянского комплексов и базальтовых синеутесовской свиты. Комплексы датированы по геологическим взаимоотношениям, палеонтологическим находкам и радиоизотопным датировкам.

Методом $^{40}Ar/^{39}Ar$ получены датировки плато лав клерковской толщи 37,3 ± 1,3 и 34,4 ± ± 1,0 млн лет. Краскинский комплекс п-ова Краббе и сопредельных территорий датирован Rb-Sr методом по валовым составам риолитов. Результаты измерений интерпретировались в рамках изохронной модели: возраст 33,5 ± 1,1 млн лет при $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0{,}70467 \pm 0{,}00003$ и СКВО = 0,7. Базальты клерковской толщи п-ова Клерка имеют умеренно-щелочной состав, сравнительно высокие концентрации TiO_2 (1,5–2,1 мас.%) и P_2O_5 (0,55–0,92 мас.%) при умеренных содержаниях MgO

(1,8–6,2 мас.%) и повышенных содержаниях Al_2O_3 (16,1–17,7 мас.%). Их геохимические характеристики сопоставимы с "внутриплитными" базальтами. По геологическому положению в разрезе они коррелируют с менее титанистым зайсановским базальт-андезитовым комплексом в Краскинской впадине, где высокомагнезиальная базальтовая дайка с Ar-Ar датировкой 38,1 млн лет завершала последовательность даек мыса Лукина андезит-дацит-риолитового состава. Краскинские риолиты завершали гомодромную последовательность вулканических пород Краскинской впадины с общим возрастным диапазоном 38–32 млн лет. Интересно, что в Северном Сихотэ-Алине 36–33 млн лет назад составы лав были обогащенными (по изотопному составу Sr и Nd относительно недифференцированной мантии), а в интервале 31–23 млн лет назад имели выдержанный сравнительно обедненный изотопный состав стронция $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = ~0,7038 [Рассказов и др., 2006].

В славянском комплексе датированы дациты экструзии мыса Нерпа. Валовые составы и калиевые полевые шпаты дали Rb-Sr изохронный возраст 22,87 ± 0,29 млн лет при $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = = 0,70416 ± 0,00002 и СКВО = 0,8. С учетом общей гомодромной смены состава пород славянского комплекса, возраст экструзии мыса Нерпа рассматривается как его заключительное магматическое событие. Трахибазальты славянской толщи резко отличаются от пород других комплексов Юго-Западного Приморья надсубдукционными геохимическими характеристиками – низкотитанистым (TiO_2 = 1,0–1,3 мас.%) высококалиевым (K_2O = 1,8–2,7 мас.%) составом с высоким K/Nb (до 3800). Такой же состав характерен для трахибазальтов синегорской свиты. Базальты нижней части разреза в ее стратотипе показали потери радиогенного аргона из-за возгорания прослоев бурых углей. Максимальный K-Ar возраст 22,0 ± 1,0 млн лет получен для лавового потока, венчающего разрез [Попов и др., 2005]. Не исключено, что тепловое воздействие горевших углей затронуло и верхний поток с некоторым "омоложением" его датировки. Славянский комплекс и синеутесовская свита представляли вулканический эпизод, проявившийся не позже 23–22 млн лет назад. С этим заключительным событием связаны риолиты, присутствующие в гальке осадков стратотипа усть-суйфунской свиты. Риолиты пока не обнаружены в коренных обнажениях. По-видимому, они перекрыты молодыми лавами. Калий-аргоновые измерения возраста по двум риолитовым галькам показали датировки, сопоставимые между собой в пределах погрешности измерений: 22,3 ± 0,7 и 21,4 ± 0,9 млн лет [Попов и др., 2006].

За магматизмом славянского комплекса и синеутесовской свиты в Южном Приморье последовал амагматичный интервал 22–15 млн лет назад. Между тем в интервале 22–17 млн лет назад возобновился вулканизм на Корейском полуострове (эпизод К-4, впадина Поханг) [Pouclet et al., 1995] и распространился вулканизм во впадине Японского моря.

Й. Татсуми с соавт. [Tatsumi et al., 2000] пришли к выводу о распространении лав с K/Y < 300 в составе кайнозойских вулканических толщ центральной и северной частей Восточного Сихотэ-Алиня и об отсутствии лав с такими характеристиками в Западном Сихотэ-Алине и сопредельной части Среднеамурской впадины. Эти лавы датированы интервалом 37–25 млн лет. Более поздние лавы с K/Y > 300 датированы интервалом 15–4 млн лет. Эта особенность состава лав связывалась со сменой в Восточном Сихотэ-Алине обстановки магмообразования "задугового бассейна" "внутриплитной" обстановкой. Наши исследования показали начавшееся изменение микроэлементных характеристик лав побережья северной части Татарского пролива от "надсубдукционных" к "внутриплитным" 26–25 млн лет назад (эспенбергский комплекс п-ова Шмидта) с завершением магматизма этой территории извержениями андезитов около 23 млн лет назад (район оз. Кизи) [Рассказов и др., 2006].

На западном побережье о. Сахалин выделены Чеховская и Лесогорская зоны с разным составом магматических источников. Извергнутый материал Чеховской зоны во временных интервалах 31–26 и 21–17 млн лет назад содержал надсубдукционный материал с высокими K/Nb, Ba/La, низкими Nb/U, Nb/La, Ce/Pb. Вулканические извержения Лесогорской зоны происходили в среднем миоцене (~16 млн лет назад), на границе среднего и позднего миоцена (12–11 млн лет назад) и в на-

чале плиоцена (5–4 млн лет назад), представляя собой выплавки из мантии без какой-либо примеси надсубдукционного материала [Рассказов и др., 2005].

Приведенные примеры свидетельствуют о резких изменениях в развитии магматизма Восточной Азии около 33–31, 23–22 и 16–15 млн лет назад. Приблизительно одновозрастные события отражены в осадконакоплении и вулканизме Витимского плоскогорья – кулариктинском горизонте, горизонте пессимума олигоцен-миоценовой границы и нижнеджилиндинском подгоризонте Амалатского плато.

6.3.7. Средне-позднемиоценовые магматические события

Диапазону датировок нижней части верхнеджилиндинского подгоризонта Амалатского плато соответствует диапазон датировок базальтов 15–12 млн лет, а его верхней части – интервал 12–9 млн лет. Пространственно-временное подразделение вулканизма на такие эпизоды отчетливо выражено в юго-восточной части Восточного Саяна и на хр. Удокан [Рассказов и др., 2000а].

В Центральной Монголии ряд имеющихся K-Ar датировок от 15,5 до 8,9 млн лет не образует какого-либо группирования. Но принимая интервал в целом, нельзя не обратить внимания на попадание в его середину заключительного короткого вулканического эпизода 13,2–12,2 млн лет назад на Долиноозерском вулканическом поясе, расположенном южнее Хангая [Höck et al., 1999]. На Угейнурском поле также имеются отдельные K-Ar датировки среднего миоцена 15,5–14,3 млн лет, а в северной части Хануйского ареала (устье р. Хануй) – датировки 12,5 и 11,5 млн лет [Девяткин, 2004]. Начиная с 13 млн лет назад распространились извержения постколлизионных шошонитовых лав на плато Тибет. В южной части плато вулканизм начался несколько раньше – ~25 млн лет назад, и завершился несколько позже – ~10 млн лет назад [Turner et al., 1996; Williams et al., 2004].

Датирование 41 образца вулканических пород методом $^{40}Ar/^{39}Ar$ на территории Вьетнама показало распространение извержений начиная с 16 млн лет назад. Вулканизм начался одновременно с прекращением спрединга в Южно-Китайском море. В интервале 16–9 млн лет назад извергались преимущественно кварцевые толеиты. Около 8 млн лет назад они сменились оливиновыми толеитами и щелочными базальтами [Lee et al., 1998].

6.3.8. Плиоцен-плейстоценовые магматические события

Пространственно-временное распределение вулканических событий плиоцена и плейстоцена Центральной и Восточной Азии рассматривалось подробно в монографии С.В. Рассказова с соавт. [2000а]. Вулканические события, синхронные хойготским и береинским, распространены в юго-восточной части Восточного Саяна, на хр. Удокан, в Северо-Восточном Китае и на других территориях. С появлением новых радиоизотопных датировок эпизоды извержений на слабо изученных вулканических полях уточняются. Так, в плиоцен-четвертичной вулканической деятельности Тарятского ареала Центральной Монголии определены эпизоды: 1) 4,0–3,6 млн лет назад, 2) ~2,7 млн лет назад, 3) ~1,9 млн лет назад и <1,2 млн лет назад [Чувашова и др., 2006]. Первый вулканический эпизод соответствовал накоплению хойготской толщи Амалатского плато, а первая половина последнего – накоплению части береинской толщи (1,1–0,6 млн лет).

В пространственно-временном развитии вулканизма Центральной и Восточной Азии установлены существенные изменения в интервале 2,0–1,5 млн лет назад [Rasskazov, Taniguchi, 2006]. На территории Вьетнама характер магматизма, возможно, изменился несколько раньше. Здесь датированы извержения исключительно базанитовых лав, происходившие в течение последних 2,4 млн лет [Lee et al., 1998]. Для Внутренней Азии в целом характерна повторяемость пиков лавовых извержений через 0,3 млн лет с завершением событий тех или иных территорий ~0,6, ~0,3 млн лет назад или продолжающихся до настоящего времени [Rasskazov et al., 2004a]. Вулканизм Витимского плоскогорья характеризует процессы, завершившиеся ~0,6 млн лет назад.

6.3.9. Процессы конвергенции плит на южной и восточной межплитных границах Евразии как спусковой механизм тектонических и магматических событий ее внутренних частей

Индийский индентер способствовал "экструзивному" (в понимании П. Таппонье и др.) движению блоков Центральной, Восточной и Юго-Восточной Азии, начавшемуся порядка 53–49 млн лет назад. Привлекая гипотезу о влиянии на новейшую активизацию и вулканизм Центральной Азии процессов зоны Индо-Азиатской коллизии, мы исходим из их пульсационного характера. После закрытия океана Неотетис, завершившегося столкновением Индийского и Евро-Азиатского континентов в интервале 66–50 млн лет назад, магматизм проявился в Восточном Тибете в интервале 40–30 млн лет назад одновременно с воздыманием территории. Около 40 млн лет назад начался синколлизионный метаморфизм Северо-Западных Гималаев. Западный Тибет оказался охваченным магматизмом позже (в интервале 30–20 млн лет назад), а начал воздыматься около 20 млн лет назад. Одновременно резко возросла скорость восходящих движений Восточного Тибета. Хребты, обрамляющие Тибет с севера и юга (Куньлунь, Гималаи), интенсивно поднимались около 10 млн лет назад и позже [Рассказов и др., 2000а; Deng et al., 2000]. Таким образом, стрессовые нагрузки распространялись в Центральной Азии от зоны Индо-Азиатской коллизии сначала через Восточный Тибет, а затем через Западный. Лишь в последние 10–8 млн лет их распределение стало фронтальным.

Одна из особенностей средне-позднекайнозойского развития вулканизма Центральной Азии, обусловленная "экструзивным" механизмом, проявляется в сдвоенности крупных вулканических импульсов. К примеру, в провинции Ханнуоба Китая такие импульсы имели место 36–22 и 8,6–5,7 млн лет назад, в Долине Озер и сопредельной части Хангая Южной Монголии – 32–27 и 15–9 млн лет назад, а в Прихубсугулье Северной Монголии – 21,4–16,4 и 10,2–6,2 млн лет назад. Вулканические импульсы служили выражением повторявшихся тектонических процессов, реализовавшихся в мантийном магматизме.

Юг Восточной Сибири относится к северной краевой области действия "экструзивного" механизма Индийского индентера. Между тем Тунка-Еравнинская рифтовая зона проявляла активность еще до Индо-Азиатской коллизии. Ее начальное кампан-маастрихтское развитие требует привлечения дополнительного механизма. По-видимому, на этом этапе важную роль играли процессы конвергенции плит Тихого океана и окраинных морей. Аккреция Охотоморской плиты к Евразии сопровождалась растяжением и вращением блоков континентальной окраины во второй половине позднего мела и палеоцене. К этому времени относится заложение рифтовых структур Охотоморского региона, сопровождавшееся щелочно-базальтовым вулканизмом [Котляр и др., 2001; Геология..., 2002; Rasskazov, Taniguchi, 2006].

Судя по характеру пространственно-временного перераспределения магматизма Восточной Азии, в зоне конвергенции имели место неоднократные структурные перестройки с изменением субдукционной системы [Rasskazov et al., 2004a; Rasskazov, Taniguchi, 2006]. Если кампан-маастрихтская исингинская активность Тунка-Еравнинской зоны явилась исключительно следствием эффекта растяжения восточной континентальной окраины Евразии, сопровождавшего аккрецию Охотоморской плиты, то раннепалеогеновый иренгинский магматизм 56–51 млн лет назад в Еравнинской депрессии и Тункинской долине уже стал результатом совместного эффекта растяжения в зоне конвергенции плит на Востоке Азии и "экструзивной" тектоники, вызванной воздействием Индийского индентера. С прогрессирующим развитием "экструзивных" движений около 30 млн лет назад произошло заметное пространственное изменение в характере магмогенерирующих процессов в поясе Айляо-Шан Ред Ривер, их перераспределение из Восточного Тибета в Западный, а в Центральной Азии – распространение вулканизма в Долиноозерском ареале, Хилокской впадине и на Витимском плоскогорье.

Рифтовые структуры наследовали ослабленные зоны древних геологических неоднородностей. Неоднократно подчеркивалось пространственное подчинение положения Хубсугульской впадины и Тункинской долины границе между Джидинской зоной каледонид, Хамар-Дабанским террейном и Тувино-Монгольским массивом с довендским фундаментом. На вулканических полях этой части Байкальской рифтовой системы выделяются 3–4, реже 5–7 вулканических импульсов, проявившихся во временном диапазоне последних 22 млн лет [Рассказов и др., 2000а]. Вулканические импульсы во временных интервалах 22–17, 16–12, 12–8 и 4–0,6 млн лет назад выражены в пространственном перераспределении лавовых извержений между субмеридиональными и субширотными структурами растяжения юго-западной части Байкальской рифтовой зоны (Хубсугульская, Дархатская впадины и Тункинская долина, Южно-Байкальская впадина соответственно) [Rasskazov et al., 2003]. Предполагается, что импульсы были вызваны разными причинами. События интервалов 22–17 и 10–8 млн лет назад сопровождали тектоническую дестабилизацию, выразившуюся прогибанием Южно-Байкальской и Хубсугульской впадин. Растягивающие усилия могли концентрироваться в литосфере вследствие наложенного тектонического стресса, производного от зоны Индо-Азиатской коллизии, и поднятия горячего мантийного материала. Магматические интервалы 16–12 и 4–0,6 млн лет назад отражали внутриплитную концентрацию растяжения литосферы вдоль всей Байкальской рифтовой системы (т. е. должны были иметь общую глубинную подлитосферную первопричину).

В вулканической истории Витимского плоскогорья в течение неоген-четвертичного времени выделяются вулканические импульсы, млн лет назад: 1) ~21, 2) ~18, 3) 15–9, 4) 7,5–6,5, 5) 5–3, 6) 1,8–1,5 и 7) 1,1–0,6. Большинство из них были слабыми. Наиболее интенсивные третий и пятый импульсы соответствовали интервалам концентрации растяжения литосферы вдоль всей Байкальской рифтовой системы.

Для понимания характера воздействия на литосферу Внутренней Азии Индийского индентера показательны результаты физического моделирования условий растяжения во впадинах юго-западной части Байкальской рифтовой системы [Борняков, 2004]. Сходство с ними получено в экспериментах, смоделировавших продолжительное латеральное сжатие литосферы в направлении на северо-северо-восток и последующее включение в деформационный процесс растяжения в направлении на юго-восток. Последнее приложение сил принималось как показатель "активного" (т. е. действовавшего снизу) энергетического источника. Результатом явилось вращение блока Джидинской зоны и Хамар-Дабанского террейна по часовой стрелке с образованием системы впадин Хубсугул-Тункинского рифтового сегмента.

Принимая во внимание пространственно-временное распространение седиментационных и вулканических процессов в этом сегменте, можно предполагать начальное действие бокового стресса 22–18 млн лет назад и включение "активного внутриплитного" фактора 16–12 млн лет назад. В первом временном интервале вулканизм протекал одновременно в Хубсугульской и Байкало-Джидинской частях Джида-Хубсугульского ареала. Однако, если в районе впадины оз. Хубсугул лавы накапливались без вертикальных движений коры, то в районе Южного Байкала и бассейна р. Джида имели место значительные вертикальные тектонические движения, территория расчленялась эрозией и накапливались лавы, перемежавшиеся с осадочными отложениями [Rasskazov et al., 2003].

По-видимому, в раннем миоцене тектонический коллизионный стресс распространялся главным образом к Южному Байкалу. Наряду с Хубсугул-Тункинским сегментом вулканическая деятельность интервала 22–18 млн лет назад проявилась также в юго-восточной части Восточного Саяна и на Витимском плоскогорье. Растяжение литосферы, сопровождавшееся вулканизмом на обеих территориях, было кинематически связано с раскрытием Южно-Байкальской впадины.

Мощный рифтогенный вулканизм 16–12 млн лет назад в Байкальской рифтовой системе последовал после этапа "экструзивных" движений в Азии. Возможно, движение блоков Юго-Восточ-

ной Азии к юго-востоку дистанционно частично реализовалось соответствующим растяжением литосферы Байкальской рифтовой системы, т. е. отвечало ее развитию с включением "активного" геодинамического фактора в эксперименте С.А. Борнякова [2004].

Вулканизм интервала 10–9 млн лет назад имел особое значение. В Центральной Азии он распространился в субмеридиональном направлении на 600 км, от Хангайского нагорья на юге до Восточного Саяна на севере. На траверсе этой вулканической зоны располагалась Хубсугульская впадина. Ее прогибание с воздыманием сопредельных высоких субширотных горных хребтов началось после 9 млн лет назад. В последние 8 млн лет вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой системы неоднократно перераспределялся в пространстве [Рассказов и др., 2000а; Rasskazov et al., 2000, 2003].

* * *

Для целей корреляции на Витимском плоскогорье обозначены региональные горизонты: исингинский, иренгинский, кулариктинский и джилиндинский, в которых содержатся слои с палинокомплексами. Выделена палинозона Pinacea–*Alnus*–Polypodiaceae. Важные геологические события сопоставляются также с осадочными и вулканогенно-осадочными толщами, которые потенциально могут быть переведены в разряд горизонтов.

Выполненные корреляции событий Витимского плоскогорья в рамках Тунка-Еравнинской зоны свидетельствуют о ее начавшейся тектонической активности как единой рифтовой структуры в кампане–маастрихте порядка 80–75 млн лет назад и продолжавшейся в течение палеогена. Процессы седиментации и вулканизма в Тунка-Еравнинской рифтовой зоне оставались согласованными и на позднекайнозойском этапе, когда формировалась Байкальская рифтовая зона.

Исследуя феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири, сначала в Тунка-Еравнинской зоне, а затем в Байкальской, мы обратились к корреляциям осадконакопления и вулканизма Витимского плоскогорья с осадконакоплением и вулканизмом сопредельных территорий. В Западной Сибири имеется полная седиментационная последовательность кайнозойских стратиграфических подразделений, обоснованных палеонтологическими материалами и коррелирующих с рассмотренными подразделениями кайнозоя Витимского плоскогорья. Подобная последовательность стратиграфических подразделений юга Дальнего Востока имеет разночтения [Олейников, Олейников, 2005], поэтому прямые корреляции осадочных толщ на биостратиграфической основе встречают затруднения. Между тем в последние годы получены представительные радиоизотопные данные, которые вносят определенность в возрастные соотношения вулканических комплексов этой территории. Из межрегиональных корреляций осадконакопления, тектонических и вулканических событий мы приходим к выводу о том, что заложение Тунка-Еравнинской рифтовой зоны произошло до Индо-Азиатской коллизии и было согласовано с процессами растяжения в зоне конвергенции плит Тихого океана и восточной окраины Евразии. Начиная с палеоцена в тектонической и магматической эволюции юга Восточной Сибири мог проявляться совместный эффект растяжения в зоне конвергенции Восточной Азии и воздействия на Азию Индийского индентера. Относительная роль этих двух факторов в рифтовой активизации юга Восточной Сибири остается пока слабо изученной. Имеющиеся данные по пространственно-временному развитию магматизма Центральной Азии свидетельствуют о существенном усилении роли Индийского индентера в активизации этой территории в позднем кайнозое с прогрессирующим возрастанием эффекта тектонического стресса из зоны Индо-Азиатской коллизии к четвертичному периоду.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполнено обобщение материалов по стратиграфии, литофациальному составу, палинокомплексам и комплексам диатомовых водорослей кайнозоя Витимского плоскогорья с привлечением других групп органических остатков и составлен обновленный вариант региональной стратиграфической схемы терригенных и осадочно-вулканогенных образований. Выделены ряды палинокомплексов от палеоцен-эоценового до позднеплиоцен-четвертичного, а также ряды комплексов диатомовых водорослей от ранне-среднемиоценового до позднеплиоцен-четвертичного.

В качестве репера начала рифтогенных движений на юге Восточной Сибири охарактеризована мохейская свита кампана–маастрихта, отложившаяся после длительного перерыва в осадконакоплении. В составе палеогеновой толщи изучены палеоцен-эоценовая иренгинская свита и олигоценовая кулариктинская. Приведены подробные данные о составе и строении средне-позднемиоценовой джилиндинской свиты. В ней выделены две подсвиты, каждая из которых соответствовала особой стадии развития древних речных систем: нижнеджилиндинская – стадии глубокого эрозионного расчленения с накоплением делювиально-пролювиально-аллювиальных отложений без лавовых прослоев во временном интервале первой половины среднего миоцена, а верхнеджилиндинская – стадии их заполнения преимущественно пойменно-озерными отложениями с существенной ролью вулканического материала во временном интервале второй половины среднего миоцена и позднего миоцена. По результатам K-Ar и $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования возраст вулканических пород в стратотипе и опорных разрезах верхней подсвиты определен в интервале 14–9 млн лет. Выделены вулканогенно-осадочные толщи: хойготская, плиоценовая, с K-Ar датировками в интервале 5,2–2,8 млн лет и береинская, плейстоценовая, с датировками в интервалах 1,8–1,5 и 1,1–0,6 млн лет. Охарактеризованы плиоценовые терригенные отложения кыджимитской толщи и чининской свиты.

Межрегиональными корреляциями осадочных и вулканогенных толщ кайнозоя Витимского плоскогорья с толщами Селенгинского среднегорья и Тункинской долины обосновано единое тектоническое развитие этих территорий в составе Тунка-Еравнинской рифтовой зоны. Образование новейшей структуры юга Восточной Сибири рассмотрено в рамках кампан-маастрихт-олигоценового и среднемиоцен-четвертичного этапов. Первый отражал развитие тектонических процессов в Тунка-Еравнинской рифтовой зоне, а второй – в Байкальской.

Феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири объясняется тесной согласованностью тектонических процессов юга Восточной Сибири с процессами конвергенции плит Тихого океана и Евразии. Кампан-маастрихтское растяжение в глубине Азии началось при растяжении восточной континентальной окраины Евразии. Растяжение в Байкальской рифтовой зоне сочеталось с раскрытием впадины Японского моря. Между тем уже в раннем палеогене (56–51 млн лет назад) процессы рифтогенеза этой территории частично синхронизировались с “экструзивной” тектоникой Азии, вызванной воздействием на нее Индийского индентера. С прогрессирующим развитием “экструзивных” движений около 30 млн лет назад произошло заметное пространственное изменение в характере магмогенерирующих процессов в поясе Айляо-Шан Ред Ривер, их перераспределение из Восточного Тибета в Западный. В Центральной Азии вулканизм распространился в Долиноозерском ареале, Хилокской впадине и на Витимском плоскогорье. Юг Восточной Сибири занимал окраинное положение в системе “экструзивного” движения блоков от Индийского индентера к Тихому океану. Олигоценовый этап мощной “экструзивной” тектоники предопределил растяжение в Байкальской рифтовой системе, начавшееся в раннем миоцене и продолжавшееся в течение всего позднего кайнозоя.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

Агаджанян А.К., Ербаева М.А. Позднекайнозойские грызуны и зайцеобразные территории СССР. М.: Наука, 1983. 189 с.

Адаменко О.М., Белова В.А., Ендрихинский А.С. Стратиграфия неогеновых отложений озерных котловин Байкальской рифтовой зоны // Позднекайнозойская история озер в СССР. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. С. 52–61.

Александрова А.Н., Козяр Л.А. Палеоботанические данные к расчленению палеоген-неогеновых отложений юго-запада Сибирской платформы // Палеоген и неоген Сибири (палеонтология и стратиграфия). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. С. 136–149.

Александрова А.Н., Ясаманов Н.А. Климаты раннего кайнозоя юго-запада Сибирской платформы // Климаты Земли в геологическом прошлом. М.: Наука, 1987. С. 181–190.

Антощенко-Оленев И.В. Кайнозой Джидинского района Забайкалья. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. 126 с.

Ахметьев М.А. Фитостратиграфия континентальных отложений палеогена и миоцена внетропической Азии. М.: Наука, 1993. 143 с.

Ахметьев М.А., Болотникова М.Д., Братцева Г.М. и др. Стратиграфия и палеофлористика опорного разреза кайнозоя Южного Приморья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 4. С. 61–75.

Аракелянц М.М., Ахметьев М.А., Филимонова Л.Г. Возраст вулканитов Южного Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262, № 4. С. 946–948.

Ащепков И.В. Глубинные ксенолиты Байкальского рифта. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991. 160 с.

Ащепков И.В., Травин А.В., Сапрыкин А.И. и др. О возрасте ксенолитсодержащих базальтов и мантийной эволюции в Байкальской рифтовой зоне // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 11. С. 1162–1190.

Багдасарьян Г.П., Герасимовский Г.И., Поляков А.И. и др. Новые данные по абсолютному возрасту и химическому составу вулканических пород Байкальской рифтовой зоны // Геохимия. 1981. № 3. С. 342–350.

Багдасарьян Г.П., Поляков А.И., Рощина И.А. Возраст и химический состав мезо-кайнозойских базальтов Прибайкалья // Геохимия. 1983. № 1. С. 102–108.

Базаров Д.-Д.Б. Четвертичный период в Селенгинском среднегорье // Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965. С. 263–271.

Базаров Д.-Д.Б. Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1968. 164 с.

Базаров Д.-Д.Б. Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. 180 с.

Базаров Д.-Д.Б., Хлыстов П.А. Поверхности выравнивания Прибайкалья и Западного Забайкалья // Поверхности выравнивания. Вып. 3: Материалы к IX Пленуму геоморфологической комиссии АН СССР. Иркутск, 1970. С. 54–56.

Базаров Д.-Д.Б., Антощенко-Оленев И.В., Резанов И.Н. и др. Стратиграфия кайнозойских отложений Западного Забайкалья и некоторых сопредельных районов // Стратиграфия кайнозойских отложений Западного Забайкалья. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1976а. С. 5–70.

Базаров Д.-Д.Б., Ербаева М.А., Резанов И.Н. Геология и фауна опорных разрезов Западного Забайкалья. М.: Наука, 1976б. 148 с.

Базаров Д.-Д.Б., Савинова В.В., Рассказов С.В. и др. О стратиграфии и палинокомплексах раннекайнозойских отложений Витимского плоскогорья // Морфоструктура и стратиграфия кайнозойских отложений Прибайкалья. Улан-Удэ: Бурятский филиал СО АН СССР, 1984. С. 67–88.

Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф. Третичные климаты Северо-Восточной Азии // XIV Тихоокеанский научный конгресс: Тез. докл. М.: Наука, 1979. Т. 2. С. 18–19.

Барсболд Р. Биостратиграфия и пресноводные моллюски верхнего мела Гобийской части МНР. М.: Наука, 1972. 71 с.

Барышева Е.М., Шестакова Л.М., Сапегина Г.Н. Каталог месторождений ископаемой фауны и флоры территории юга Восточной Сибири. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1980. 152 с.

Беличенко В.Г., Комаров Ю.В., Хренов П.М. и др. Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья // Труды ВСГИ СО АН СССР. Вып. 8. 1962. 168 с.

Белова В.А. История развития растительности котловин Байкальской рифтовой зоны (на примере Байкальской и Верхне-Чарской котловин). М.: Наука, 1975. 142 с.

Белова В.А. Растительность и климат позднего кайнозоя юга Восточной Сибири / Ред. Г.И. Галазий и др. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. 159 с.

Белова В.А., Ендрихинский А.С. Палинологическое обоснование стратиграфии неогеновых отложений Байкальской рифтовой зоны // Палинология Сибири. М.: Наука, 1980. С. 84–92.

Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 2. С. 101–114.

Бодина Л.Е. Остракоды третичных отложений Зайсанской и Илийской депрессий // Микрофауна СССР. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 43–168. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 170).

Борняков С.А. О механизме формирования юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны по результатам физического моделирования // Докл. РАН. 2004. Т. 399, № 2. С. 221–223.

Брагин В.Ю., Реутский В.Н., Литасов К.Д. и др. Позднемезозойский эпизод внутриплитного магматизма в Северо-Минусинской впадине по палеомагнитным и геохронологическим данным // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 4. С. 576–582.

Братцева Г.М. Палинологические исследования верхнего мела и палеогена Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. 56 с.

Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии. М.: Наука, 1977. 170 с.

Вангенгейм Э.А., Беляева Е.И., Гарутт В.Е. и др. Млекопитающие эоплейстоцена Западного Забайкалья. М.: Наука, 1966. 164 с.

Вангенгейм Э.А., Ербаева М.А., Жегалло В.И. и др. К палеонтологическому обоснованию стратиграфии антропогена Западного Забайкалья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 10. С. 87–95.

Вангенгейм Э.А., Сотникова М.В. Геология и фауна млекопитающих местонахождения Засухино, Западное Забайкалье // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1981. № 51. С. 106 –117.

Вангенгейм Э.А., Зажигин В.С., Певзнер М.А. и др. Граница миоцен–плиоцен в Западной Сибири и Центральной Азии // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. С. 167–171.

Верещагин Н.К., Иваньев Л.Н., Кузнецов М.Ф. К истории фауны млекопитающих и стратиграфии кайнозойских отложений Западного Забайкалья // Труды Бурятского КНИИ СО АН СССР. Сер. геол.-геогр. Вып. 2. Улан-Удэ, 1960. С. 51–66.

Верховская Л.А., Голубева В.А., Коган Р.И. Выбор информативной комбинации признаков для различения двух геологических объектов // Математические методы исследований в геологии. М.: ВИЭМС, 1972. 39 с.

Вислобокова М.А., Ербаева М.А., Сотникова М.В. Ранневиллафранкский этап в развитии фауны млекопитающих Северной Евразии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1, № 5. С. 87–96.

Волкова В.С., Кулькова И.А. Изменение состава палинофлоры Сибири в позднем кайнозое // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. С. 54–63.

Волкова В.С., Кулькова И.А., Фрадкина А.Ф. Стратиграфия континентального неогена Северной Азии (по палинологическим данным) // Геология и геофизика. 1986. № 11. С. 42–51.

Волкова В.С., Кулькова И.А. Флористические сообщества олигоцена–раннего миоцена Западной Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т. 4, № 5. С. 83–92.

Волкова В.С., Архипов С.А., Бабушкин А.Е. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2002. 246 с.

Волколаков Ф.К., Хлыстов П.А. О наличии гидраргиллита в палеогеновой(?) коре выветривания Тункинской впадины // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. XI. Улан-Удэ, 1967. С. 45–52.

Габуния Л.К., Девяткин Е.В., Рубинштейн М.М. Данные об абсолютном возрасте кайнозойских континентальных образований Азии и их биостратиграфическое значение // Докл. АН СССР. 1975. Т. 225, № 4. С. 895–898.

Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии – тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника. 2004. № 1. С. 3–20.

Геншафт Ю.С., Клименко Г.В., Салтыковский А.Я. Новые данные о составе и возрасте кайнозойских вулканитов Монголии // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311, № 2. С. 420–424.

Геология и нефтегазоносность Охотско-Шантарского осадочного бассейна / Варнавский В.Г., Жаров А.Э., Кириллова Г.Л. и др. Владивосток: ДВО РАН, 2002. 148 с.

Герасимов А.П. Орогеологический очерк части Яблонового хребта и Витимского плоскогорья: Сборник памяти И.В. Мушкетова. СПб., 1905.

Гладенков Ю.Б. Опыт сопоставления геологических событий кайнозоя Северной Пацифики // Проблемы биохронологии в палеонтологии и геологии: Тез. докл. XLVIII сес. палеонтол. о-ва. СПб.: Изд-во СПб гос. ун-та, 2002. С. 38.

Говоров Г.И. Фанерозойские магматические пояса и формирование структуры Охотоморского геоблока. Владивосток: Дальнаука, 2002. 198 с.

Гольберт А.В. Основы региональной палеоклиматологии. М.: Недра, 1987. 222 с.

Громов В.И., Краснов И.И., Никифорова К.В. и др. Схема подразделений антропогена // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1969. № 36. С. 41–55.

Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии. М.: Наука, 1981. 192 с.

Девяткин Е.В. Геохронология кайнозойских базальтов Монголии и их связь со структурами новейшего этапа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12, № 2. С. 102–114.

Девяткин Е.В., Зажигин В.С. Эоплейстоценовые отложения и новые местонахождения фауны в Северной Монголии. М.: Наука, 1975. С. 307–313.

Девяткин Е.В., Смелов С.В. Базальты и их положение в разрезе осадочного кайнозоя Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 1. С. 16–29.

Дергаусова М.И., Резанова В.П. Денудационный срез северо-западного горного обрамления Джидино-Витимской системы впадин // Байкал и горы вокруг него: Тез. докл. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1994. С. 59–61.

Дехтярева Л.В. Влияние раннекайнозойской тектоники на развитие рельефа юга Витимского плоскогорья // Изв. Забайкал. филиала Всесоюз. геогр. о-ва. Чита, 1969. Вып. 6, ч. 4. С. 18–24.

Дехтярева Л.В. Развитие межгорных впадин юга Витимского плоскогорья в позднем мелу–палеогене: Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Киев, 1972. 23 с.

Дехтярева Л.В., Приходько В.П., Хлыстов П.А. и др. Стратиграфия и литология верхнемеловых–неогеновых отложений юга Витимского плоскогорья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. VIII. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1970. С. 58–76.

Диатомовые водоросли СССР. Т. 1. М.: Наука, 1974. 403 с.

Дмитриев Г.А. История верхнего мела и палеогена Бурятии // Труды БКНИИ СО АН СССР. Сер. геол. Вып. 7. 1961. С. 28–32.

Дмитриева Е.Л. Ископаемые винторогие антилопы Западной Монголии и некоторых районов Средней Азии // Палеонтология и биостратиграфия Монголии. Вып. 2. М.: Наука, 1975. С. 76–83.

Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 101–104.

Ендрихинский А.С. Геологическая эволюция озерных котловин Витимского плоскогорья // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 2. Чита, 1967. С. 25–30.

Ендрихинский А.С. Рельеф, кайнозойские отложения и вопросы палеолимнологии Витимского плоскогорья: Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1968. 16 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. О литогенетических особенностях антропогеновых отложений Витимского плоскогорья // Геология и геофизика. 1970. № 9. С. 35–43.

Ендрихинский А.С. Витимское плоскогорье // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. С. 210–234.

Ендрихинский А.С. Поздний мел и палеоген Забайкалья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 3. С. 17–25.

Ендрихинский А.С., Черемисинова Е.А. О нахождении миоценовых отложений на Витимском плоскогорье // Докл. АН СССР. 1970. Т. 191, № 4. С. 885–888.

Ербаева М.А. История антропогеновой фауны зайцеобразных и грызунов Селенгинского среднегорья. М.: Наука, 1970. 132 с.

Ербаева М.А. Фауна мелких млекопитающих Западного Забайкалья // Морфоструктура и стратиграфия кайнозойских отложений Прибайкалья. Улан-Удэ: Бурятский филиал СО АН СССР, 1984. С. 89–98.

Ербаева М.А. Пищухи кайнозоя (таксономия, систематика, филогения). М.: Наука, 1988. 223 с.

Ербаева М.А., Хензыхенова Ф.И., Алексеева Н.В. Первая находка фауны мелких млекопитающих позднего кайнозоя на юге Восточного Забайкалья // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 9. С. 1453–1457.

Жаров А.Э. Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика Юго-Восточного Сахалина. Южно-Сахалинск: Сахалинское кн. изд-во, 2004. 192 с.

Заклинская Е.Д. Пыльца покрытосеменных и ее значение для обоснования стратиграфии нижнего мела и палеогена // Труды Геологического ин-та. Вып. 74. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 256 с.

Заклинская Е.Д. Позднемеловые и раннепалеогеновые флоры (по палинологическим данным) // Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М.: Наука, 1970. С. 302–331.

Заклинская Е.Д., Пуртова С.И. Стратиграфические подразделения и их обоснование // Методические аспекты палинологии. М.: Недра, 1987. С. 61–71.

Зальцман И.Г. Стратиграфические схемы палеогеновых и неогеновых отложений южных районов Западно-Сибирской равнины // Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. С. 33–41.

Замараев С.М., Самсонов В.В. Геологическое строение и нефтегазоносность Селенгинской депрессии // Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 456–474.

Замараев С.М., Адаменко О.М., Рязанов Г.В. и др. Структура и история развития Предбайкальского предгорного прогиба. М.: Наука, 1976. 134 с.

Зеленский Е.Е. Кайнозойские отложения района нижнего течения р. Муи // Вопросы геологии Бурятии. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1971. С. 53–60.

Иванов В.Г., Ярмолюк В.В., Смирнов В.Н. Новые данные о возрасте проявления вулканизма в Западно-Забайкальской позднемезозойской–кайнозойской вулканической области // Докл. РАН. 1995. Т. 345, № 5. С. 648–652.

Иваньев Л.Н. Некоторые вопросы палеогеографии кайнозоя Прибайкалья и Забайкалья // Изв. Вост.-Сиб. отдния ВГТ. Т. 67. Иркутск, 1970. С. 54–59.

Иваньев Л.Н., Флоренсов Н.А. Находки остатков гиппариона в долине р. Чикой // Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР. Вып. 8. 1958. С. 63–83.

Иметхенов А.Б., Савинова В.В., Базаров Д.-Д.Б. О возрасте и составе кайнозойских отложений Боярского разреза на юго-восточном побережье оз. Байкал // Стратиграфия кайнозойских отложений Западного Забайкалья. Улан-Удэ: Бурятский филиал СО АН СССР, 1976. С. 71–96.

Иметхенов А.Б., Савинова В.В. Кайнозой Еравнинской впадины: палиностратиграфия и основные палеогеографические события // Геология кайнозоя юга Восточной Сибири: Тез. докл. Иркутск, 1987. С. 11–13.

Иметхенов А.Б., Калмыков Н.П. Фауна и флора кайнозоя Бурятии: Каталог. Улан-Удэ: Бурятский филиал СО АН СССР, 1988. 181 с.

Иметхенов А.Б., Резанов И.Н., Савинова В.В. Палеоген и неоген юга Витимского плоскогорья // Теоретическая геоморфология. Кайнозой Внутренней Азии: Тез. докл. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1989. С. 103–105.

Казаринов В.П., Бгатов В.Н., Гурова Т.Н. и др. Выветривание и литогенез. М.: Недра, 1969. 456 с.

Кайнозой Сибири и Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. 186 с.

Калмыков Н.П. Новое местонахождение гиппарионовой фауны млекопитающих в Западном Забайкалье // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1989. № 58. С. 133–138.

Калмыков Н.П. Палеогеографические особенности териофауны Прибайкалья и Забайкалья // География и природ. ресурсы. 1997. № 3. С. 134–141.

Карабанов Е.Б., Кузьмин М.И., Вильямс Д.Ф. и др. Глобальные похолодания Центральной Азии в позднем кайнозое согласно осадочной записи из озера Байкал // Докл. РАН. 2000. Т. 370, № 1. С. 61–66.

Карасев В.В. Кайнозой Забайкалья. Чита: ПГО "Читагеолсъемка", 2002. 128 с.

Карташова Г.Г., Архангелов А.А., Пирумова Л.Г. Олигоценовое похолодание Северо-Востока СССР // Древние климаты и осадконакопление в восточной окраине Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 100–108.

Кибанов Г.А., Маракtаев К.М., Антакшинов А.А. и др. Особенности инженерно-геологических условий, сейсмической и инженерно-строительной оценки центральных районов Бурятской АССР в связи с эволюцией новейших структур (Западное Забайкалье). Т. 1. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1977. 240 с.

Климанова В.М. Верхнемеловые флоры Лено-Ангарского междуречья и Восточного Забайкалья по данным палинологического анализа // Материалы по биостратиграфии и палеогеографии Восточной Сибири. М.: Наука, 1975. С. 78–80.

Климанова В.М., Лямина Н.А., Руднев А.Ф. и др. Выявление эоценовых отложений на юге Витимского плоскогорья // Биостратиграфия – Геолкарте–50. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1986. С. 71–72.

Колесников Ч.М. Система, стратиграфическое распределение, зоогеография мезозойских лимнических двустворчатых моллюсков СССР // Лимнобиос древних озерных бассейнов Евразии. Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1980. С. 9–65.

Корнутова Е.И. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Шилко-Ононской области Забайкалья // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. С. 128–132.

Корнутова Е.И., Цветков В.П., Кислицин В.П. и др. Палеоген и неоген Чарской впадины (Забайкалье) // Там же. С. 120–124.

Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б. и др. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.

Красилов В.А., Алексеенко Т.М. Смена растительных сообществ в палеогене и неогене Южного Приморья // Палеоботаника на Дальнем Востоке. Владивосток: Наука, 1977. С. 7–17.

Котульский В.К. Маршрутные исследования в Баргузинском округе в 1913 г. // Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский район. Вып. XI. СПб., 1915. С. 63–77.

Криштофович А.Н. Палеоботаника. 4-е изд. Л.: ГНТИН и ГТЛ, 1957. 650 с.

Крымский Р.С., Гавриленко В.В., Белятский Б.В и др. Nd и Sr изотопная геохимия и возраст оловянно-вольфрамовой минерализации Урминского рудного района Урми (Приамурье, Россия) // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов: Тез. докл. СПб.: ВСЕГЕИ, 1996. С. 59–61.

Кузьмина О.Б., Волкова В.С. Развитие геологических событий и растительной биоты Западной Сибири в олигоцене и в раннем неогене // Проблемы биохронологии в палеонтологии и геологии: Тез. докл. XLVIII сес. Палеонтол. о-ва. СПб.: Изд-во СПб гос. ун-та, 2002. С. 81–83.

Кулькова И.А. Изменение состава палинофлоры Сибири на рубеже эоцена и олигоцена // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. С. 51–54.

Кулькова И.А. Стратиграфия палеогеновых отложений Западной Сибири по палинологическим данным // Геология и геофизика. 1987. № 6. С. 11–17.

Кулькова И.А. Микрофоссилии эоцена Западной Сибири // Микрофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. С. 23–25.

Кулькова И.А., Лаухин С.А. Флора континентального палеогена Енисейского кряжа (по палинологическим данным). М.: Наука, 1975. 85 с.

Кулькова И.А., Александрова А.Н., Братцева Г.М. Эоценовые и олигоценовые палинофлоры и климат Средней Сибири // Микрофитофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. С. 127–142.

Кулькова И.А., Волкова В.С. Ландшафты и климат Западной Сибири в палеогене и неогене // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 3. С. 621–635.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Тектоническая эволюция центральной части Джугджуро-Становой складчатой области: результаты U-Pb геохронологических и изотопно-геохимических (Nd, Sr, Pb) исследований // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб.: Центр информационной культуры, 2003. С. 253–257.

Левина А.П., Лейпциг А.В., Александрова А.Н., Васильев И.В. Олигоценовые и миоценовые отложения на юго-западе Сибирской платформы // Палеоген и неоген Сибири (палеонтология и стратиграфия). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. С. 101–115.

Лейпциг А.В., Левина А.П., Александрова А.Н. Эоценовые отложения юго-западной части Сибирской платформы // Там же. С. 86–93.

Литвинцев Г.Г., Тараканова Р.И. Новые данные по стратиграфии и литологии третичных отложений юга Сибирской платформы // Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1967. С. 156–166.

Литвинцев Г.Г., Тараканова Р.И. Палеогеновые отложения Иркутского амфитеатра // Морской и континентальный палеоген Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973. С. 129–135.

Лихошвай Е.В. Эволюция диатомовых водорослей рода *Aulacoseira* Thwaites в озере Байкал: Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. Новосибирск, 2004. 32 с.

Логачев Н.А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958а. № 4. С. 18–29.

Логачев Н.А. О стратиграфии кайнозойских отложений межгорных впадин по данным спорово-пыльцевого анализа // Изв. Вост.-Сиб. филиала СО АН СССР. Иркутск, 1958б. С. 27–32.

Логачев Н.А. Саяно-Байкальское и Становое нагорья // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. С. 16–162.

Логачев Н.А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М.: Наука, 1977. 183 с.

Логачев Н.А. Об историческом ядре Байкальской рифтовой зоны // Докл. РАН. 2001. Т. 376, № 4. С. 510–513.

Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 187 с.

Логачев Н.А., Рассказов С.В., Иванов А.В. и др. Кайнозойский рифтогенез в континентальной литосфере // Литосфера Центральной Азии. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1996. С. 57–80.

Логачев Н.А., Рассказов С.В., Иванов А.В. и др. Расчленение позднекайнозойской вулканогенно-осадочной толщи юго-восточной части Восточного Саяна // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6, № 3. С. 81–91.

Логачев Н.А., Брандт И.С., Рассказов С.В. и др. Определение K-Ar-возраста палеоценовой коры выветривания Прибайкалья // Докл. РАН. 2002. Т. 385, № 6. С. 797–799.

Лопатин И.А. Дневник Витимской экспедиции // Зап. Русского геогр. о-ва по общей географии. СПб., 1895. Т. XXVIII. С. 5–53.

Лузина И.В. Палинокомплексы меловых отложений Западного и Центрального Забайкалья // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия: Тез. докл. IX Всерос. палинол. конф. М.: ИГиРГИ, 1999. С. 168–169.

Лупикина Е.Г., Хурсевич Г.К. *Lobodiscus* (Tscher.) Lupik. et Churs. – новый род класса Centrophyceae (Bacillariophyta) // Альгология. Киев, 1991а. Т. 1, № 3. С. 67–70.

Лупикина Е.Г., Хурсевич Г.К. *Pseudoaulacosira* – новый род пресноводных диатомовых водорослей класса Centrophyceae // Ботан. журн. 1991б. Т. 76, № 2. С. 290–291.

Лучинин И.И., Пешков П.А., Дементьев П.К. и др. Месторождения урана в палеодолинах Зауралья и Забайкалья // Разведка и охрана недр. 1992. № 5. С. 12–15.

Любимова П.С., Казьмина Т.А., Решетникова М.А. Остракоды мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. Л.: Гостоптехиздат, 1960. 426 с.

Лямина Н.А. Стратиграфия и генетические типы нижнемеловых отложений юга Витимского плоскогорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л., 1981. 20 с.

Лямина Н.А. Меловые–неогеновые озера Витимского плоскогорья // Биостратиграфия – Геолкарте–50: Тез. докл. II сес. Вост.-Сиб. отд-ния Всесоюз. палеонтол. о-ва. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1986а. С. 28–30.

Лямина Н.А. Некоторые литолого-геохимические методы расчленения континентальных моласс Забайкалья // Литологические методы изучения и корреляции разрезов в связи с усилением работ по геол. съемке м-ба 1:50 000: Тез. докл. Красноярск, 1986б. С. 31–32.

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 и палеогеографии неогеновых образований Северо-Западного Забайкалья // Материалы 11 Всерос. конф. Палинология: теория и практика. М.: ПИН РАН, 2005. С. 147–148.

Мартинсон Г.Г. Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 332 с.

Мартинсон Г.Г. Позднемеловые моллюски Монголии (систематика, стратиграфия, тафономия). М.: Изд-во АН СССР, 1982. 82 с. (Тр. Совм. Сов.-Монг. экспед.; Вып. 17).

Мартинсон Г.Г. Неморская малакофауна и ее значение для стратиграфии и корреляции меловых отложений // Континентальный мел СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 8–11.

Мац В.Д. Новые данные по стратиграфии миоценовых и плиоценовых отложений на юге Байкала // Вопросы геологии и палеогеографии Сибири и Дальнего Востока. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1985. С. 36–53.

Мац В.Д., Попова С.М., Черняева Г.П. и др. Палеогеновые и неогеновые озера Прибайкалья и Западного Забайкалья // История озер позднего мезозоя и кайнозоя. Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1988. С. 222–231.

Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2001. 252 с.

Мащук И.М., Мишарина В.А. Палинологическое обоснование низов танхойской свиты Южного Прибайкалья (на основе комплексных исследований) // Материалы X Всерос. палинол. конф. М.: Изд-во ИГиРГИ, 2002. С. 142–143.

Медведев Е.М. Новые данные о возрасте базальтов Хамар-Дабана // Докл. АН СССР. 1968. Т. 178, № 6. С. 1378–1381.

Мейстер А.К. Центральное плато Витимского плоскогорья // Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский р-н. Вып. XI. СПб., 1915. 215 с.

Меловая система: Постановление МСК. Вып. 22. СПб., 1985. С. 16–17.

Методические рекомендации к технике обработки осадочных пород при спорово-пыльцевом анализе. Л.: ВСЕГЕИ, 1986. 77 с.

Методы интерпретации палинологических данных. Л., 1977. 81 с. (Тр. ВСЕГЕИ; Т. 279).

Минцу Н. Структура рифтовой долины Вэйхэ и региональная стабильность земной коры // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 4. С. 13–22.

Мирчинк С.Г. К стратиграфии четвертичных отложений в долинах рек Витим и Бодайбо // Труды ЦНИГРИ. Вып. 30. М., 1960. С. 88–117.

Мирчинк С.Г. К стратиграфии четвертичных отложений Ленского и Баргузинского золотоносных районов // Материалы Всесоюз. совещ. по изучению четвертичного периода. Т. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 256–262.

Михно Н.П., Базаров Д.Б., Скобло В.М. Об установлении третичных отложений с фауной пресноводных моллюсков в Иволгинской впадине // Материалы по геологии и полезным ископаемым БурАССР. Вып. 4. Улан-Удэ, 1960. С. 111–113.

Моисеева А.И. Неогеновая континентальная флора диатомей Приморского края // Ископаемые диатомовые водоросли СССР. М.: Наука, 1968. С. 66–70.

Моисеева А.И. Атлас неогеновых диатомовых водорослей Приморского края. Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1971. 152 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: ВостСибНИИГГиМС, ВСО ВПО, 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.

Моисеева А.И., Царько Е.И. Этапы развития флоры диатомовых водорослей и детальная стратиграфия континентального неогена юга Дальнего Востока // Новые данные по стратиграфии Дальнего Востока и Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 68–78.

Момджи Г.С. Теоретические основы и методики поисков россыпных месторождений титана и циркония // Закономерности размещения полезных ископаемых. Вып. 4. Россыпи. М.: Госгортехиздат, 1960. С. 44–57.

Нагорья Прибайкалья и Забайкалья / Ред. Н.А. Флоренсов. М.: Наука, 1974. 359 с.

Натальин Б.А., Фор М., Монье П. и др. Анюйский метаморфический купол (Сихотэ-Алинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 3–25.

Невретдинова Т.Л. Комплексы диатомовой флоры из палеогеновых, неогеновых и плейстоценовых отложений Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1982. № 26. С. 93–100.

Неогеновая система: Постановление МСК. Вып. 30. СПб., 1998. С. 18–19.

Неуструева И.Ю. Биостратиграфия верхнего мезозоя Забайкалья по остракодам. О сопоставлении и возрасте биостратиграфических подразделений мела Западного и Восточного Забайкалья // Практическое руководство по микрофауне. Остракоды мезозоя. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. С. 140–148.

Неуструева И.Ю., Скобло В.М. Пресноводные остракоды мела Забайкалья и Монголии // Проблема возраста геологических образований Восточной Сибири. Итоги и дальнейшие направления исследований с целью подготовки к изданию "Геолкарты–50". Иркутск, 1984. С. 66–68.

Новиков В.П., Попеко В.А. Роль тектоники в формировании рельефа южной части Витимо-Олекминской страны // Зап. Забайк. отд-ния Всесоюз. геогр. о-ва. Вып. 21. Чита, 1963. С. 142–153.

Олейников А.В., Олейников Н.А. Геология кайнозоя Среднего Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2005. 261 с.

Осокин П.В., Балханов В.В. Геологическое строение мезокайнозойских впадин центральной части Витимского плоскогорья // Тектоника Сибири. Т. 1. Новосибирск: ИГиГ СО СССР, 1962. С. 225–235.

Павлов С.Ф., Кашик С.А., Ломоносова Т.К. и др. Кайнозойские коры выветривания и осадочные формации Западного Прибайкалья / Ред. М.М. Одинцов. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. 160 с.

Паланджян С.А. Западно-Корякский пояс дайковых и гипабиссальных пород как индикатор растяжения и деструкции преддужья Охотско-Чукотского вулканического пояса в позднем сеноне–палеоцене // Докл. РАН. 2002. Т. 385, № 6. С. 800–804.

Палеогеновая система: Постановления МСК. Вып. 30. СПб., 1998. С. 17–18.

Палеогеография кайнозоя Беларуси. Минск, 2002. 163 с.

Панова Л.А. Олигоцен Западной Сибири // Кайнозойские флоры Сибири по палинологическим данным. М.: Наука, 1971. С. 40–60.

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

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 2. С. 7–41.

Певзнер М.А., Вангенгейм Э.А., Жигало В.А. и др. Корреляция отложений позднего неогена Центральной Азии и Европы по палеомагнитным и биостратиграфическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 2. С. 5–16.

Перепелов А.Б., Иванов А.В., Макинтош У.С. и др. Калиевый щелочной магматизм Западной Камчатки – позднеэоцен-раннеолигоценовый эпизод инверсии геодинамических режимов в эволюции островодужной системы // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Материалы II Рос. конф. по изотопной геохронологии. СПб.: Центр информационной культуры, 2003. С. 348–354.

Покатилов А.Г. Возраст и корреляция основных местонахождений млекопитающих кайнозоя Северной Евразии // Эволюция жизни на Земле: Материалы I Междунар. симпоз. Томск: Изд-во НТЛ, 1997. С. 128–129.

Поляков А.И., Багдасарьян Г.П. О возрасте молодых вулканитов Восточной Сибири и закономерностях эволюции состава вулканитов // Геохимия. 1986. № 3. С. 311–317.

Пономаренко З.К. Маастрихтские флоры Казахстана и особенности их формирования (по данным палинологии) // Вопросы геологии коры выветривания. Вып. 2. Палинология Казахстана. Алма-Ата, 1971. С. 83–92.

Попов В.К., Гребенников А.В. Новые данные о возрасте эффузивов богопольской свиты в Приморье // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 3. С. 47–54.

Попов В.К., Рассказов С.В., Чекрыжов И.Ю. и др. Калий-аргоновые датировки и геохимические характеристики кайнозойских трахибазальтов и трахиандезитов Приморья // Геохимия магматических пород: Тр. науч. школы "Щелочной магматизм Земли". М.: ГЕОХИ РАН, 2005. С. 133–135.

Попов В.К., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А. и др. Геохимия позднекайнозойских кислых вулканических пеплов Юго-Западного Приморья и геодинамические обстановки проявления вулканизма // III Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии "Вулканизм и геодинамика". Улан-Удэ, 2006. С. 273–276.

Попова С.М. Кайнозойские континентальные моллюски юга Сибири и Дальнего Востока // Геология и геофизика. 1971. Т. 198, № 6. С. 23–32.

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

Попова С.М. Кайнозойские континентальные моллюски юга Восточной Сибири // 100 лет Государственной геологической службе Восточной Сибири: геология и минерально-сырьевая база: Тез. докл. Иркутск: Мингео СССР, ВостСибНИИГГиМС, 1988. С. 59–60.

Попова С.М., Мац В.Д., Черняева Г.П. и др. Палеолимнологические реконструкции (Байкальская рифтовая зона). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. 110 с.

Постановление МСК и его постоянных комиссий. Л.: МСК, 1996. Вып. 28. 23 с.

Постановление МСК о квартере и понижении возрастного уровня и нижней границы. СПб.: МСК, 1998. С. 19–20.

Практическая палиностратиграфия / Ред. Л.А. Панова, М.В. Ошуркова, Г.М. Романовская. Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1990. 320 с.

Преображенский П.И. Витим между Холоем и Парамой. Золотоносные области Сибири, Ленский р-н. Вып. 9. 1913.

Приходько В.П. Палеоген-неогеновые коры химического выветривания в Еравнинском районе // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. XI. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1967. С. 54–57.

Приходько В.П. К выделению неогеновых отложений в Еравнинской впадине // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. XIII. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1970. С. 45–49.

Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии. М.: Наука, 1972. 336 с.

Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: ВО "Наука". Сибирская издательская фирма, 1993. 288 с.

Рассказов С.В. Вулканизм и структура северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 4. С. 60–70.

Рассказов С.В. Позднефанерозойские движения плит Северо-Западной Пацифики: временной аспект и геодинамическое влияние на Восточную Азию // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Вып. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. С. 65–81.

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., Батырмурзаев А.С., Магомедов Ш.А. K-Ar датирование базальтов Тункинской долины // Сов. геология. 1990. № 9. С. 62–67.

Рассказов С.В., Кунк М.Дж., Лур Дж.Ф. и др. Эпизоды извержений и вариации состава четвертичных лав Байкальской рифтовой системы (Ar-Ar и K-Ar датирование вулканизма бассейна Джиды) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 6. С. 3–15.

Рассказов С.В., Бовен А., Андре Л. и др. Эволюция магматизма северо-востока Байкальской рифтовой системы // Петрология. 1997. Т. 5, № 2. С. 115–136.

Рассказов С.В., Логачев Н.А., Иванов А.В. Корреляция позднекайнозойских тектонических и магматических событий Байкальской рифтовой системы с событиями на юго-востоке Евразиатской плиты // Геотектоника. 1998. № 4. С. 25–40.

Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 2000а. 288 с.

Рассказов С.В., Бовен А., Иванов А.В., Семенова В.Г. Среднечетвертичный вулканический импульс в Олекмо-Становой подвижной системе: $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирование вулканитов Токкинского Становика // Тихоокеан. геология. 2000б. № 4. С. 19–28.

Рассказов С.В., Логачев Н.А., Иванов А.В. и др. Палинологический и диатомовый анализ осадков из позднекайнозойской долины пра-Амалата (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 5. С. 773–785.

Рассказов С.В., Логачев Н.А., Иванов А.В. и др. Магматический эпизод Западного рифта Восточной Африки 19–17 млн лет назад // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 4. С. 317–324.

Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В. и др. Средне-позднекайнозойский магматизм континентальной окраины Япономорского бассейна: импульсное плавление мантии и коры Юго-Западного Приморья // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 6. С. 3–31.

Рассказов С.В., Брандт С.Б., Брандт И.С. и др. Радиоизотопная геология в задачах и примерах. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2005. 268 с.

Рассказов С.В., Саранина Е.В., Ясныгина Т.А. и др. Средне-позднекайнозойский рифтогенез и роль мантийных источников с "надсубдукционными" характеристиками в развитии магматизма Татарского пролива // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Т. 2: Материалы III Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2006. С. 145–150.

Резанов И.Н. Морфоструктуры юго-восточной зоны Байкало-Станового нагорья // Морфоструктура и стратиграфия кайнозойских отложений Прибайкалья. Улан-Удэ: Бурятский филиал СО АН СССР, 1984. С. 23–40.

Резанов И.Н. Кайнозойские отложения и морфоструктура Восточного Прибайкалья. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. 128 с.

Резанов И.Н. Палеогеновый этап тектонического развития Еравнинского прогиба // Вопросы геологии кайнозоя Прибайкалья и Забайкалья. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1991. С. 3–12.

Резанов И.Н. О корреляции неогеновых толщ Северо-Восточного Прибайкалья // Байкал и горы вокруг него: Тез. докл. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1994. С. 80–82.

Резанов И.Н., Черняева Г.П., Савинова В.В. К истории накопления миоценовой толщи Джилиндинской впадины (Западное Забайкалье) // Тез. докл. по истории озер. Л., 1986. С. 74–76.

Резанов И.Н., Татьков Г.И., Коломиец В.Л. и др. Поле напряжений и сейсмоактивные элементы Селенгинского участка Южно-Байкальского геодинамического полигона // Материалы Всерос. межрегион. конф. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1997. С. 139–142.

Резанов И.Н., Будаев Р.Ц., Дергаусова М.И. и др. Морфоструктура рельефа северо-западного фланга Селенгино-Витимского среднегорья // Морфология рельефа: Материалы Иркут. геоморф. семинара. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1999а. С. 80–81.

Резанов И.Н., Будаев Р.Ц., Дергаусова М.И. и др. О добайкальской морфоструктуре северо-западного фланга Селенгинского среднегорья // Структурный анализ в геологических исследованиях: Материалы Междунар. семинара и респ. школы молодых ученых. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1999б. С. 107–109.

Решения Третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. 91 с.

Решения XVI пленарного заседания МСК по палеогеновой системе. Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1989. 6 с.

Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья: Объяснит. зап. к стратиграфическим схемам / Гл. редактор М.Т. Турбин. Хабаровск, 1994. 124 с.

Родионов Д.А. Статистические методы разграничения геологических объектов по комплексу признаков / Ред. Ю.В. Прохоров. М.: Недра, 1968. 159 с.

Романовский С.И. Физическая седиментология. Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1988. 240 с.

Саркисян С.Г., Климова Л.Т. Ориентировка галек и методы их изучения для палеогеографических построений. М.: Ин-т нефти АН СССР, 1955. 167 с.

Симаненко В.П., Ханчук А.И. Сеноманский вулканизм Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (геохимические особенности) // Геохимия. 2003. № 8. С. 866–878.

Систематический состав ископаемой фауны и флоры кайнозоя: Дополнение к каталогу. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1980. 286 с.

Скобло В.М. Корреляция разнофациальных континентальных отложений мезозоя и неогена Забайкалья и других регионов (по палеонтологическим данным) // Палеонтология и корреляция разнопровинциальных и полифациальных отложений: Тез. докл. XXXVII сес. ВПО. Новосибирск: ВПО, СО АН СССР, 1991. С. 87–88.

Скобло В.М., Лямина Н.А. О закономерностях стратиграфического положения и формационной принадлежности парагенезов верхнемезозойских серо- и красноцветных толщ Западного Забайкалья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. XV. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1972. С. 8–17.

Скобло В.М., Лямина Н.А., Титов В.Д. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Восточного Прибайкалья и Западного Забайкалья // Проблема возраста геологических образований юга Восточной Сибири и пути ее решения с целью создания легенд к государственным геологическим картам: Тез. докл. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1980. С. 58–60.

Скобло В.М., Лямина Н.А. Методическое руководство по использованию палеонтологических горизонтов и литологических коэффициентов для расчленения и корреляции континентальных отложений (на примере Западного Забайкалья). Иркутск: Изд-во "Вост.-Сиб. Правда", 1982. 92 с.

Скобло В.М., Лямина Н.А. Мезозой и кайнозой Бурятии // Геология и полезные ископаемые Бурятии. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1983. С. 127–136.

Скобло В.М., Лямина Н.А. К стратиграфии мезозойских континентальных отложений межгорных впадин Забайкалья // Сов. геология. 1986. № 2. С. 60–72.

Скобло В.М., Лямина Н.А. Континентальный мел Забайкалья и вопросы внутри- и межрегиональной корреляции // Континентальный мел СССР: Материалы совещ. по проекту 245. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 85–90.

Скобло В.М., Филиппов А.Г., Лямина Н.А. Континентальный мезозой и кайнозой Забайкалья и Прибайкалья // Геология, полезные ископаемые и геоэкология юга Восточной Сибири: Сборник научн. докл. к XXX-летию ВостСибНИИГГиМСа. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1994. С. 21–27.

Скобло В.М., Козлов Ю.П. О верхнемеловых отложениях Еравнинской впадины // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. XII. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1969. С. 168–172.

Скобло В.М., Лямина Н.А. Результаты использования остракод при расчленении и корреляции континентального мезозоя Западного Забайкалья и других регионов // Биостратиграфия и микроорганизмы фанерозоя Евразии: Тр. XII Всерос. микропалеонтол. совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 199–206.

Скобло В.М., Лямина Н.А., Лузина И.В., Руднев А.Ф. Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 332 с.

Станкевич Е.С. Остракоды из отложений континентальных водоемов верхнего мела Северной Гоби (Монголия) // Проблемы исследования древних озер Евразии. Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1974. С. 57–70.

Стратиграфический кодекс. Издание второе, дополненное. Утвержден пленумом МСК 31 января 1991 г. СПб., 1992. 120 с.

Стратиграфический кодекс. Межведомственный стратиграфический комитет. СПб., 1997. 79 с.

Файзулина З.Х., Козлова Е.И. Результаты палеонтологических исследований третичных отложений, вскрытых Истокскими глубокими скважинами // Геология и газонефтеносность Восточной Сибири. М.: Недра, 1966. С. 362–365.

Федорова Р.В., Комарова М.С., Минко О.О., Шофман И.Л. Основные этапы истории развития растительности на Витимском плоскогорье в антропогене // Бюл. МОИП. Нов. сер., отд. биол. 1968. Т. 73, вып. 2. С. 110–122.

Филатова Н.И. Периокеанические вулканические пояса. М.: Недра, 1988. 262 с.

Флоренсов Н.А. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. С. 3–16.

Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 257 с.

Флоренсов Н.А., Олюнин В.Н. Рельеф и геологическое строение // Предбайкалье и Забайкалье. М.: Наука, 1965. С. 23–90.

Флоренсов Н.А. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения // Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 40–56.

Фрадкина А.Ф. Палинологическая характеристика олигоценовых и миоценовых отложений Нижнеалданской впадины (Якутия) и сопредельных территорий // Микрофитофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. С. 142–152.

Фрадкина А.Ф. Палинокомплексы и стратиграфия палеогена и неогена Северо-Востока России // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 7. С. 39–46.

Фрадкина А.Ф. Эволюция палинофлор дочетвертичного кайнозоя Северо-Востока России // Эволюция жизни на Земле: Материалы I Междунар. симпоз. Томск: Изд-во НТЛ, 1997. С. 13–14.

Ханд Е. Позднемеловые и раннепалеогеновые остракоды южной части МНР и их стратиграфическое значение: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1987. 22 с.

Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.

Хлонова А.Ф. Флористические провинции мела СССР и прилегающих районов Восточной Азии по палинологическим данным // Палеопалинология Сибири: Статьи сов. палинологов к V Междунар. палинол. конф. М.: Наука, 1980. С. 39–64.

Хлыстов П.А., Дехтярева Л.В. Основные этапы мезо-кайнозойского выравнивания и корообразования в Западном Забайкалье // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. XIII. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1970. С. 50–57.

Хурсевич Г.К., Черняева Г.П. Новый вид рода *Concentrodiscus* (Bacillariophyta) из миоценовых отложений Забайкалья // Ботан. журн. 1994. Т. 79, № 1. С. 107–109.

Хурсевич Г.К., Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А. и др. Детальная диатомовая стратиграфия осадков озера Байкал в эпоху Брюнес и климатические факторы видообразования // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 1–2. С. 108–129.

Цветков В.П. Палеоген и неоген Верхнеангарской и Ангаро-Кичерской впадин // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. С. 124–127.

Черемисинова Е.А. Диатомовая флора неогеновых отложений Прибайкалья. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973. 83 с.

Черняева Г.П. Диатомеи Восточной Сибири как показатели возраста отложений // Проблема возраста геологических образований Восточной Сибири. Итоги и дальнейшие направления исследований с целью подготовки к изданию "Геолкарты–50": Тез. докл. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, ВСО ВПО, 1984. С. 71–72.

Черняева Г.П., Попова С.М. Первая находка диатомовых водорослей в низах танхойской свиты Южно-Байкальской впадины // География и природные ресурсы Сибири и Дальнего Востока. 1993. № 3. С. 168–171.

Черняева Г.П., Рассказов С.В. Диатомеи в позднекайнозойских отложениях Витимского плоскогорья // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. М.: ИГиРГИ, 1999. С. 324–326.

Черняева Г.П., Рассказов С.В., Брандт И.С., Брандт С.Б. Палеолимнология миоценовых озер Витимского плоскогорья (Забайкалье) // III Междунар. конф., посвященная памяти Г.Ю. Верещагина. Иркутск: ЛИН СО РАН, 2000. С. 268–269.

Черняева Г.П., Лямина Н.А., Рассказов С.В. и др. Биостратиграфия и условия накопления средне- и верхнемиоценовой вулканогенно-осадочной толщи Джилиндинской впадины Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 4. С. 460–471.

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Брандт И.С. и др. Изотопно-геохимическая характеристика разновозрастных вулканических пород позднего кайнозоя Тарятской впадины, Центральная Монголия // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Т. 2: Материалы III Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2006. С. 401–405.

Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 239 с.

Шахварстова К.А. Новые данные по геологии юго-западной части Витимского плоскогорья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1948. Вып. 25, № 5. С. 20–43.

Шувалов В.Ф. Палеогеография и история развития озерных систем Монголии в юрское и меловое время // Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1982. С. 18–20.

Шувалов В.Ф., Николаева Т.В. О возрасте и пространственном распространении кайнозойских базальтов на юге Монголии // Вестн. ЛГУ. 1985. № 14. С. 52–59.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская–кайнозойская вулканическая провинция Центрально-Восточной Азии – проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995а. № 5. С. 41–67.

Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Самойлов В.С. и др. Этапы формирования позднемезозойско-кайнозойского вулканизма Южной Монголии // Докл. РАН. 1995б. Т. 344, № 5. С. 673–676.

Ясаманов Н.А. Климаты и ландшафты мезозоя и кайнозоя Западной и Средней Сибири. М.: Недра, 1976. 141 с.

Ясаманов Н.А. Древние климаты Земли. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 295 с.

Akinin V.V., Hourigan J.K. $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of the Arman and Maltano-Ol'sk volcanic fields: a call for a revised chronostratigraphy of the Okhotsk-Chukotsk volcanic belt // IV International Cretaceous symposium: Abstracts. Khabarovsk, 2002. P. 23–24.

Barley M.E., Pickard A.L., Khin Z. et al. Jurassic to Miocene magmatism and metamorphism in the Mogok metamorphic belt and the India–Eurasia collision in Myanmar // Tectonics. 2003. V. 22. P. 1019. doi: 10.1029/2002TC001398.

Cande S.C., Kent D.V. A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // J. Geophys. Res. 1992. V. 97, N B10. P. 13917–13951.

Chung S.-L., Lee T.-Y., Lo C.-H. et al. Intraplate extension prior to continental extrusion along the Ailao Shan – Red River shear zone // Geology. 1997. V. 25. P. 311–314.

Courtillot V., Féraud G., Maluski H. et al. Deccan flood basalts and the Cretaceous/Tertiary boundary // Nature. 1988. V. 833. P. 843–846.

Deng W. Cenozoic volcanism and lithosphere tectonic evolution in the northern Tibetan plateau // Proc. 30th International Geological Congress. Pt. 15. Beijing, 1997. P. 3–12.

Deng W., Sun H., Zhang Y. K-Ar age of the Cenozoic volcanic rocks in the Nangqen basin, Qinghai Province and its geological significance // Chin. Sci. Bull. 2000. V. 45, N 11. P. 1015–1019.

Deschamps A., Lallemand S. The West Philippine basin: an Eocene to early Oligocene back arc basin opened between two opposed subduction zones // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. P. 2322. doi: 10.1029/2001JB001706.

Ding L., Zhou Y., Zhang J. et al. Geologic relationships and geochronology of the Cenozoic volcanoes and interbedded weathered mantles of Yulinshan in Qiantang, North Tibet // Chin. Sci. Bull. 2000. V. 45. P. 2214–2219.

Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motion between oceanic plates of the Pacific basin // J. Geophys. Res. 1984. V. 89, N B12. P. 10291–10310.

Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 206. 1985. P. 1–59.

Enkhtuvshin H. A petrological study on the Late Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks of the Mongolian Plateau // Master thesis. Shimane University, 1995. 119 p.

Erbajeva M.A. Allophaiomys in the Baikalian Region // Paludicola. 1998a. V. 2, N 1. P. 20–27.

Erbajeva M.A. Late Pliocene Itantsinian faunas in Western Transbaikalia – Mededelingen Nederlands Institut voor Toegepaste Geowetenschappen. 1998b. TNO 60. P. 417–430.

Esin S.V., Ashepkov I.V., Ponomarchuk V.A. et al. Petrogenesis of alkaline basaltoids from the Vitim Plateau: Baikal rift zone. Novosibirsk: UIGGM SB RAS, 1995. 58 p. (Prepr. N 2).

Faure M., Natal'in B. The geodynamic evolution of the eastern Eurasian margin in Mesozoic times // Tectonophysics. 1992. V. 208. P. 397–411.

Feng J., Wang D., Wang X. et al. Geochronology of gold deposits and its implication for metallogenesis in the Fengxian-Lixian area, Qinling orogenic belt, China // Resource Geol. 2002. V. 3. P. 263–272.

Ferrari L., Lopez-Martinez M., Rosas-Elguera J. Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, Mexico: implications for the late subduction history of the Farallon plate // Tectonics. 2002. V. 21. 10.1029/2001TC001302.

Fournier M., Jolivet L., Davy P. et al. Backarc extension and collision: an experimental approach to the tectonics of Asia // Geophys. J. Int. 2004. V. 157. P. 871–889.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2004. 500 p.

Halim N., Cogne J.-P., Chen Y. et al. New Cretaceous and Early Tertiary paleomagnetic results from Xining–Lanzhou basin, Kunlun and Quigtang blocks, China: implications on the geodynamic evolution of Asia // J. Geophys. Res. 1998. V. 103, N B9. P. 21025–21045.

Harrison T.M., Leloup P.H., Ryerson F.J. et al. Diachronous initiation of transtension along the Ailao-Shan – Red River shear zone, Yunnan and Vietnam // The tectonic evolution of Asia / Eds. A. Yin, T.M. Harrison. 1998. P. 208–226.

Hilde T.W., Uyeda S., Kroenke L. Evolution of the Western Pacific and its margin // Tectonophysics. 1977. V. 38. P. 145–165.

Höck V., Daxner-Höck G., Schmid H.P. et al. Oligocene-Miocene sediments, fossils and basalts from the Valley of Lakes (Central Mongolia) – An integrated study // Mitt. Österr. Geol. Ges. 1999. V. 90. P. 83–125.

Hofmann C., Courtillot V., Feraud G. et al. Timing of the Ethiopian flood basalt event and implications for plume birth and global change // Nature. 1997. V. 389. P. 838–841.

Hudson T.L., Magoon L.B. Tectonic controls on greenhouse gas flux to the Paleogene atmosphere from the Gulf of Alaska accretionary prism // Geology. 2002. V. 30, N 6. P. 547–550.

Jolivet L., Tamaki K., Fournier M. Japan Sea, opening history and mechanism: A synthesis // J. Geophys. Res. 1994. V. 99, N B11. P. 22237–22259.

Jolley D.W., Clarke B., Kelley S. Paleogene time scale miscalibration: evidence from the dating of North Atlantic igneous province // Geology. 2002. V. 30. P. 7–10.

Isozaki Y., Maruyama S., Furuoka F. Accreted oceanic materials in Japan // Tectonophysics. 1990. V. 181. P. 179–205.

Kashik S.A., Mazilov V.N. Main stages and palaegeography of Cenozoic sedimentation in the Baikal rift system (Eastern Siberia) // Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf. Aquitaine. 1994. V. 18, N 2. P. 453–462.

Kelley S.P., Spicer R.A., Herman A.B. New $^{40}Ar/^{39}Ar$ dates for Cretaceous Chauna Grope tephra, north-eastern Russia, and their implications for the geological history and floral evolution of the Noth Pacific region // Cretaceous Res. 1999. V. 20. P. 97–106.

Khursevich G.K. Morphology and Taxonomy of some Centric Diatom species from the Miocene sediments of the Dzhilinda and Tunkin Hollows // Reprinted from Memoirs of the California Academy of Sciences: Number 17 Proc. of the 11th Intern. Diatom Sympos. California: Academy of Sciences, 1994. P. 269–280.

Kimura G., Takahashi M., Kono M. Mesozoic collision-extrusion tectonics in eastern Asia // Tectonophysics. 1990. V. 181. P. 15–23.

Kobayashi T. The Cretaceous non-marine pelecypod from the Nam Phung Dam site in the northeastern part of the Khoran plateau, Thailand with a note on the Trigonioididae // Geol. Palaeontol. Southeast Asia. 1968. V. 5. P. 109–138.

Kravchinsky V.A., Cogné J.-P., Harbert W.P. et al. Evolution of the Mongol-Okhotsk ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol-Okhotsk suture zone, Siberia // Geophys. J. Int. 2002. V. 148. P. 34–57.

Laubscher H. The southern Rhine graben: a new view of the initial phase // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.). 2004. V. 93. P. 341–347.

Lee T.-Y., Lo C.-H., Chung S.-L. et al. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating results of Neogene basalts in Vietnam and its tectonic implication // Mantle Dynamics and Plume Interaction in East Asia. Geodynamics 27. 1998. P. 317–330.

Malkovets V.G., Litasov Yu.D., Travin A.V. et al. Volcanic pipes as clues to upper mantle petrogenesis: Mesozoic Ar/Ar dating of the Minusinsk basalts, South Siberia,// Int. Geol. Rev. 2003. V. 45. P. 133–142.

Martinson G.G. Correlation of different facial Cretaceous continental deposits // 27th International Geological Congress: Abstracts. M., 1984. V. 1, Sect. 01–03. P. 113.

Maruyama S., Isozaki Y., Mimura G. et al. Paleogeographic maps of the Japanese islands: plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // The Island Arc. 1997. V. 6. P. 121–142.

Natal'in B.A. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // The Island Arc. 1993. V. 2. P. 15–43.

Okamura S., Martynov Y.A., Furuyama K. et al. K-Ar ages of the basaltic rocks from Far East Russia: constraints on the tectono-magmatism associated with the Japan Sea opening // The Island Arc. 1998. V. 7. P. 271–282.

Ota Y. Notes on the relationship of *Trigonioidides* and Plicatounio, non-marine Mesosoic Bivalvia from eastern Asia // Geol. Reports Hiroshima Univ. 1963. N 2. P. 503–512.

Otofuji Y.-I., Matsuda T., Itaya T. et al. Late Cretaceous to early Paleogene paleomagnetic results from Sikhote Alin, Far Eastern Russia: implications for deformation of East Asia // EPSL. 1995. V. 130. P. 95–108.

Otofuji Y.-I., Matsuda T., Enami R. et al. Late Cretaceous paleomagnetic results from Sikhote Alin, Far Eastern Russia: tectonic implications for the eastern of the Mongolia Block // Geophys. J. Int. 2003. V. 152. P. 202–214.

Passega R. Gran size representation by *CMd* patterns as a geological tool // J. Sed. Petrol. 1964. V. 34, N 4. P. 830–847.

Pouclet A., Lee J.-S., Vidal P. et al. Cretaceous to Cenozoic volcanism in South Korea and in the Sea of Japan: magmatic constraints on the opening of the back-arc basin / Ed. J.L. Smellie // Volcanism associated with extension at consuming plate margins: Geol. Soc. Spec. Publ. N 81. 1995. P. 169–191.

Qu X., Hou Z., Zhou S. Geochemical and Nd, Sr isotopic study of the post-orogenic granites in the Yidin arc belt of northeastern Sanjiang region, Southwestern China // Res. Geol. 2002. V. 52. P. 163–172.

Rasskazov S.V. Magmatism related to the East Siberia rift system and the geodynamics // Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf. Aquitaine. 1994. V. 18, N 2. P. 437–452.

Rasskazov S.V., Logatchev N.A., Brandt I.S. et al. Uplift of the Baikal Rift System and change of vegetation in its flanks as inferred from variations of spores, pollen, and diatoms in sediments // Terra Nostra. 2000. V. 9. P. 148–163.

Rasskazov S.V., Luhr J.F., Bowring S.A. et al. Late Cenozoic volcanism in the Baikal Rift System: evidence for formation of the Baikal and Khubsugul basins due to thermal impacts on the lithosphere and collision-derived tectonic stress // Berliner Paläobiolog. Abhandlungen: Proc. Int. Sympos. "SIAL III". Berlin, 2003. Bd. 4. P. 33–48

Rasskazov S.V., Bekhtur B., Ivanov A.V. et al. Holocene volcanism in the Orkhon–Taryat area, Mongolia within the context of the Cenozoic volcanism evolution in Central and East Asia // Geophys. Astron. 2004a. N 2. P. 71–79.

Rasskazov S., Taniguchi H., Goto A. et al. Magmatic expression of plate subduction beneath East Asia in the Mesozoic through Cenozoic // Northeast Asian Studies. 2004b. V. 9. P. 179–219.

Rasskazov S., Taniguchi H. Magmatic response to the Late Phanerozoic plate subduction beneath East Asia: CNEAS Monograph Series N 21. Tohoku University, Japan, 2006. 156 p.

Rea D.K., Dixon J.M. Late Cretaceous and Paleogene tectonic evolution of the North Pacific Ocean // EPSL. 1983. V. 65. P. 145–166.

Rogers N., Macdonald R., Fitton J.G. et al. Two mantle plumes beneath the East African Rift system: Sr, Nd and Pb isotope evidence from Kenia Rift basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 176. P. 387–400.

Sato K., Vrublevsky A.A., Rodionov S.M. et al. Mid-Cretaceous episodic magmatism and tin mineralization in Khingan-Okhotsk volcano-plutonic belt, Far East Russia // Res. Geol. 2002. V. 52. P. 1–14.

Schärer U., Tapponnier P., Lacassin R. et al. Intraplate tectonics in Asia: a precise age for large-scale Miocene movement along the Ailao Shan – Red River shear zone, China // EPSL. 1990. V. 97. P. 65–77.

Skoblo V.M., Lyamina N.A. New stratigraphic scheme of the upper Mesozoic of the western and central Transbaikalia // Non-marine Cretaceous correlation. International Symposium. International Geological correlation program. Project 245 (Abstracts). USSR Academy of Sciences, Far Eastern Branch, Institute of Biology and Pedology. Vladivostok, 1990. P. 53–54.

Seno T., Maruyama S. Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea // Tectonophysics. 1984. V. 102. P. 53–84.

Sobel E.R., Arnaud N. Cretaceous – Paleogene basaltic rocks of the Tuyon basin, NW China and the Kirgiz Tian Shan: the trace of a small plume // Lithos. 2000. V. 50. P. 191–215.

Sobolev N.V., Kepezhinskas V.V., Ovchinnikov Yu.I., Pokhilenko N.P. Mantle xenoliths from Meso-Cenozoic volcanic pipes of Khakasia. Field trip guide. Novosibirsk: Institute of Geology and Geophysics of SB RAN, 1988. 76 p.

Tamaki K., Suyehiro K., Allan J. et al. Tectonic synthesis and implications of Japan Sea ODP drilling // Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results, 1992. P. 127–128, 1333–1350.

Tapponnier P., Peltzer G., Le Dain A.Y. et al. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine // Geology. 1982. V. 10. P. 611–616.

Tatsumi Y., Sato K., Sano T. et al. Transition from arc to intaplate magmatism assosiated with backarc rifting: evolution of the Sikhote Alin volcanism // Geophys. Res. Lett. 2000. V. 27, N 11. P. 1587–1590.

Turner S., Arnaud N., Liu J. et al. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts // J. Petrol. 1996. V. 37. P. 45–71.

Weinberg R.F., Dunlap W.J. Growth and deformation of the Ladakh batholith, Northwest Himalayas: implication for timing of continental collision and origin of calc-alkaline batholiths // J. Geol. 2000. V. 108. P. 303–320.

Williams D.F., Peck J., Karabanov E.V. et al. Lake Baikal record of continental climate response to orbital insolation during the past 5 million years // Science. 1997. V. 278. P. 1114–1117.

Williams H.M., Turner S.P., Pearce J.A. et al. Nature of the source regions for post-collisional, potassic magmatism in Southern and Northern Tibet from geochemical variations and inverse trace element modeling // J. Petrol. 2004. V. 45, N 3. P. 555–607.

Woods M.T., Davies G.F. Late Cretaceous genesis of the Kula Plate // EPSL. 1982. V. 58. P. 161–166.

Worrall D.M., Krivdyak V., Kunst F. et al. Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: Far-field effects of the India–Eurasia collision // Tectonics. 1996. V. 15. P. 813–826.

Xu X., Ma X., Deng Q. et al. Field trip guide 314 of the 30th International Geological Congress. Beijing, China, 1996. 152 p.

Xu Y.-G., Huang X.-L., Ma J.-L. et al. Crust-mantle interaction during the tectono-thermal reactivation of the North China craton: constraints from SHRIMP zircon U-Pb chronology and geochemistry of Mesozoic plutons from western Shandong // Contribs. Mineral. Petrol. 2004. V. 147. P. 750–767.

Yin A., Rumelhart P.E., Butler R. et al. Tectonic history of the Altyn Tag fault system in northern Tibet inferred from Cenozoic sedimentation // Geol. Soc. Amer. Bull. 2002. V. 114. P. 1257–1295.

Zhao X., Riisager J., Draeger U. et al. New paleointencity results from Cretaceous basalts of Inner Mongolia, China // Phys. Earth Planet. Inter. 2004. V. 141. P. 131–140.

Zhang L.-S., Schärer U. Age and origin of magmatism along the Cenozoic Red River shear belt, China // Contribs. Mineral. Petrol. 1999. V. 134. P. 67–85.

Zheng Z., Tanaka H., Tatsumi Y. et al. Basalt platforms in Inner Mongolia and Hebei Province, northeast China: new K-Ar ages, geochemistries, and revision of palaeomagnetic results // Geophys. J. Int. 2002. V. 151. P. 654–662.

Zhou X.-H., Zhu B.-Q., Liu R.-X., Chen W.-J. Cenozoic basaltic rocks in Eastern China // Continental flood basalts. Kluwer Academic Publishers, 1988. P. 311–330.

Zhu M. The ages of K-Ar isochron and $^{40}Ar/^{39}Ar$ of granites from Qinling area and their geological significance // Acta Petrol. Sin. 1995. V. 11. P. 179–192 (in Chinese with English abstract).

Фондовая

Андреев Н.П., Морозов Н.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Джилинда–Аталанга–Байсыхан: Отчет Аянской ГСП. Геолфонд ПГО "Бурятгеология". Улан-Удэ, 1977ф. 458 с.

Белова Г.И., Пуляева Е.В. Палинологическая характеристика опорных разрезов мезозоя БурАССР: Отчет по теме 133. Геолфонд ПГО "Бурятгеология". Улан-Удэ, 1967ф. 312 с.

Зеленский Е.Е., Рукавец В.Ф., Дубченко А.В. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Холой–Амалат–Витим: Отчет Романовской ГСП. Геолфонд ПГО "Бурятгеология". Улан-Удэ, 1978ф. 426 с.

Кусов В.А., Дмитриев А.А., Шерстов В.Н. и др. Оценка перспектив редкометалльного оруденения в мезокайнозойских впадинах Уда-Кыджимитского междуречья: Геолфонд ПГО "Сосновгеология". Иркутск, 1984ф. 327 с.

Лямина Н.А., Скобло В.М., Лузина И.В. и др. Отчет по теме "Стратиграфия и палинокомплексы дочетвертичного кайнозоя Западного Забайкалья (Селенгино-Витимский прогиб)": Геолфонд ВостСибНИИГГиМСа, Иркутск, 2000ф. 283 с.

Перинова Э.П., Крылов Б.П., Сырицын А.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Тулдуна, Индолы и Уды: Геолфонд ПГО "Бурятгеология". Улан-Удэ, 1987ф. 324 с.

Перинова Э.П., Торчимаев Г.В., Лосицкий В.И. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев рек Уды и Конды: Геолфонд ПГО "Бурятгеолгия". Улан-Удэ, 1993ф. 312 с.

Хлыстов П.А., Приходько В.П., Бутов Ю.П. и др. Отчет о ревизионно-поисковых работах Бокситовой партии: Геолфонд БГУ. Улан-Удэ, 1968ф. 180 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ 5
Глава 1. ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ 8
1.1. Базовые стратиграфические работы ..... –
1.2. Уточнения схемы стратиграфии 10
1.3. Находки окремненных древесин 12
1.4. Стратиграфическое значение спор, пыльцы и макроостатков наземной флоры 13
1.5. Стратиграфическое значение диатомовой флоры 14
1.6. Стратиграфическое значение ископаемых остракод и моллюсков 15
1.7. Стратиграфическое значение радиоизотопных датировок вулканических пород ..... –
Глава 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ 17
Глава 3. МЕСТНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ 20
3.1. Пограничные слои мела и палеоцена. Мохейская свита ..... –
3.1.1. Нижнемохейская впадина ..... –
3.1.2. Верхнемохейская впадина 25
3.1.3. Исингинская котловина 27
3.1.4. Верхнеудинский прогиб 30
3.1.5. Политовская котловина 31
3.1.6. Основные характеристики свиты 32
3.2. Палеоцен–эоцен. Иренгинская свита 33
3.3. Олигоцен. Кулариктинская свита и ее аналоги 36
3.4. Средний–верхний миоцен. Джилиндинская свита 37
3.4.1. Джилиндинская впадина 38
3.4.2. Верхневитимская впадина 40
3.4.3. Холой-Романовская впадина 41
3.4.4. Ендондинская впадина 46
3.4.5. Ингурская впадина 48
3.4.6. Амалатская (Южная) магистральная палеодолина 50
3.4.7. Аталангинская (Центральная) магистральная палеодолина 59
3.4.8. Хойготская (Северная) магистральная палеодолина 62
3.4.9. Основные характеристики джилиндинской свиты 66
3.5. Плиоцен–плейстоцен. Хойготская, береинская, кыджимитская толщи, чининская свита 68
3.5.1. Хойготская и береинская толщи ..... –
3.5.2. Кыджимитская толща 76
3.5.3. Чининская свита 82
Глава 4. ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ 88
4.1. Остракоды, моллюски ..... –
4.2. Растительные отпечатки 89
4.3. Слои со спорами и пыльцой, палинокомплексы 90
4.3.1. Переходные палинокомплексы мела и палеоцена: сходство флоры Западного Забайкалья с флорой Туркмено-Казахстанской провинции ..... –
4.3.2. Палеоцен–эоцен: расцвет полтавской флоры 93
4.3.3. Олигоцен–начало миоцена: расцвет тургайской флоры 94
4.3.4. Средний–поздний миоцен: постепенная деградация тургайской флоры 97

4.3.5. **Плиоцен–эоплейстоцен: становление и развитие бореальной флоры** 106
4.3.6. **Палиноспектры плейстоцена** 111
4.4. **Диатомовые водоросли** ..... –
4.4.1. **Средний и поздний миоцен: комплексы верхнеджилиндинской подсвиты** 116
4.4.2. **От позднего миоцена к плиоцену: смена комплексов верхнеджилиндинской подсвиты комплексами хойготской толщи** 124
4.5. **Вулканические породы: результаты радиоизотопного датирования** 125
4.5.1. Вулканический эпизод палеоцена (56–51 млн лет назад) 128
4.5.2. Вулканический эпизод олигоцена (~29 млн лет назад) ..... –
4.5.3. Вулканический эпизод раннего миоцена (21–18 млн лет назад) ..... –
4.5.4. Формирование Амалатского вулканического плато (15–0,6 млн лет назад) 129
4.6. Согласование палеонтологических и радиоизотопных данных 130
Глава 5. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ 136
5.1. Пространственно-временное развитие вулканизма и осадконакопления ..... –
5.2. Соотношения глубинной эрозии и накопления вулканогенно-осадочных толщ Амалатского плато 139
Глава 6. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КОРРЕЛЯЦИИ И ИХ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПРИЛОЖЕНИЕ 142
6.1. Региональные корреляционные стратиграфические подразделения: горизонты, слои с палинокомплексами и диатомовыми водорослями ..... –
6.1.1. Стратиграфический ряд подразделений кампана–маастрихта–олигоцена (нижнего миоцена?) ..... –
6.1.2. Стратиграфический ряд подразделений среднего–верхнего миоцена, плиоцена и плейстоцена 143
6.2. Корреляции стратиграфических подразделений Витимского плоскогорья, Селенгинского среднегорья и Тункинской долины 144
6.2.1. Синхронные толщи исингинского и иренгинского горизонтов 147
6.2.2. Синхронные толщи кулариктинского горизонта ..... –
6.2.3. Синхронные толщи нижнеджилиндинского подгоризонта 148
6.2.4. Синхронные толщи верхнеджилиндинского подгоризонта 149
6.2.5. Синхронные образования хойготской толщи 150
6.2.6. Синхронные отложения слоев с *Pinus sylvestris* L.–*Betula* spp.–*Corylus*–*Juglans*–*Artemisia* (ПК X) 151
6.2.7. Синхронные образования береинской толщи 152
6.2.8. Согласованность развития седиментации и вулканизма вдоль Тунка-Еравнинской зоны 156
6.3. Межрегиональные корреляции и палеотектонические реконструкции в Центральной, Южной и Восточной Азии ..... –
6.3.1. Подходы к исследованиям позднемеловой и кайнозойской тектоники Евразии 157
6.3.2. Развитие позднемелового магматизма восточной активной окраины Евразии: ключ к пониманию значения тектонической перестройки 90–75 млн лет назад 159
6.3.3. Внутриконтинентальные предысингинские магматические события (110–90 млн лет назад) 160
6.3.4. Кампан-маастрихтское амагматичное начало рифтогенеза в Тунка-Еравнинской зоне: редкие магматические события в Евразии, синхронные исингинскому горизонту (90–65 млн лет назад) 162
6.3.5. Магматические события, сопоставимые с извержениями лав иренгинского горизонта (56–51 млн лет назад) ..... –

6.3.6. Переход от магматических событий Тунка-Еравнинской зоны к магматическим событиям в Байкальской зоне 164
6.3.7. Средне-позднемиоценовые магматические события 167
6.3.8. Плиоцен-плейстоценовые магматические события ..... –
6.3.9. Процессы конвергенции плит на южной и восточной межплитных границах Евразии как спусковой механизм тектонических и магматических событий ее внутренних частей 168
ЗАКЛЮЧЕНИЕ 171
ЛИТЕРАТУРА 172
Опубликованная ..... –
Фондовая 187

CONTENTS

PREFACE 5
Chapter 1. REVIEW OF INVESTIGATIONS 8
1.1. Basic stratigraphic works ..... –
1.2. Advanced stratigraphic schemes 10
1.3. Occurrences of silicified woods 12
1.4. Stratigraphic significance of spores and pollen and macroremnants of land flora 13
1.5. Stratigraphic significance of diatomic flora 14
1.6. Stratigraphic significance of fossil ostracods and mollusks 15
1.7. Stratigraphic significance of radiogenic isotope dating of volcanic rocks ..... –
Chapter 2. METHODS 17
Chapter 3. LOCAL STRATIGRAPHIC UNITS 20
3.1. Cretaceous–Paleocene boundary stratigraphic layers. Mokhei Formation ..... –
3.1.1. Lower-Mokhei basin ..... –
3.1.2. Upper-Mokhei basin 25
3.1.3. Isinga depression 27
3.1.4. Upper-Uda trough 30
3.1.5. Politovka depression 31
3.1.6. Basic characteristics of the formation 32
3.2. Paleocene-Eocene. Irenga Formation 33
3.3. Oligocene. Kularikta Formation and its counterparts 36
3.4. Middle-Upper Miocene. Dzhilinda Formation 37
3.4.1. Dzhilinda basin 38
3.4.2. Upper-Vitim basin 40
3.4.3. Kholoi-Romanovka basin 41
3.4.4. Endondin basin 46
3.4.5. Ingur basin 48
3.4.6. Amalat (Southern) main valley 50
3.4.7. Atalanga (Central) main valley 59
3.4.8. Khoigot (Northern) main valley 62
3.4.9. Basic characteristics of the Dzhilinda Formation 66
3.5. Pliocene-Pleistocene. Khoigot, Bereya, and Kydzhimit strata, China Formation 68
3.5.1. Khoigot and Bereya strata ..... –
3.5.2. Kydzhimit stratum 76
3.5.3. China Formation 82
Chapter 4. SUBSTANTIATION OF THE AGES OF STRATIGRAPHIC UNITS 88
4.1. Ostracods, mollusks ..... –
4.2. Vegetation prints 89
4.3. Layers with spores and pollen, palynological complexes 90
4.3.1. Cretaceous – Paleocene: transitional palynological complexes resemblance of floras from Western Transbaikalia and the Turkmenistan-Kazakhstan province ..... –
4.3.2. Paleocene – Eocene: bloom of the Poltavka flora 93
4.3.3. Oligocene – early Miocene: bloom of the Turgai flora 94
4.3.4. Middle-Late Miocene: gradual degradation of the Turgai flora 97

4.3.5. Pliocene-Eopleistocene: appearance and evolution of the boreal flora 106
4.3.6. Pleistocene palynological spectra 111
4.4. Diatoms ..... –
4.4.1. Middle-Late Miocene: complexes of the Upper-Dzhilinda Subformation 116
4.4.2. From Late Miocene to Pliocene: transition of the Upper-Dzhilinda Subformation complexes into the Khoigot stratum ones 124
4.5. Volcanic rocks: results of radiogenic isotope dating 125
4.5.1. Paleocene volcanic episode (56–51 Ma) 128
4.5.2. Oligocene volcanic episode (~29 Ma) ..... –
4.5.3. Early Miocene volcanic episode (21–18 Ma) ..... –
4.5.4. Formation of the Amalat volcanic plateau (15–0.6 Ma) 129
4.6. Consistence of paleontological and radiogenic isotope data 130
Chapter 5. PALEOTECTONIC AND PALEOGEOGRAPHIC RECONSTRUCTIONS 136
5.1. Spatial-temporal evolution of volcanism and sedimentation ..... –
5.2. Relationships between deep erosion and accumulation of volcanosedimentary strata of the Amalat Plateau 139
Chapter 6. GEOLOGICAL CORRELATIONS AND THEIR TECTONIC APPLICATION 142
6.1. Regional stratigraphic units for correlation: horizons and layers with palynological complexes and diatoms ..... –
6.1.1. Stratigraphic series of the Campanian-Maastrichtian – Oligocene (Lower Miocene?) units ..... –
6.1.2. Stratigraphic series of the Middle-Upper Miocene, Pliocene, and Pleistocene units 143
6.2. Correlation of stratigraphic units of the Vitim Plateau, Selenga midland, and Tunka valley 144
6.2.1. Coeval strata of the Isinga and Irenga Horizons 147
6.2.2. Coeval strata of the Kularikta Horizon ..... –
6.2.3. Coeval strata of the Lower-Dzhilinda Subhorizon 148
6.2.4. Coeval strata of the Upper-Dzhilinda Subhorizon 149
6.2.5. Coeval formations of the Khoigot stratum 150
6.2.6. Coeval sediments of layers with *Pinus sylvestris* L.–*Betula* spp. – *Corylus–Juglans–Artemisia* (palynological complex X) 151
6.2.7. Coeval formations of the Bereya stratum 152
6.7.8. Consistent evolution of sedimentation and volcanism along the Tunka-Eravna zone 156
6.3. Interregional correlations and paleotectonic reconstructions in Central, Southern, and Eastern Asia ..... –
6.3.1. Approaches to studies of the Late Cretaceous and Cenozoic tectonics in Eurasia ... 157
6.3.2. Development of Late Cretaceous magmatism on the eastern active margin of Eurasia: a key to understanding the significance of structural reorganization at 90–75 Ma 159
6.3.3. Intracontinental magmatic events of 110–90 Ma preceding Isinga time 160
6.3.4. Campanian-Maastrichtian amagmatic beginning of rifting in the Tunka-Eravna zone: rare magmatic events in Eurasia synchranous to the formation of the Isinga Horizon at 90–65 Ma 162
6.3.5. Magmatic events of 56–51 Ma contemporaneous with lava eruptions of the Isinga Horizon ..... –
6.3.6. Transition from magmatic events in the Tunka-Eravna zone to those in the Baikal zone 164

6.3.7. Middle-Late Miocene magmatic events 167
6.3.8. Pliocene-Pleistocene magmatic events ..... –
6.3.9. Convergent processes at the southern and eastern interplate boundaries of Eurasia as a key trigger for tectonic and magmatic events in its inner areas 168
CONCLUSIONS 171
REFERENCES 172

Тематический план выпуска изданий
СО РАН на 2007 г., № 83

Научное издание

Сергей Васильевич Рассказов, Нинэль Абрамовна Лямина,
Галина Петровна Черняева, Ирина Владимировна Лузина,
Анатолий Федорович Руднев, Иридий Николаевич Резанов

СТРАТИГРАФИЯ КАЙНОЗОЯ ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

ФЕНОМЕН ДЛИТЕЛЬНОГО РИФТОГЕНЕЗА НА ЮГЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Утверждено к печати Ученым советом
Института земной коры СО РАН

Редактор *З.В. Белоусова*
Художественный и технический редактор *О.М. Вараксина*
Корректор *И.А. Абрамова*
Компьютерная верстка *Н.М. Райзвих*

Подписано в печать 10.12.07. Формат 60 × 84 1/8. Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Бумага офсетная.
Усл. печ. л. 22,3. Уч.-изд. л. 19,9. Тираж 400 экз. Заказ 150.

НП "Академическое издательство "Гео",
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3
тел./факс: (383) 330-79-08, http://www.izdatgeo.ru