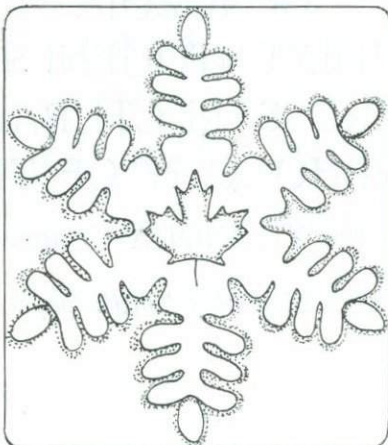


**КАЙНОЗОЙСКИЙ
СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ
И СТРУКТУРНАЯ
ГЕОМОРФОЛОГИЯ СССР
(К XII конгрессу ИНКВА)**

ЛЕНИНГРАД
1987

INQUA 87



CANADA

MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR
A. P. KARPINSKY ALL-UNION ORDER OF LENIN
GEOLOGICAL RESEARCH INSTITUTE (VSEGEI)

CENOZOIC
SEDIMENTOGENESIS
AND STRUCTURAL
GEOMORPHOLOGY OF THE USSR
(to the XII INQUA Congress)

Collection of scientific papers

Leningrad
1987

КАЙНОЗОЙСКИЙ
СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ
И СТРУКТУРНАЯ
ГЕОМОРФОЛОГИЯ СССР

(К XII конгрессу ИНКВА)

Сборник научных трудов

Ленинград.

1987



5065

Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Сборник науч. трудов. Л., 1987. 113 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. ордена Ленина науч.-исслед. геол. ин-т им. А. П. Карпинского).

Рассмотрены важные вопросы стратиграфической классификации и терминологии (граница плиоцена и плейстоцена в связи с периодизацией верхнего кайнозоя, местные стратиграфические единицы), четвертичные отложения Евразии, корреляция стратиграфических подразделений плейстоцена Восточно-Европейской платформы со шкалами солнечной радиации, изотопных ярусов и палеомагнитной, новые материалы по стратиграфии и палеогеографии кайнозоя и его подразделений различных районов востока и юга СССР.

Освещены проблемы структурной геоморфологии в связи с пространственно-временной концепцией развития природных объектов, анализом связей рельефа и глубинного строения литосферы СССР, результатами изучения морфоструктур центрального типа.

Рассчитан на геологов, геоморфологов и географов.

Научный редактор Ю. Ф. ЧЕМЕКОВ

Important problems of the stratigraphic classification and terminology (the Pliocene/Pleistocene boundary relative to stratigraphic units in the Upper Cenozoic), Quaternary sediments of Eurasia, the correlation of Pleistocene stratigraphic units of the East European platform with scales of the solar radiation, isotopic stages and paleomagnetic, new information on the stratigraphy and paleogeography of the Cenozoic and its units in various regions in the East and South of the USSR are given. Structural geomorphology in connection with the space-time conception of the natural objects development, analysis of the relationship between the relief and abissal structures of lithosphere of the USSR, results of the study of the central-type morphostructures are discussed.

The book is of interest for geologists, geomorphologists and geographers.

Scientific editor YU. F. CHEMEKOV

ВВЕДЕНИЕ

В сборнике освещен большой круг проблем стратиграфии, палеогеографии кайнозоя и структурной геоморфологии, необходимых для решения насущных задач интенсификации научных исследований и повышения их результативности. Новые подходы в разработке как научных, так и методических вопросов сегодня особенно актуальны в связи с широким развертыванием на территории СССР геологической съемки масштаба 1 : 50 000.

Тематика сборника органически связана с работами, которые проводятся во ВСЕГЕИ, такими, как классификация и номенклатура стратиграфических подразделений, совершенствование принципов и методов составления унифицированных, региональных и местных стратиграфических схем СССР и его различных районов, геологическое и геоморфологическое картирование, структурная геоморфология.

В ряде статей рассматриваются вопросы стратиграфической классификации и терминологии. Анализируя проблему границы плиоцена и плейстоцена, В. А. Зубаков, Г. С. Ганешин и Ю. Ф. Чемяков пришли к выводу, что она по своему таксономическому рангу является границей между ярусами или зонами, но не системами. Климатостратиграфические, биостратиграфические, палеомагнитные и другие данные свидетельствуют о необходимости ее сохранения на естественно-историческом рубеже около 1 млн. лет, принятом ныне в СССР геологической службой. Она уверенно распознается и картируется в процессе геологической съемки уже в течение 70 лет. Снижение ее неоправданно и может привести к нарушению существующей системы периодизации кайнозоя. В статье И. И. Краснова и Е. П. Зарриной дана стратиграфическая схема четвертичных отложений для Восточно-Европейской платформы. Сопоставление ее со шкалой изотопных ярусов и кривой солнечной радиации позволило определить временные границы стратиграфических подразделений в абсолютном летосчислении. Г. С. Ганешин, Е. П. Заррина, И. И. Краснов и В. Э. Мурзаева рассмотрели четвертичные отложения Евразии (на основе карты четвертичных отложений Евразии масштаба 1 : 5 000 000) и сделали вывод о глобальной синхронности основных физико-

географических событий (похолоданий и потеплений) и их геологического выражения и существовании зональных (поясных) типов осадконакопления. Стратиграфическая основа зарубежных территорий согласуется с разработанной в СССР стратиграфической схемой. Ф. А. Каплянская и В. Д. Тарноградский считают, что стратиграфический кодекс следует дополнить системой местных стратиграфических подразделений, особенно необходимых для дробного расчленения весьма разнородных континентальных верхнекайнозойских отложений в виде стратиграфо-генетических подразделений: стратогена, ряда, консеквенции и конгрегата. Отметим, что стратогены уже успешно внедряются в практику стратиграфических исследований и составления стратиграфических схем. В другой статье тех же авторов предложена классификация продуктов гляциотектонической переработки рыхлых пород ледникового ложа, дающего в руки сторонникам ортодоксальной гляциологической теории мощное оружие в борьбе с нередко малообоснованными построениями маринистов.

В ряде статей предложены новые материалы по палеогеографии и стратиграфии кайнозоя и его отдельных подразделений (плиоцена, четвертичных системы и периода, среднего в верхнего плейстоцена) различных районов СССР. В статьях по стратиграфии кайнозоя бассейна Алдана (Е. Б. Хотина), бассейнов рек Тунгир и Олекма (Е. И. Корнутова), Баргузинской впадины (Е. И. Корнутова, В. П. Цветков), Алдано-Амгинского стратотипического района Южной Якутии (Е. Б. Хотина, О. Н. Жежель, Г. М. Ромм, А. В. Зайковский) представлено дробное расчленение рыхлых отложений (считавшихся ранее четвертичными) в диапазоне от верхнего мела до плейстоцена включительно. Расчленение внешне однообразных рыхлых толщ потребовало применения особой комплексной методики, использованной авторами при полевых и камеральных исследованиях, которая может оказаться полезной при проведении в зоне БАМ (в пределах которой располагаются изученные районы) геологической съемки масштаба 1 : 50 000.

В. К. Шкатовой удалось разработать детальный сводный стратиграфический разрез плиоцена Среднего Прииртышья, обоснованный палеомагнитными датировками, позволившими установить возраст обнаруженных здесь фаун и вмещающих их толщ. Весьма детальные материалы по стратиграфии и палеогеографии содержатся в статьях Б. А. Борисова и М. Б. Чернышевой (по Яломанской впадине в Горном Алтае), Б. А. Борисова и Е. А. Мининой (по бассейну озера Каракуль на Восточном Памире). Интересна статья Е. А. Мининой о редком генетическом типе сейсмогравитационных отложений, изученных ею в Алтайской впадине на Памире. Данные могут быть использованы для оценки сейсмичности описанного района.

В статье Ю. Ф. Чемекова с помощью изложенной пространственно-временной концепции (разработанной им совместно с Г. С. Ганешиным и В. В. Соловьевым) решаются проблемы структурной геоморфологии, системного анализа и морфоциклов. Корреляция современного рельефа СССР с глубинным строением литосферы и геофизическими полями проведена в статье В. В. Соловьева. Сделан важнейший вывод о том, что рельеф является носителем исключительно ценной информации о глубинном строении Земли. Морфоструктурам центрального типа (МЦТ), в настоящее время имеющим большое научное и прикладное значение и активно обсуждаемым, посвящены две статьи. В одной из них В. В. Соловьев и В. М. Рыжкова для вычисления глубины залегания энергогенерирующих очагов крупных МЦТ предлагают ряд формул, учитывающих кривизну геоида. Детально рассмотрено определение параметров локальных МЦТ. В статье В. М. Рыжковой сопоставляются локальные структуры центрального типа с рельефом земной поверхности, приповерхностными геологическими образованиями, мощностью и строением земной коры на примере полигона, расположенного на юге Сахалина. Интересен структурно-геоморфологический и неотектонический анализ Байкальской рифтовой зоны, выполненный В. П. Цветковым по материалам и собственным исследованиям, и предшествующих авторов. Он пришел к выводу, что образование основных впадин этого района произошло в течение позднего мела — палеогена. Детально проанализирована им роль хрупкой составляющей процесса тектогенеза в истории развития Байкальской рифтовой зоны.

Работы авторов, ориентированные на решение актуальных вопросов стратиграфии, палеогеографии и структурной геоморфологии, будут способствовать улучшению и совершенствованию стратиграфической базы геологической съемки и методики геологических и геоморфологических исследований.

ГРАНИЦА ПЛИОЦЕНА И ПЛЕЙСТОЦЕНА И ПЕРИОДИЗАЦИЯ ВЕРХНЕГО КАЙНОЗОЯ

Граница плиоцена и плейстоцена стала предметом споров и дискуссий с 1948 г., когда 18 сессия МГК в Лондоне разработала рекомендацию о ее снижении до первых признаков похолодания, ознаменовавшихся обширным оледенением, и о выборе Средиземноморья в качестве стратотипического региона. Было предложено снизить границу до подошвы калабрия по появлению «северных гостей», а в континентальных разрезах — до подошвы виллафранка и по следам гюнцского похолодания. Однако уже в 70-х гг. XX в. стало очевидным, что подошва виллафранка почти на 2 млн. лет древнее подошвы калабрия (R. Selli, 1967 г.). А недавно Дж. Гуджиери и Р. Спровиери (G. Ruggieri, R. Sprovieri, 1975, 1977 гг.) установили, что калабрийский ярус М. Жинью (M. Gignoux, 1911 г.) в стратотипе Санта Мария ди Катанзаро эквивалентен сицилийскому ярусу (1,15 млн. лет) в его стратотипе Фикарацци. Выяснилось также, что «северные гости» в Италии появляются не одновременно и что их наличие в разрезах отражает фациальные обстановки. Фауна холодных вод неоднократно появляется и в более древних отложениях средиземноморского плиоцена: в глинах Вальхиу зелла (F. Carraro et al., 1975 г.), в занклии, в мессинии (C. G. Adams et al., 1976 г.) и даже в серравалии (Marchetti, Chicca, 1966 г.), т. е. в раннем плиоцене, в позднем и среднем миоцене. Отметим, что по данным изотопных исследований глубоководных колонок Южного океана первое значительное похолодание датируется 15 млн. лет, когда начало формироваться покровное оледенение, достигшее в Восточной Антарктиде современного объема — уже 14,5 млн. лет (S. M. Savin et al., 1981 г.). В этом случае четвертичная система охватывала бы средний серравалий и поздний миоцен, плиоцен и плейстоцен, как на заре четвертичной геологии предлагал Ж. Денуайе (J. Desnoyers, 1829 г.). Таким образом, критерий первого похолодания не может служить обоснованием необходимости понижения плиоцен-плейстоценовой границы.

Следовательно, рекомендация 18 сессии МГК была слишком поспешной и ошибочной. Отметим, что и сам инициатор предложения Ф. Цейнер (1963 г.) отказался от этой идеи.

Тем не менее ряд исследователей, как в СССР, так и за рубежом, не прекращают попыток обосновать необходимость снижения границы плиоцена и плейстоцена, пытаясь привлечь не только климатостратиграфические, но и биостратиграфические критерии. На протяжении последних лет эта проблема разрабатывалась во многих странах в рамках Международной программы геологической корреляции (МПКК) по проекту № 41 под руководством К. В. Никифоровой. В результате вместо принятой в СССР границы на рубеже около 1 млн. лет предложены варианты, предусматривающие ее снижение до 12—14, 6,6—7,4, 3,2—3,5, 2,3—2,5, 1,64—1,87 млн. лет. В конечном итоге рабочей группой по проекту 41 сформулированы рекомендации (M. L. Colalongo, G. Passini, S. Sartoni, 1981 г., M. L. Colalongo, G. Passini, G. Pelosio, S. Raffi, D. Rio, G. Ruggieri, S. Sartoni, R. Selli, R. Sprovieri, 1984 г., К. В. Никифорова и др., 1982 г.), одобренные подкомиссией ИНКВА по плиоцен-плейстоценовой границе (Москва, 1982 и 1984 гг.), принять за границу плиоцена и плейстоцена (и одновременно неогеновой и четвертичной систем) первое появление холодолюбивых остракод *Cytheropteron testudo* в разрезе Врика (Калабрия), а интервал с — m этого разреза — за стратотип границы. Эта рекомендация, подобно первой, также предусматривает включение в четвертичную систему значительной части верхнего плиоцена и снижение ныне принятой границы до рубежа 1,6—1,8 млн. лет.

Последнее подвергнуто резкой критике со стороны многих геологов. Г. С. Ганешин, В. А. Зубаков, Ю. Ф. Чемяков, М. Ф. Веклич, Г. И. Лазуков, Н. А. Лебедева и В. Л. Яхимович выступили с особым мнением.

Крупным недостатком исследований по проекту МПКК № 41 явилось то, что они велись без учета перечисленных ниже правил установления границ между стратиграфическими подразделениями. Отметим также, что в состав рабочей группы по границе неогена и четвертичного периода МСГН и подкомиссии по плиоцен-плейстоценовой границе ИНКВА входили только сторонники понижения границы, что лишило их деятельность необходимой объективности.

При определении границ между стратиграфическими подразделениями необходимо: использовать наиболее действенную концепцию естественно-исторических рубежей; определить таксономический ранг границы и обосновать ее возможно более широким комплексом методов; определить, достаточна ли степень изученности стратотипов и страторегионов для установления границы; выбрать границу, имеющую глобальное проявление (в континентальных и океанических разрезах), уверенно распознаваемую и хорошо картируемую; выяснить, потребует

ли установление или изменение границы пересмотра существующей системы геонисторической периодизации, и если да, то возможен ли этот пересмотр.

Деление кайнозоя на системы, отделы и ярусы и определение границ между ними должно производиться в строгом соответствии с правилами ортостратиграфии. В основе геонисторической периодизации лежат, как известно, критерии так называемой событийной стратиграфии или естественноисторического подхода, т. е. выявление особенностей развития органического мира и важнейших природных процессов наряду с использованием радио-, магнитометрических и других методов и установление естественноисторических рубежей, на которых эти особенности меняются.

Однако, за последнее время Х. Д. Хедбергом и его последователями (Н. D. Hedberg, 1972 г., и др.) развивается формально-логический прагматический подход, отдающий приоритет предварительному соглашению в выборе границ стратиграфических подразделений (метод «золотых гвоздей», или справочных точек), которым и ограничиваются временные объемы стратиграфических подразделений. Этот метод, заменяющий естественноисторическую периодизацию искусственной классификацией, отвергается большинством советских и западноевропейских геологов.

Поиски новой границы плиоцена и плейстоцена велись без определения ее таксономического ранга. Если ранее данная граница рассматривалась как рубеж между системами, то теперь установлено, что с точки зрения ортостратиграфии четвертичная «система» представляет собой ярус или зону. Геологи, стремящиеся сохранить систему, обычно считают ее первым ярусом начинающего формироваться первого отдела будущей четвертичной «системы». Однако стратиграфия имеет дело не с будущим, а с прошедшим. Особый подход к определению таксономического ранга четвертичных отложений как системы не оправдан и не может быть принят. Таким образом, граница плиоцена и плейстоцена имеет не системный, а ярусный (или зональный) ранг (Г. С. Ганешин, В. А. Зубаков, 1977 г., В. А. Зубаков, Ю. Ф. Чемяков, 1982 г. и др.). Об этом свидетельствует и современное биостратиграфическое и климатостратиграфическое обоснование ее предлагаемых вариантов (например, по первому появлению планктонных фораминифер *Globorotalia truncatulinoides* или остракод *Cytheropteron testudo* и т. д.). Констатация этого факта снимает проблему третично-четвертичной (системной по рангу) границы и ее остроту.

Необходимость понижения границы рекомендациями рабочей группы по проекту № 41 не обоснована, не доказано, почему следует отказываться от традиционной и легко картируемой границы на рубеже около 1 млн. лет. Сторонники снижения не проанализировали стратиграфического значения этой грани-

цы, не показали, чем она не удовлетворяет стратиграфическую теорию и практику и почему ее нужно менять. Они ограничились декларацией о том, что граница четвертичной системы должна проводиться на общих основаниях, что данные только об изменениях климата, органического мира или геомагнитного поля являются недостаточными и что они предпочитают опираться на стратиграфическую «философию», рекомендуемую Х. Хедбергом и др. (H. Hedberg, 1972 г. и др.).

Уровень современной стратиграфической изученности Средиземноморья в неоген-четвертичном отрезке стратиграфической шкалы все еще недостаточно высок для стратотипического региона. Об этом, в частности, говорят долгие и неудачные поиски стратотипа сниженной границы. Последним вариантом является разрез Врика. Следует согласиться с тем, что итальянскими учеными найден интересный и важный разрез, имеющий большое значение для внутрисредиземноморской корреляции, а также корреляции разрезов Средиземноморья с глубоководными осадками. Можно приветствовать также решение об избрании интервала $e-m$ в разрезе Врика и первое появление *Cytheropteron testudo* в качестве стратотипа нового средиземноморского регионаруса сантерния. Однако нужно отметить все еще слабую изученность разреза. Появление *C. testudo* является, несомненно, локальным событием. Возраст интервала $e-m$ в разрезе Врика по разным данным оценивается от 1,5 до 2,5 млн. лет. Трековые и K/Ag датировки пепла m не совпадают, стратиграфическая привязка датировок меняется (M. L. Colalongo et al., 1982 г.). Палеомагнитные данные также трактуются неоднозначно (C. Arias et al., 1980 г., L. Tauxe et al., 1983 г.). Но даже если бы возраст интервала $e-m$ был определен с достаточной точностью и действительно соответствовал 1,6—1,8 млн. лет и кровле олдувейского события, это не спасло бы положения. Корреляция разреза Врика с континентальными разрезами не может быть выполнена удовлетворительно из-за отсутствия в них общих синхронных климато- и биостратиграфических реперов в интервале 1,5—2,0 млн. лет. Стратотип во Врике ... больше разочаровывает (как и ранее известные в Ле-Кастелло и Санта Мария ди Катанзаро), чем обнадеживает, как отмечает С. А. Архипов (1984 г.).

Общезвестно, что событие Олдуей с трудом диагностируется при полевых исследованиях (особенно в континентальных разрезах) и располагается где-то внутри виллафранка или переходной акчагыл-апшеронской толщи или вообще не определяется. К. Н. Прасед (1982 г.) отмечает, что в Индии поиски аналогов разреза Врика и эпизода Олдуей оказались безуспешными. А. Горовиц (1982 г.) указывает, что событие Олдуей не диагностируется во многих случаях не только в континентальных, но и в морских глубоководных колонках. Т. И. Линькова (1982 г.) отмечает, что из-за малой мощности

прислоев морских осадков палеомагнитные эпизоды в большинстве случаев не определяются. С. А. Архипов (1984 г.) пишет, что в Сибири ... граница на олдувейском уровне устанавливается либо приблизительно, либо не обнаруживается вовсе. Важно отметить, что кроме этого события, геолог, картирующий позднекайнозойские континентальные отложения, не получает никаких других критериев для распознавания границы плиоцена и плейстоцена на рубеже 1,6—1,8 млн. лет. Данная граница не является глобально выраженным естественноисторическим рубежом и не поддается уверенному определению и картированию в континентальных и морских разрезах земного шара.

О слабой изученности верхнего кайнозоя Средиземноморья свидетельствуют и попытки пересмотра сложившихся ранее стратиграфических построений. Так, например, Дж. Руджieri и Р. Спровиери (G. Ruggieri, R. Sprovieri, 1977 г.) предложили выделить в объеме нижнего плейстоцена (с нижней границей на рубеже 1,6—1,8 млн. лет) надъярус селинунтий, включающий три яруса (снизу вверх): сантерний, эмили и сицилий в границах 1,65—0,8 млн. лет. Сицилий определяется как поздний синоним калабрия. Нельзя согласиться, однако, с включением сицилия (аналога баку) в состав селинунтия. В этом случае крупнейший геосторический рубеж 1,1 млн. лет оказывается в положении второстепенной, внутренней границы. Искусственность выделения селинунтия очевидна при сопоставлении его с разрезом континентальных отложений, в котором он объединяет слои с поздневилафранкской и галерианской фаунами. В применении к Восточному Паратетису (Понто-Каспийскому региону) он включал бы средний акчагыл, апшерон и баку.

Принятие границы плиоцена и плейстоцена на уровне 1,6—1,8 млн. лет за рубежом привело к неудовлетворительному расчленению четвертичных отложений на несопоставимые стратиграфические подразделения: нижний (около 1 млн. лет), средний (около 0,4 млн. лет), верхний плейстоцен (0,125 млн. лет) и голоцен (0,001 млн. лет). В СССР оно вызвало бы выделение двух «разделов» с дроблением на «звенья», т. е. введение в общую стратиграфическую шкалу нового таксона «раздел», целесообразность чего еще следует доказать.

Понижение границы плиоцена и плейстоцена до 1,6—1,8 млн. лет нарушает статут плиоцена, сокращая его временной объем до 3,5 млн. лет и превращая из отдела в ярус. Это вызывает необходимость перестройки геосторической периодизации кайнозоя — проблемы, решение которой в настоящее время еще не подготовлено в должной степени.

Варианты границы с большим снижением еще более нарушают сложившуюся схему стратиграфического расчленения неогена и также требуют пересмотра геосторической периодизации кайнозоя. Отметим, что некоторые варианты границы плиоцена и плейстоцена не согласуются с принятой ныне схе-

мой стратиграфии, располагаясь внутри региоярусов (например, рубеж в 13 млн. лет в середине серравалия или рубеж 3,4 млн. лет в середине занклия). Это свидетельствует или о недостаточном обоснованном выборе рубежей в качестве границ, или об ошибках в стратиграфическом расчленении неогена.

Любое изменение традиционной границы плиоцена и плейстоцена неправомерно без общего пересмотра всей системы геологической периодизации кайнозоя. Плейстоцен только по традиции можно признавать за систему, и рубеж в 1,1 млн. лет в этом случае не имеет альтернативы. При отказе от упомянутой традиции кайнозой можно разделить только на две системы. При этом возможны два варианта: по рубежу 22 млн. лет — на палеоген и неоген и по рубежу 12—14 млн. лет — на третичную и четвертичную, в понимании Ж. Денуайе (J. Desnoyers, 1829 г.), системы. В обоих случаях плейстоцен следует рассматривать как последний ярус второй системы.

Ни один из предложенных вариантов сниженной границы (за исключением, возможно, первого варианта) по значимости происходящих на них событий не является границей системного значения. Все они имеют зональный или, в лучшем случае, ярусный ранг. Оценивая эти варианты, следует отметить, что наиболее важным в климатостратиграфическом, биостратиграфическом и тектоническом отношениях является рубеж в $1,1 \pm 0,1$ млн. лет. Сама история стратиграфического изучения позднего кайнозоя объективно привела к его выделению в качестве естественной глобальной стратиграфической границы, определяемой однозначно любыми методами. Ч. Ляйель (Ch. Lyell, 1883 г.) обозначил ее как границу старого и нового плиоцена, Е. Форбс (E. Forbes, 1846 г.) как последний биостратиграфический рубеж. Практика нашла его как некий лимит, с которого можно широко использовать методы дробного климатостратиграфического расчленения континентальных отложений. Сейчас можно только удивляться, насколько точно нашими предшественниками в разных странах и в разных фациях был определен этот уровень. Ему отвечает резкое похолодание северного полушария, которое вызвало вторжение ледников в умеренные широты и массовое появление в Средиземноморье таких «северных гостей», как *Arctica islandica* и *Hyalinea balthica*, — главнейший рубеж в эволюции наземной фауны млекопитающих, отмеченный сменой виллафранкской фауны галерианско-тираспольской с современным родовым составом (0,9—1,3 млн. лет, в среднем 1,1 млн. лет по A. Azzaroli, 1983 г.) и появлением рода *Номо*. По радиометрическим и палеомагнитным данным эти события синхронны и датируются $1 \pm 0,1$ млн. лет. Рассматриваемая «событийная» граница соответствует подолше сиилия (1,15 млн. лет, по G. Ruggieri, R. Sprovieri, 1977 г.), чауды (1,1 млн. лет, по В. А. Зубакову и др., 1975 г.), тюркянской регрессии Каспия (0,95—1,05 млн. лет методом

треков для тюркянских песков Дуздага, С. С. Ганзей, 1984 г.), кровле виллафранка (1,0—1,1 млн. лет, А. Azzaroli, 1983 г.). Таким образом, возраст перечисленных регионарусов практически одинаков в трех внутренних бассейнах старого света. Изменения в органическом мире синхронны с глобальной кульминацией ледниковых покровов, датируемой по новым данным также 1,1—1,2 млн. лет в Европе (менап, по W. H. Zagwijn, J. W. C. Doppert, 1978 г.), в Северной Америке (небраска В, по D. J. Easterbrook, J. Boellstorff, 1981 г.) и в Патагонии (J. H. Mercer, 1978 г.). Этот рубеж хорошо распознается, картируется и официально принят геологической службой СССР в качестве границы плиоцена и плейстоцена. Ранее ее возраст оценивался ориентировочно в 1,0 млн. лет, а с появлением палеомагнитной шкалы она условно привязывалась к инверсии Брюнес — Матуяма (около 0,75 млн. лет). Новые данные (С. С. Ганзей, 1984 г., В. А. Зубаков и др., 1975 г., 1984 г. и др.) определяют возраст границы $1,1 \pm 0,1$ млн. лет. Эта оценка представляет собой не снижение границы плиоцена и плейстоцена, принятой в СССР, а лишь уточнение ее возраста.

Проблема пересмотра геосторической периодизации кайнозоя еще не подготовлена в должной степени для обсуждения. Изолированное решение об изменении плиоцен-плейстоценовой границы может привести лишь к существенным затруднениям в геологическом картировании и неизбежно потребует пересмотра системы геосторической периодизации кайнозоя.

УДК 551.79(084.3М5000)(4+5)

*Г. С. Ганешин, Е. П. Заррина, И. И. Краснов,
В. Э. Мурзаева*

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЕВРАЗИИ

(на основе карты четвертичных отложений Евразии масштаба
1 : 5 000 000)

На территории Евразии, охватывающей 41 % суши Земли (61,2 млн. кв. км), развиты все известные генетические типы четвертичных отложений с целым рядом зональных вариантов, связанных с физико-географическими условиями осадконакопления в субарктическом, умеренном, субтропическом и тропическом поясах северного полушария. Отчетливо выявляются климатические варианты элювия: элювий механический (физический) северных широт и элювий преимущественно химический экваториально-тропической зоны. Среди склоновых отложений различают солифлюкционные образования криогенного и тропического типов; дефлюксий, характерный для гумидного климата; десерпций, образующийся в аридном климате; делювий — продукт плоскостного смыва в семиаридном климате.

Эти зональные особенности четвертичных отложений потребовали уточнения генетической классификации, лежащей в основе легенды карты четвертичных отложений Евразии. Для этого В. Э. Мурзаевой составлена единая схема ландшафтно-географической зональности процессов осадкообразования, согласно которой определены зональные разновидности генетических типов и разработана классификация отложений с учетом таксономии осадкообразующих процессов и выделением классов, рядов, групп и типов отложений. Классификация содержит восемь генетических рядов: элювиальный, склоновый, водный, ледниковый, субаэральный, хемогенный, вулканогенный и морской. В составе этих рядов выделяются 22 простых (основных) и 9 сложных генетических типов и комплексов.

Степень изученности четвертичных отложений отдельных частей Евразии весьма различна. Специальными картами четвертичных отложений обеспечены вся Европа, азиатская часть СССР и Монголия. Для большей части Азии таких карт еще нет, что вызывало потребность в использовании разнообразных геологических и геоморфологических материалов.

В основу составления карты Евразии положен стратиграфо-генетический принцип, предусматривающий изображение генетических типов цветными фоновыми обозначениями и буквенными индексами, а возраста — интенсивностью цвета и цифровыми индексами. Использовано большое число линейных знаков границ оледенений и трансгрессий, внесштабных знаков различных форм рельефа и значковых обозначений местонахождения опорных разрезов и т. д.

Разработанный во ВСЕГЕИ принцип картирования четвертичных отложений горных стран отличается от способа, применяемого в Западной Европе, где горные страны изображаются как области, лишенные четвертичного покрова, хотя общеизвестно, что в большинстве таких стран широко распространен прерывистый покров склоновых (гравитационных) образований. На представленной карте Евразии выделяются разнообразные генетические типы склоновых отложений, что позволяет отобразить особенности четвертичного покрова в горах в зависимости от вертикальной зональности и степени крутизны склонов.

Морские отложения, развитые ныне на суше, до сих пор относились к одному генетическому типу. Они, конечно, имеют более высокий ранг и со временем подвергнутся более детальному расчленению. На представленной карте они пока подразделяются на терригенные, биогенные и терригенно-биогенные. На акваториях показаны шесть типов современных морских осадков, а также затопленные континентальные отложения: ледниковые, ледниково-морские, озерно-ледниковые, аллювиальные, аллювиально-морские, лёссы и др.

Стратиграфия четвертичных отложений изучена наиболее детально в Европе, азиатской части СССР, Японии и Монголии.

Расчленение четвертичной толщи основано на принципе климатической ритмостратиграфии, позволяющей подразделять толщи четвертичных и плиоценовых осадков с высокой степенью детальности (с помощью разнообразных сложных методов).

Объем четвертичной (антропогеновой) системы во многих зарубежных странах принимается около 1,8—2,5 и даже до 3,5 млн. лет, а в СССР — 0,7—1,0 млн. лет. Поэтому на карте показаны не только осадки собственно ледниковой плейстоцена, но и переходные — от верхнего плиоцена к плейстоцену, обозначаемые индексами N_2-Q , N_2-Q_1 и $N_2^3-Q_1$. В ряде районов Советского Союза этими индексами показываются отложения эоплейстоцена, а в некоторых странах зарубежной Азии такой диапазон объясняется тем, что для более точного определения возраста нет достаточных оснований.

В процессе составления карты, потребовавшего систематизации, обобщения и критического анализа огромного фактического материала, уточнен ряд вопросов четвертичной геологии и палеогеографии Евразии. Сделан важнейший вывод о том, что чередование эпох с различными климатическими условиями, развитие и деградация ледниковых покровов, закономерное изменение процессов морфолитогенеза, развитие характерных комплексов фауны и флоры и их миграция и другие крупные изменения в физико-географической обстановке подчинялись на протяжении четвертичного периода общепланетарным закономерностям и поэтому в широком смысле были синхронны. Принимая в целом принцип синхронности, составители карты одновременно признают необходимость учета своеобразия развития отдельных регионов, обусловленного характером проявления новейших тектонических движений, изменениями в соотношении площадей суши и моря, их конфигурации и т. д. Так, например, в зависимости от скорости роста гор и их расположения по отношению к влажным воздушным массам, в различных горных странах могли несколько различаться по времени как начало оледенений, так и максимум их развития. Таким образом, известный сдвиг во времени однотипных событий или явлений локальной метахронности, несомненно, существует, но его не следует возводить в ранг всеобщей асинхронности, что иногда допускается некоторыми исследователями.

На основе этих теоретических представлений проведена большая работа по корреляции стратиграфических схем различных районов Евразии, показавшая сравнительно приемлемую их сопоставимость. Стало очевидно также, что стратиграфическая схема Евразии хорошо увязывается со схемами, разработанными для других континентов мира, и что существует возможность межконтинентальной климатостратиграфической корреляции.

Можно с уверенностью констатировать, что стратиграфо-генетический принцип составления карт четвертичных отложений

при условии дальнейшего совершенствования генетической классификации четвертичных отложений и развития стратиграфических исследований вполне себя оправдал и при составлении карты четвертичных отложений Евразии.

На рассматриваемой карте в общих чертах показан четвертичный покров на дне морей и океанов, что, несомненно, дополняет ее общее содержание и помогает решать некоторые вопросы палеографии. Использование новейших материалов по строению четвертичных отложений как на суше, так и на морском дне позволило по-новому осветить палеогеографическую обстановку в плейстоцене для ряда районов Евразии.

Для северо-запада Евразии наиболее характерным является развитие в четвертичном периоде покровных оледенений, которые неоднократно возникали сначала на суше в виде ледниковых щитов. По мере разрастания они сливались и распространялись также в пределах шельфов Северного, Баренцева и Карского морей. На карте показаны границы максимального, а также средне- и верхнечетвертичных оледенений, которыми обозначены очертания последовательно сокращавшихся ледниковых щитов. К востоку от Таймыра и плато Путорана на равнинах севера Сибири, а также в Монголии, Тибете и Гималаях широко распространено подземное оледенение, что свидетельствует о резко континентальном климате на северо-востоке и в центре материка. В азиатской части арктического шельфа также показана граница многолетнемерзлых пород, отложившихся в континентальных условиях в периоды регрессии Ледовитого океана.

Новые данные о распространении ледниковых покровов на севере Европы и Западно-Сибирской низменности, а также на шельфах Баренцева и Карского морей, заставляют по-новому оценивать значение гляциоэвстатических и гляциоизостатических движений и связанных с ними трансгрессий и регрессий Мирового океана. Эти данные позволили значительно сократить области распространения морских отложений, которые выделялись ранее на некоторых картах этих территорий.

Значительный интерес представляет широтный пояс распространения субаэральных лессов и лессовидных пылеватых пород, показанный на карте от северных областей Франции на западе, через бассейн Дуная, Украину, Предкавказье, Среднюю Азию, юг Западной и Восточной Сибири, Монголию, Центральный Китай вплоть до низовьев рек Янцзы и Хуанхе. На западе лессы, безусловно, связаны с перигляциальными зонами материковых оледенений, однако на востоке их генетическая связь с ледниковыми эпохами еще недостаточно ясна.

Тесно связаны с проблемой оледенения вопросы соотношения плювиальных и аридных обстановок внеледниковых областей с гляциальными и интергляциальными обстановками в ледниковых районах. Обобщение стратиграфических, геоморфо-

логических, литологических, палеонтологических и геохронологических данных по наиболее изученным бассейнам осадконакопления позволило наметить два региональных типа климатических изменений. В аридных впадинах умеренного пояса похолодание и смещение на юг зоны западного переноса воздушных масс во время оледенений приводило к уменьшению потерь на испарение, активизации циклонов, увеличению влажности климата и трансгрессиям озер. В качестве примеров таких аридных впадин можно привести Мертвое море, Каспий, Арал, Иссык-Куль, Ферганскую долину и котловину Больших озер. Наоборот, во впадинах тропического пояса и прилегающей к нему части субтропического пояса смещение зоны высокого давления к экватору во время оледенений вызывало сужение сферы влияния муссонов, иссушение климата и высыхание озер. Так обстояло дело во впадинах Сеистана, Раджастхана, юга Аравии (Мундафан) и некоторых других. Таким образом, во время оледенений во впадинах первого типа были более пловильные обстановки, а во впадинах второго типа — более аридные по сравнению с межледниковыми эпохами.

По охвату территории и по содержанию описываемая карта — единственная среди карт подобного типа и ее появление будет встречено с интересом геологами всех стран. Среди опубликованных карт четвертичных отложений, сравнимых с картой Евразии, можно назвать только три: карту СССР масштаба 1 : 2 500 000, карту Европейской части СССР и прилегающих территорий масштаба 1 : 1 500 000 (включает всю восточную Европу и часть западной Европы), карту Арктики и Субарктики масштаба 1 : 5 000 000. Все они изданы в СССР. Крупной работой подобного рода является также Международная карта четвертичных отложений Европы масштаба 1 : 2 500 000, опубликованная еще не полностью.

Карта Евразии имеет важное значение как справочное пособие. На ней показаны главнейшие опорные разрезы, список которых приведен в объяснительной записке. Также отмечены главнейшие местонахождения гоминид и палеолитических стоянок. Ее издание должно способствовать повышению интереса к изучению четвертичных отложений и их картированию, особенно в тех странах, в которых подобные исследования проводятся очень слабо. Это относится прежде всего к развивающимся странам Азии и Африки.

Помимо большого научного карта может иметь и практическое значение при планировании международных проектов, направленных на экономическое развитие стран Евразии. Она даст возможность в первом приближении решать общие вопросы мелиоративного и ирригационного строительства, сельскохозяйственного освоения земель, инженерно-геологического районирования, перспективной оценки территории на строительные материалы и россыпи и т. д.; может быть использована

при комплексном ландшафтно-географическом изучении как всей Евразии, так и отдельных стран этого единого континента, а также при составлении ряда других карт: геоморфологических, почвенных, растительности, инженерно-геологических, гидрогеологических и др.; послужит наглядным пособием при чтении общих и специальных курсов на геологических, геолого-разведочных и геофизических факультетах высших учебных заведений.

УДК 551.79(47)

И. И. Краснов, Е. П. Заррина

**МЕЖРЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ
ПЛАТФОРМЫ И СОПОСТАВЛЕНИЕ ЕЕ С РАЗЛИЧНЫМИ
ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИМИ ШКАЛАМИ**

В 1983—1984 гг. на Втором междуведомственном стратиграфическом совещании в Ленинграде (Ольгино) и Москве разработан проект межрегиональной схемы четвертичных отложений Восточно-Европейской платформы на основе схем десяти крупных регионов, охватывающих территорию Русской равнины. Каждая из них содержит общую стратиграфическую шкалу, шкалу региональных горизонтов и надгоризонтов с собственными названиями и по несколько местных (районных) схем. В мае 1984 г. они утверждены МСК и опубликованы ВСЕГЕИ (1986 г.).

Для межрегиональной схемы Восточно-Европейской платформы, пока не утвержденной МСК, предложены унифицированные подразделения — горизонты и названия, единые для всей территории. По количеству стратиграфических подразделений и палеоклиматических ритмов она полнее, чем другие (внеевропейские) региональные схемы, и может использоваться в качестве эталона стратиграфической схемы СССР.

Дальнейшая разработка и уточнение региональных схем Восточно-Европейской платформы и межрегиональной (общесоюзной) требует корреляции их с различными геохронологическими шкалами. При этом должны применяться общепринятые правила стратиграфической классификации и номенклатуры общей шкалы, которая хотя и разработана с необходимой дробностью для плейстоцена, но еще не утверждена МСК. Основой корреляции должен служить синтез данных по стратиграфии позднекайнозойских отложений континентов, по датировкам изотопных ярусов океанских осадков, по шкалам глобальных ритмов палеоклиматов, созданных на базе разных методов; должны также учитываться палеомагнитные данные и датированные ритмы солнечной радиации.

В советской и зарубежной печати имеется много работ по корреляции стратиграфических схем континентальных отложений ряда стран и частей континентов с датированными ритмами изотопных ярусов*.

Особенно широкое распространение получила шкала изотопных ярусов, составленная по колонке донных осадков скважины V-28-238 Н. Шеклтоном и Н. Опдайком (1973, 1976 гг.), которую ошибочно стали рассматривать как эталонную в глобальном масштабе. Но, как известно, в разрезе одной скважины фиксируются лишь локальные условия осадконакопления. Поэтому многие исследователи признали, что указанная шкала нуждается в ревизии. Глобальным эталоном должна быть усредненная шкала, обобщающая данные по всему земному шару. Попытки разработки подобного эталона предпринимались неоднократно. Подробно этот вопрос рассмотрен В. А. Зубаковым и И. И. Борзенковой (1983 г.).

В настоящее время существует много шкал изотопных ярусов с разными датировками их границ с разбросом до 30—40 тыс. лет, что соответствует целому палеоклиматическому ритму. Но единой надежной глобальной шкалы пока еще нет, хотя общее количество ритмов на шкалах изотопных ярусов обычно совпадает (19 в пределах палеомагнитной эпохи Брюнес).

Из-за недостаточной достоверности датировок указанных шкал многие исследователи пришли к заключению о необходимости корректировки их путем сопоставления с датированными ритмами шкалы солнечной радиации. Основанием для подобной корректировки служит допущение, что разрезы океанских осадков отражают непрерывность осадконакопления. Доказательством этому служит установление одинакового числа ритмов в донных осадках позднего кайнозоя из разных частей Мирового океана. Кроме того, датировки пиков на кривой солнечной радиации, рассчитанные астрономами по орбитальным параметрам планет, по степени точности намного превосходят датировки четвертичных отложений, выполненных с применением различных изотопных и радиофизических методов. Как известно, последние (так называемые абсолютные датировки) обладают значительными погрешностями, которые подробно охарактеризованы Д. Боуэном (1981 г.). Поэтому мы считаем, что в настоящее время необходима корректировка изотопной шкалы при помощи более достоверных, как представляется, астрономических данных. Она произведена И. И. Красновым (1973, 1974 гг.) графическим методом. Для этого все схемы и ритмограммы (синусоиды и кривые) вычерчивались в едином

* Изотопный ярус не соответствует ярусному таксону стратиграфической шкалы.

[illegible]

Хроностратиграфическая схема четвертичной (антропогенной) системы (сост. И. И. Краснов и Е. П. Заррина, 1985).

1) датировки астрономической шкалы и изотопных ярусов по И. И. Краснову, 1974, 1984; 2) тонкая структура палеомагнитного поля по С. А. Писаревскому, 1983; 3) подразделение эолипстоцена дано по тому «Стратиграфия СССР. Четвертичная система», 1984.

точном хронологическом масштабе, что и позволило сопоставить ритмы на обеих шкалах. Анализ этих шкал показал, что ледниковья и этапы похолодания имеют меньшую продолжительность по сравнению с межледниковьями и этапами потепления климата. На радиационной кривой плейстоцена отчетливо выявляются многочисленные пики, соответствующие минимумам солнечной радиации (т. е. оледенениям или похолоданиям). В эоплейстоцене и позднем плиоцене количество минимумов сокращается и намечаются длительные промежутки спокойного радиационного режима продолжительностью 200—400 тыс. лет, соответствующие теплым этапам, ранг которых может отвечать звеньям или разделам. Корреляция этих шкал в условном масштабе произведена на сводной хроностратиграфической схеме четвертичной (антропогенной) системы (рис. 1), где сопоставлены общая стратиграфическая шкала, шкала изотопных ярусов, датировки астрономической шкалы, палеомагнитная шкала и стратиграфические подразделения (горизонты и надгоризонты) межрегиональной схемы Восточно-Европейской платформы, а также схемы западноевропейских смежных регионов.

Таксоны высокого ранга (система, отдел, ярус) непригодны для расчленения отложений четвертичного этапа позднего кайнозоя. Только по традиции принимаются за систему. Даже если принять неоген-четвертичную границу на уровне 1600—1800 тыс. лет, видно, что отложения четвертичного возраста в целом по временному объему соответствуют лишь одной зоне общей стратиграфической шкалы. Таким образом, для расчленения осадков четвертичной «системы» в общей шкале пока существует только два таксона — раздел и звено. Однако для корреляции стратиграфических подразделений в ранге горизонтов, палеоклиматических событий и хронологических рубежей необходимы и более дробные таксоны общей шкалы. А проблема разработки общей стратиграфической шкалы еще не решена.

Далее на схеме помещены датировки астрономической шкалы и номера изотопных ярусов, согласованные между собой. Интервалы между датированными границами изотопных ярусов изображены в одинаковом масштабе, несмотря на значительную разницу в их длительности. Это сделано в целях сокращения размера схемы. Четные номера изотопных ярусов соответствуют оледенениям или эпохам похолоданий, а нечетные — межледниковьям или крупным потеплениям и соответственно обозначаются знаками (—) или (+). В пределах некоторых ярусов установлены климатические колебания более низкого ранга. В пятом изотопном ярусе выделяются три теплые и две холодные фазы (5а—5е). Подобная ритмичность устанавливается в восьмом ярусе — два похолодания и потепление. С другой стороны, по имеющимся данным, три изотопных яруса

(12—14) сопоставляются с одним крупным оледенением (окским — миндельским — эльстерским). Естественно, что корреляция изотопных ярусов с конкретными оледенениями и стадиями (межледниковьями и межстадиями) разными исследователями проводится неоднозначно, что зависит как от интерпретации геологических данных и разноречивых датировок, так и не в меньшей степени от определения рангов палеоклиматических событий.

На палеомагнитной шкале показаны только те эпизоды и экскурсы, которые имеют более или менее достоверные датировки. Почти все они относятся к зарубежным территориям. В СССР установлено несколько эпизодов и экскурсов в эпохе Брюнес, но пока их стратиграфическая позиция недостаточно обоснована вследствие отсутствия надежно датированных слоев. Важным хроностратиграфическим репером является граница палеомагнитных эпох Брюнес — Матуйма. Ранее она датировалась возрастом 690, а теперь — 730, или более точно, 734 ± 5 тыс. лет. Эта граница приурочена к девятнадцатому изотопному ярусу, положение которого в схемах почти всех авторов стабилизировано, хотя хронологический объем его понимается разными исследователями неоднозначно (например, по В. А. Зубакову — 720—745, а на приведенной нами шкале — 700—795 тыс. лет). Оценивая важное значение палеомагнитной шкалы для глобальной корреляции, подчеркнем, что тонкая структура магнитного поля в пределах эпохи Брюнес сейчас интенсивно изучается, но составление сводной схемы эпизодов и экскурсов пока преждевременно.

Как указывалось выше, межрегиональная схема Восточно-Европейской платформы может в настоящее время рассматриваться в качестве проекта общесоюзной схемы. На рис. 1 дается авторский вариант сопоставления горизонтов и надгоризонтов европейской шкалы с глобальными шкалами, упомянутыми выше. Если изобразить эти подразделения в точном масштабе времени, то станет ясно, что горизонты верхнего плейстоцена по сравнению с нижним плейстоценом и эоплейстоценом имеют меньший временной объем. Очевидно, горизонты, объем которых превышает 100 тыс. лет, в будущем должны быть отнесены к надгоризонтам, способствуя упорядочению номенклатуры, что не отразится на общей схеме палеоклиматической ритмики.

Альпийская и северо-европейская схемы (см. рис. 1) по числу и датировкам главнейших палеоклиматических ритмов хорошо сопоставляются с восточно-европейской схемой. В частности, лихвинский (завадовский) горизонт коррелируется с гольштейном и миндель-риссом. В раннем плейстоцене на Русской равнине довольно уверенно намечаются аналоги кроме ра — гюнц — минделя. Но «раскладка» горизонтов и изотопных ярусов в пределах рисс — вюрма и рисса по хронологической

шкале еще весьма дискуссионна. Сходимость ритмики основных параметров всех приведенных шкал может служить базой для составления более обоснованной погоризонтной стратиграфической схемы СССР, а затем и общей схемы антропогена.

УДК 551.7+551.79

Ф. А. Каплянская, В. Д. Тарноградский

МЕСТНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ НОВЕЙШИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Расширение работ по крупномасштабной геологической съемке требует соответствующей стратиграфической основы, которая должна быть обеспечена достаточно разработанной стратиграфической классификацией и терминологией. Для четвертичных и верхнеплиоценовых континентальных отложений в последние десятилетия прилагались большие усилия к разработке системы общих климатостратиграфических подразделений и общей шкалы, но местным подразделениям уделялось мало внимания. Однако именно они являются непосредственным объектом изучения и картирования, особенно при крупномасштабных работах, поэтому требуется как можно более конкретно сформулировать критерии их выделения, таксономию и соотношение с подразделениями иных типов и категорий.

Недостаточное внимание к разработке критериев выделения и терминологии местных подразделений применительно к новейшим отложениям отрицательно сказалось на содержании принятых в последние годы региональных унифицированных схем четвертичной системы Средней Сибири (1979 г.), Саяно-Алтайской области (1981 г.), Востока СССР (1982 г.), серии схем для европейской части СССР (1983—1984 гг.). Номенклатура местных подразделений в названных схемах отличается полной неупорядоченностью. В корреляционных таблицах в качестве наименований стратонов использованы слова *свита*, *отложения*, *слой* с географическими названиями или без них, *пачка*, *толща*, *комплекс*, входящие в состав *серий*, и т. п. Они, как правило, не отражают ни объема, ни степени изученности подразделений. Встречаются и совершенно неудовлетворительные обозначения типа — *погребенный аллювий*, *пески, суглинки до 10 м* — и т. д.

Неупорядоченность номенклатуры вызывает трудности при переводе схем в легенды средне- и крупномасштабных карт. Она обусловлена главным образом малой пригодностью для четвертичных отложений свиты — основной таксономической единицы общепринятой системы местных подразделений и, как следствие, широким применением в этих схемах нерегламентируемых вспомогательных подразделений, а также подгонкой

стратонов различного объема и значения и разных по критериям обоснования под понятие свита. Свиты малопригодны в качестве единиц, составляющих основное содержание местных стратиграфических схем четвертичных отложений в первую очередь потому, что они по объему обычно крупнее естественных геологических тел, практически выделяющихся в разрезах. Для их обозначения очевидна насущная необходимость в более мелких, чем свита, местных подразделениях.

Нельзя сказать, что для разработки рациональной системы местных подразделений четвертичных отложений ничего не предпринималось. Так, в 1973 г. было предложено использовать иерархически соподчиненные стратиграфо-генетические (сокращ. стратогенетические) местные подразделения как наиболее соответствующие практике картирования четвертичных отложений (Ф. А. Каплянская, В. Д. Тарноградский, 1973 г.). Впервые подобные подразделения (под названием генетико-стратиграфические) включены в стратиграфическую классификацию В. А. Зубаковым (1969 г.), который выделил их по аналогии с так называемыми педостратиграфическими подразделениями американского стратиграфического кодекса 1961 г.

К настоящему времени уже имеется положительный опыт применения стратогенов в местных схемах четвертичных отложений (Ф. А. Каплянская, В. Д. Тарноградский, 1974 г., В. К. Шкатова, 1973, 1976 гг.). Это позволило В. А. Зубакову (1980, 1984 гг.) рекомендовать стратогены вместо свит в качестве местных подразделений при расчленении разнородных в фациальном отношении разрезов континентальных отложений и показать их соотношение с климатостратиграфическими подразделениями. Однако комиссия МСК по четвертичной системе (1971 г.) сочла использование свит достаточным, хотя и рекомендовала снабжать последние генетическим определением. Это расходится с принятыми правилами наименования свит (Стратиграфический кодекс СССР, 1977 г.), а кроме того, свиты, выделяемые в других системах фанерозоя, как уже говорилось, неизмеримо больше по объему и времени формирования, чем естественные местные подразделения четвертичных отложений. Собственно стратиграфо-генетическим единицам комиссии был присвоен статус вспомогательных.

Поскольку вопрос о местных подразделениях четвертичной системы так и не получил удовлетворительного решения, а стратиграфо-генетический принцип уже входит в практику, целесообразно продолжить обсуждение вопроса о дополнении перечня основных местных подразделений Стратиграфического кодекса системой соподчиненных стратогенетических единиц, которые будут использоваться главным образом для новейших континентальных отложений.

Предлагаемая система стратиграфо-генетических подразделений несколько отличается от первоначального варианта

(Ф. А. Каплянская, В. Д. Тарноградский, 1973 г.), в ней заменены термины *серия* и *комплекс*, уже использованные в Стратиграфическом кодексе СССР. Она включает *стратоген* (с подразделением при необходимости на *фации* и *группы фаций*), *ряд*, *консеквенцию* (моно- и полигенетическую) и *конгрегат*.

Стратоген — основная единица этой системы — представляет собой совокупность отложений, развитых в пределах какого-либо геологического района, принадлежащих к определенному генетическому типу и занимающих определенное стратиграфическое положение. Стратогены должны составлять основное содержание корреляционных таблиц региональных стратиграфических схем и легенд карт четвертичных отложений среднего и крупного масштаба. Названия стратогенов должны состоять из географического названия по стратотипу (в форме прилагательного) и названия генетического типа в форме существительного (например, тобольский аллювий, самаровская морена, петровский лимний и т. д.). Для сложных генетических типов смешанного происхождения они составляются таким же образом (александровский лимноаллювий, омонский коллювиоделювий и т. п.).

Для выделения стратогенов должны использоваться существующие классификации генетических типов отложений. Между ними имеются несущественные различия — главным образом в таксономических оценках тех или иных категорий, редко превышающих одну таксономическую ступень. Право выбора того или иного варианта классификации должно быть предоставлено автору стратиграфического подразделения.

Морские новейшие отложения, встречающиеся в пределах суши, в стратиграфических схемах четвертичных отложений условно приравниваются к генетическому типу и обозначаются термином *мариний* с собственным географическим названием. В случае необходимости для них могут быть использованы специальные генетические классификации (Г. С. Ганешин и др., 1982 г., В. Т. Фролов, 1984 г., Ф. А. Щербаков, 1984 г.).

В генетической части названия стратогена фокусируются многие частные признаки: литологический состав осадков, геометрическая форма тела и его внутренняя пространственная структура, палеоэкологические особенности ископаемых органических остатков, характер палеоклиматиндикаторов, соотношения со смежными образованиями другого генезиса и т. п. Применение генетического критерия при выделении местных подразделений может рассматриваться как определенный шаг в направлении разработки многомерной естественной классификации геологических тел, построенной на учете всех их свойств (Т. Н. Спизарский, 1984 г.), и ее использования в стратиграфии, в данном случае для молодых континентальных осадочных образований.

При выделении стратогена кроме генетической принадлежности необходимо выявить его положение в местном стратиграфическом разрезе. В этом и заключается отличие стратогенов от чисто генетических категорий отложений.

Возрастной диапазон стратогенов из-за большой зависимости условий седиментации от климатических факторов часто соответствует оледенениям и межледниковьям, стадиям и межстадиям или их значительным частям. Геологический возраст стратогенов (так же, как и свит) не вполне одинаков на всей площади их распространения. Диахронность их границ заметнее проявляется в меридиональном направлении, нежели в широтном (В. А. Зубаков, 1984 г.).

При крупномасштабной геологической съемке нередко возникает потребность в подразделениях более дробных, чем стратогены. Это составляющие его фации и группы фаций, выделяемые уже только по генетическому критерию в стратиграфическом диапазоне соответствующего стратогена. Например, петровский аллювий может быть подразделен на русловую группу фаций (преимущественно песчаные и песчано-галечные отложения), пойменную (преимущественно супеси и суглинки) и старичную (глины, илы, гиттии и т. п.) того же петровского аллювия. Все названные группы фаций формируются геологически одновременно (или почти одновременно). Фации и их группы как части стратогенов (подобно подсвитам) следует также относить к основным подразделениям и помещать в стратиграфические схемы. Это диктуется нуждами практики ввиду различий в перспективности на полезные ископаемые и в инженерно-геологических свойствах.

Стратиграфо-генетические термины более высокого таксономического ранга предназначены для анализа фациально-генетических связей между стратогенами (что является важным элементом обоснования их генезиса) и для фиксирования общих закономерностей строения четвертичного покрова в пределах того или иного района.

Ряд — латеральная парагенетическая совокупность разновозрастных стратогенов, развитых на определенной территории и отражающих закономерную пространственную смену обстановок седиментации на определенном этапе геологического развития. Его название должно состоять из географического названия (по наиболее показательному из входящих в ряд стратогенов) и рангового термина. В случае принадлежности всех входящих в ряд стратогенов к одному более высокому таксону генетической классификации может использоваться и дополнительное обобщенное генетическое определение (например, беловский гляцигенный ряд). Стратотипом ряда должна служить совокупность стратотипов входящих в него стратогенов. Диахронность возрастных границ рядов, как правило, выражена сильнее, чем у отдельных стратогенов.

Консеквенция (от лат. *consequentia* — последовательность) — единица, объединяющая последовательно наложенные стратогены. Предлагается различать моно- и поликонсеквенции. Первые состоят из стратогенов, принадлежащих к одному генетическому типу (например, совокупность констративно наложенных разновозрастных аллювиальных толщ или основных морен различных оледенений или стадий, серия аллювиальных террас, объединенных общей причиной террасообразования, и т. п.). Вторые отражают закономерное изменение обстановок седиментации во времени (например, отложения разных генетических типов, образовавшихся в результате наступления и деградации оледенения, или циклично перемежающиеся отложения разного генезиса — эоловые лессы и погребенные почвы и т. п.). Название консеквенции должно состоять из географического названия и рангового термина (с соответствующей приставкой или без нее). Консеквенции (подобно серии) не может быть дано название одного из входящих в нее стратогенов. Она может иметь свой стратотип или им может служить сумма стратотипов составляющих ее стратогенов. Термин *консеквенция* предлагается взамен термина *стратогенетическая серия* (Ф. А. Каплянская, В. Д. Тарноградский, 1973 г.). Консеквенция, так же, как и другие стратогенетические подразделения, выделяется при обязательном установлении возрастных соотношений с другими подразделениями геологического разреза.

Конгрегат (от лат. *congrego* — соединять) — наиболее крупная единица стратиграфо-генетической классификации, состоящая из многих стратогенов, сменяющих друг друга и по латерали, и в вертикальном разрезе; предлагается взамен термина *стратогенетический комплекс*. Стратогены, составляющие конгрегат, как правило, образуют ряды и консеквенции. Один и тот же стратоген одновременно может быть частью ряда и консеквенции. Конгрегат следует использовать при необходимости выделить сложно построенное подразделение, состоящее из разнородных отложений, длительное время накапливавшихся в определенной тектонической и палеогеографической обстановке. Конгрегат не имеет самостоятельного стратотипа; его объем определяется суммой объемов составляющих его подразделений. Название конгрегата образуется из географического названия (по страторайону его распространения) и рангового термина. Примером может служить красnodубровский конгрегат в объеме так называемой красnodубровской свиты Верхнего Приобья.

Объединительные стратиграфо-генетические подразделения (ряды, консеквенции и конгрегаты) должны употребляться для обозначения достаточно изученных объектов и состоять главным образом из валидных стратогенов, хотя могут включать и хуже изученные вспомогательные подразделения.

Использование системы стратиграфо-генетических подразделений имеет ряд преимуществ. Это во-первых, более детальное расчленение местного разреза, так как свиты, независимо от критериев их выделения, обычно представляют собой подразделения значительно более крупные, чем стратогены. Приблизительно равны по стратиграфическому объему свитам не стратогены, а конгрегаты и консеквенции. Следовательно, путем введения стратогенов расширяется существующая таксономическая шкала местных подразделений в сторону ее детализации. С увеличением детальности исследований континентальных свит, а также по мере совершенствования генетической классификации морских отложений, многие полифациальные свиты не только позднекайнозойского возраста, но и более древние, возможно, удастся подразделить на стратогены и стратогенетические ряды. Во-вторых, местные стратиграфические схемы, состоящие из стратогенов, легко трансформировать в легенды карт четвертичных отложений среднего и крупного масштабов, поскольку еще с середины 30-х годов в СССР карты четвертичных отложений составляются по стратиграфо-генетическому принципу. Этот принцип принят в настоящее время и за рубежом. В третьих, использование стратогенетических подразделений с обязательной генетической характеристикой валидных стратонов облегчает увязку местных разрезов с региональными и общими климатостратиграфическими подразделениями, так как климатические колебания в умеренных широтах отчетливо проявляются именно в изменении процессов континентального осадконакопления, т. е. в смене генетических типов отложений. Само картирование генетических подразделений является мощным методом климатостратиграфического изучения.

Наконец, существенно, что стратогенетические подразделения вводятся как основные, а не вспомогательные. Это распространяет и на дробные подразделения четвертичных отложений необходимость соблюдения важного принципа стратиграфии — на основании признания самостоятельного значения местных валидных стратонов и, следовательно, строгой регламентации их выделения, обеспечить стабильность соответствующей номенклатуры (А. И. Жамойда, 1980 г.).

В качестве вспомогательных в схемах четвертичных отложений следует использовать общепринятые литостратиграфические подразделения: *толща*, *пачка* и др. Возможны различные способы их употребления, как, например, семеновская диамиктовая толща, сидоровская аллювиальная толща, воронцовские пески, пачка торфянистых глин и т. п. Их названия по форме должны отличаться от названий основных стратиграфо-генетических подразделений. При отсутствии у вспомогательного подразделения географического названия обязательно указание на местоположение характерного разреза. Можно использовать также и вспомогательные биостратиграфические подразделения

на общих основаниях (Стратиграфический кодекс СССР, 1977 г.).

Существует точка зрения, что в схемы четвертичных отложений следует включать и специализированные местные климатостратиграфические подразделения — климатомеры (В. А. Зубаков, 1984 г.). Рациональные номенклатурные правила и способы изображения на схемах для них не разработаны. Предложенный В. А. Зубаковым (1984 г.) способ, предусматривающий для них особую колонку и кривую, показывает климатомеры в отрыве от геологических тел. Удобнее было бы их изобразить непосредственно в клетках местных разрезов схемы пронумерованными знаками (+) для термомеров и (—) для криомеров с разъяснениями в объяснительной записке.

В заключение следует подчеркнуть, что использование стратогенов в качестве основных единиц для расчленения местных разрезов четвертичных отложений максимально приближает содержание стратиграфических схем к нуждам крупномасштабного картирования. Оно будет способствовать единообразию и сравнимости корреляционных таблиц разных регионов и позволит правильно оценивать состояние их изученности.

УДК 551.77(571.5)

Е. Б. Хотина, О. Н. Жежель

КАИНОЗОИ БАССЕЙНА АЛДАНА

Бассейн Алдана вписывается в Алданскую сводовую мегаструктуру центрального типа (В. В. Соловьев, 1978 г.), заложившуюся, по-видимому, еще в архее. Нами рассматривается ее часть, включающая четыре геоморфологические провинции: 1) Лено-Алданское плато с высотами 366—684 м, соответствующее южной окраине Сибирской платформы с чехлом из карбонатных пород кембрия и мезозойских континентальных толщ, а также погружающемуся под платформенный чехол северному крылу Алданского щита; 2) Алданское плоскогорье, относительно слаборасчлененное с широкими плоскими вершинами водоразделов и с высотами 700—1300 м, отвечающее западной части Алданского щита, сложенного интенсивно дислоцированными породами архея; 3) Тимптоно-Учурское нагорье, глубоко расчлененное, с крутыми склонами и абсолютными отметками 1500—1900 м, соответствующее восточной части Алданского щита; 4) Становой хребет, глубоко и интенсивно расчлененный, с изъеденными карами и цирками вершинами, представляющий собою крупный блок архейских пород с высотами в восточной части до 2300 м.

Изучение кайнозойской геологии и геоморфологии бассейна Алдана позволило пересмотреть прежние представления

(И. П. Дик, 1974 г.) и восстановить основные этапы неотектонического и геоморфологического развития. В дат — палеоцене после периода тектонического покоя и формирования поздне-меловой поверхности выравнивания, остатки которой слабо сохранились, наступил этап тектонической активизации. Отложения этого времени известны лишь в узких грабенах и не занимают широких площадей подобно юрским и нижнемеловым, что свидетельствует о преобладании тектонических поднятий. На фоне медленно поднимающегося Алданского свода формировались менее крупные сводовые и глыбовые структуры, чаще всего наследующие мезозойские и более древние. Они различались по амплитудам поднятия и, реже, по знаку движения. Блоковые структуры были ограничены разломами, унаследованными от мезозойских и более древних. В конце этой эпохи активизировалась, вероятно, зона Чульманского, а, возможно, и Токинского надвигов. Об этом говорит дислоцированность палеоценовых крупноглыбовых конгломератов в долине Унгры, близ устьев рек Якокит и Дурай. Таким образом, структурный план региона в этот этап в целом наследовал простирающие мезозойских структур. Однако знак движения крупных мезозойских впадин как на Алданском щите (Тунгурской, Чульманской, Токинской), так и в пределах Сибирской платформы (южного крыла Вилюйской синеклизы), испытывавших в юре и раннем мелу интенсивные погружения, изменился на противоположный. Судя по незначительному распространению отложений этого времени, мезозойские впадины уже в дат — палеоцене начали испытывать медленные поднятия. Наряду со структурами, унаследованными от мезозоя, в этот период образовались узкие наложенные грабены типа Унгринского, Нерюнгринского, Амгинского и др., с которыми была связана речная сеть, аккумулировавшая в долине пра-Унгры крупновалуновые (с размером валунов до 1 м) конгломераты (Е. Б. Хотина, О. Н. Жежель, 1984 г.), а в Пра-Алданской долине менее грубый аллювий джебарикинской и эльдиканской свит (см. ст. Е. Б. Хотин, О. Н. Жежель и др. в наст. сб.). Вещественный состав этих толщ позволяет предполагать, что уже в дат — палеоцене наметились отчетливая дифференцированность в морфоструктурном плане региона. Рельеф современного Алданского плоскогорья был расчленен значительно интенсивнее, чем части Сибирской платформы, примыкающей к складчатой системе Сетте-Дабан. В целом же палеорельеф бассейна Алдана в дат — палеоцене — раннем эоцене был близок к современному. Уже тогда заложилась речная сеть современного направления. К концу среднего — началу позднего эоцена началось постепенное затухание тектонической активности региона и денудационное выполаживание рельефа в условиях влажного субтропического климата.

В позднем эоцене — раннем олигоцене наступил этап тектонической стабилизации, возможно, со слабыми сводовыми и блоковыми, в основном положительными движениями. В условиях влажного субтропического климата формировалась базисная денудационная поверхность с каолинитовой корой выветривания и хорошо проработанным профилем (Е. Б. Хотина, 1977 г.). Остатки ее наблюдаются в современном рельефе и имеют аналог в Западном Приохотье (Ю. Ф. Чемяков, 1975 г.).

Во второй половине олигоцена наступила эпоха новой тектонической активизации. При этом наследовался не только структурный план дат — палеоценовой — раннеэоценовой эпохи, но и знак движения отдельных структур. Становая и Тимптоно-Учурская блоковые структуры поднимались, по-видимому, интенсивнее Тунгурской, Чульманской и Токинской мезозойских впадин и южной части Сибирской платформы с хорошо сохранившимися остатками эоцен-олигоценовой базисной денудационной поверхности. В начале этого этапа в поднятия были втянуты, вероятно, также узкие грабены и внутригорные впадины, следствием чего явился глубокий врез приуроченных к ним речных долин. В конце олигоцена эти структуры, вероятно, оставались стабильными или вновь испытали некоторое погружение, в результате чего в приуроченных к ним участках речных долин, наследовавших дат — палеоценовые — эоценовые долины, аккумуляровалась толща аллювия саморсунской свиты, изученной нами в долине Амги (см. ст. Е. Б. Хотин, О. Н. Жежель и др. в наст. сб.) и в долине р. Чульман. Эти аллювиальные отложения, в отличие от палеоценовых и эоценовых, представлены менее грубым валунно-галечным материалом, что позволяет говорить о меньших амплитудах сводово-глыбовых тектонических поднятий. В пределах Алданского плоскогорья в приуроченной к узкому грабену долине Чульман аналогичные осадки имеют более грубообломочный состав по сравнению с верхнеолигоценовым аллювием палео-Амги. Это дает основание предполагать, что интенсивность тектонических движений в пределах разных геоморфологических провинций и на этом этапе геологического развития региона не была равнозначной. Южная часть Сибирской платформы испытывала, по-видимому, поднятия меньших амплитуд по сравнению с Алданским щитом. Максимальные поднятия были, вероятно, характерны для Станового хребта. В целом же рельеф региона был расчленен слабее, чем в предыдущую эпоху активизации. В конце эпохи тектоническая активность усилилась, что повлекло врез гидрографи.

В течение миоцена в бассейне Алдана проявлялись менее интенсивные, чем в олигоцене, прерывистые сводово-глыбовые поднятия, наследующие палеогеновый структурный план. В раннем миоцене в долинах, приуроченных к узким грабенам, фор-

мировался уже не крупновато-лунный, а песчано-галечный и песчано-гравийный аллювий чимнайской свиты (см. ст. Е. Б. Хотиной, О. Н. Жежель и др. в наст. сб.). Сравнительный анализ вещественного состава аллювия в разных частях рогиона позволяет говорить о различии условий их формирования. Так, для чимнайских галечников долины Амги характерен более однородный состав галек с преобладанием кварца и кремнистых пород. Аналогичные же отложения долины р. Алдан содержат большое количество обломков осадочных кембрийских и юрских пород, обнажающихся на близрасположенных склонах.

Можно предположить, что в начале миоцена аллювий пра-Амги формировался в более спокойных тектонических условиях, чем в долине пра-Алдана. Интенсивность поднятий субширотных и северо-восточных блоков, разделенных узкими грабенами с долинами рек, не была однозначной и увеличивалась в южном направлении, что обусловило здесь некоторую яркость рельефа с увеличением высот и степени расчлененности. Расчлененность рельефа этого времени подтверждается также особенностями палинокомплексов, говорящих о существовании массивов гряд, на которых произрастали леса из ели, пихты, многоплодника. Поверхности более низких уровней были покрыты смешанными лесами с присутствием широколиственных пород. Мхи и папоротники занимали понижения рельефа. В Токинской впадине на месте оз. Б. Токо существовала речная долина, приуроченная к узкому грабену субмеридионального простирания, соответствовавшая современным долинам рек Утук и Мулам. Эта пра-Река имела начало в уже существовавшем низкогорном массиве на месте современного Токинского станника.

В конце миоцена — начале плиоцена, в период формирования аллювиальных и озерно-аллювиальных гравийно-галечных, песчано-гравийных, песчано-илистых и алевроитовых отложений мандыгайской и чагдинской свит (см. ст. Е. Б. Хотиной, О. Н. Жежель и др. в наст. сб.), продолжалось затухание сводово-блоковых поднятий как на Сибирской платформе, так и в пределах Алданского щита. Судя по широкому распространению и относительно большим мощностям аллювиальных толщ, вложенных в аллювий более древних кайнозойских долин, не исключено, что узкие грабены и их серии, с которыми были связаны долины, испытывали медленные погружения. А в условиях теплого влажного климата и затухающей тектонической активности в пределах Сибирской платформы формировалась, по-видимому, слаборасчлененная денудационная равнина и лишь в правобережной части пра-Алдана существовало более расчлененное плато. На Алданском щите, в его западной части, развивался в основном мелкосопочный рельеф, разделенный денудационными равнинами — остатками палеогеновой денуда-

ционной поверхности, существовавшими на месте мезозойских впадин. В восточной части щита преобладал, по-видимому, низкогорный рельеф, а на месте Токинского становика, Учуро-Идюмского хребта и Тимптоно-Учурского массива возвышались средневысотные горные хребты и массивы с относительно пологими склонами и широкими слаборасчлененными вершинами, представляющими собой остатки эоцен-олигоценовой денудационной поверхности.

Такой тектонический режим, но с еще меньшей степенью активности, сохранился до конца плиоцена. В середине плиоцена в условиях весьма мягкого субтропического климата сформировались пединплены с красноцветной и пестроцветной монтмориллонитовой корой выветривания (Е. Б. Хотина, 1977 г., Е. Б. Хотина, О. Н. Жежель, 1984 г.). Плиоценовые долины наследовали более древние — дат-палеоценовые — палеогеновые и миоценовые, приуроченные к узким грабенам и внутригорным впадинам. Реки превратились в системы слабопроточных, местами заболоченных озер, аккумулировавших озерно-аллювиальные и озерно-болотные отложения битунской свиты. Таким образом, в плиоцене начался очередной этап тектонической стабилизации и формирования следующей денудационной поверхности. Однако он не получил завершения.

В конце плиоцена — начале плейстоцена началось интенсивное сводово-глыбовое поднятие, в которое были втянуты узкие грабены и внутригорные впадины с приуроченными к ним речными долинами. Тогда возникла современная гидросеть, унаследовавшая древнюю кайнозойскую и аккумулировавшая аллювий угинской свиты. В тектонических впадинах образовались озера Б. и М. Токо.

В плейстоцене не было каких-либо значительных перестроек гидросети, заложившейся еще в дании — палеоцене, о чем свидетельствуют особенности залегания и распределения увеличивающихся к устьям долин мощностей плейстоценового аллювия. Небольшие перестройки, связанные с поднятиями блоков низких порядков, не имели принципиального значения. Формирование тогдашнего рельефа определялось прерывистыми неотектоническими поднятиями и происходило в условиях смены теплых и холодных эпох (Е. Б. Хотина, 1983 г.). Структурный план бассейна Алдана в целом соответствовал раннекайнозойскому. При этом через структурно-денудационные формы рельефа отчетливо проявились древние архейские, протерозойские и фанерозойские структуры. Блоковые неотектонические поднятия не затушевывали, а наоборот, подчеркивали древний структурный план региона.

ПОЗДНИЙ КАЙНОЗОЙ БАССЕЙНОВ РЕК ОЛЕКМА И ТУНГИР

Кайнозойские отложения рек Олекма и Тунгир слабо изучены и почти не охарактеризованы в печати. По материалам геологосъемочных работ в бассейнах этих рек развиты только породы среднего и верхнего плейстоцена, в единичных случаях — нижнего. Исследования авторов, охватившие долину р. Тунгир от пос. Тупик до устья и р. Олекма от устья р. Тунгир до пос. Куду-Кель позволяют выделить здесь неоген и полный разрез плейстоцена.

Бассейны аккумуляции кайнозоя связаны с особенностями геоморфологического строения территории. С юга на север р. Тунгир и затем р. Олекма дренируют Селенгино-Олекминскую провинцию средневысотных гор, альпинотипную Байкальскую рифтовую зону, область средневысотных столовых гор и, наконец, Приленское плато. Первая и последняя являются провинциями с активным осадконакоплением во впадинах забайкальского типа (Тунгирской, Корсугинской, Среднеолекминской и др.) и прогибах (Уздейский и др.). Байкальская провинция и область средневысотных столовых гор отличаются преимущественно транзитом обломочного материала, за исключением мелких впадин зоны Байкальского рифта (Ханинской, Тунгурчаканской и др.).

При решении вопросов стратификации неогена и плейстоцена ведущая роль принадлежит выяснению этапов аккумуляции аллювиальных отложений. Для неогена — это толщи погребенного аллювия, для плейстоцена — отложения цикловых террас. В долинах рек Тунгир и Олекма наблюдается семь циклов. Высоты террас, как обычно, увеличиваются вниз по течению рек. Отклонения от этого правила наблюдаются в зоне Байкальского рифта и во впадинах. В первом случае они повышаются, во втором — высоты их уменьшаются и часто сокращается число террас, если наблюдается погружение впадин и соответственно погребение аллювия.

Неоген представлен позднемiocеновой корсугинской и плиоценовой улутогинской толщами. Корсугинская толща обнажается в цоколях низких (I—III) террас в долинах Тунгира, Олекмы, Нюкжи; залегает она на докайнозойских породах и перекрывается осадками плиоцена и плейстоцена. Сложена крупно-косослоистыми валунно-галечными и песчаными отложениями оранжево-бурого и оранжево-красного цветов. Вниз по течению гранулометрический состав осадков меняется от галечно-валунных по Тунгиру на участке от пос. 4 км до устья р. Мачусучи, гравелистых и галечных до пос. Ср. Олекма и песчаных по р. Нюкжа. В том же направлении увеличивается

окатанность обломков от II—III классов до III—IV (по А. В. Хабакову). Породы выветрелы и отличаются повышенной миграционной прочностью, колеблющейся от 70 до 75 %. В их составе более 50 % кварцевых и кварцтурмалиновых галек и валунов. Среди гранитоидов и гнейсов преобладают валуны лейкократовых разностей, гальки несут корочки выветривания. В минералогическом составе доминируют магнетит и ильменит, резко повышено содержание мартита (до 30 %), присутствует вторичный лейкоксен. В легкой фракции полевые шпаты каолинизированы. Эти особенности вещественного состава говорят о наложенном характере гипергенеза и характеризуют породы как корни коры выветривания. Спорово-пыльцевой комплекс (СПК) пород, по определению Н. И. Филиной, говорит о развитии ольхово-березовых лесов с примесью ели, пихты, сосны ольхово-березовых лесов с примесью ели, пихты, сосны (до 10 %) и широколиственных пород тургайского типа (от 1,5—9 %): вяза, бука, лещины, граба, липы, ореховых (0,7—3 %), а также мирики и мирикоидных (0,7—4,6 %). Содержание теплоумеренных пород в валунно-галечных отложениях по сравнению с песчаными уменьшается до 1,5—2 %. Приведенный СПК позволяет предполагать позднемоценовый возраст пород корсугинской толщи. Мощность 1,5—8 м.

Улутогинская толща плиоценового возраста представлена преимущественно галечниками и полимиктовыми песками светло-серого цвета, залегающими на породах докайнозойского возраста. В отличие от корсугинской толщи галечники не несут следов выветривания, в их составе преобладают гранитоиды, коэффициент миграционной прочности которых 60—64 %, а коэффициент окатанности до 82,5 % (III—IV классы, по А. В. Хабакову). До 20—40 % составляют уплощенные гальки. В СПК, сохранившем родовой состав растительности корсугинской толщи, увеличивается роль голосеменных (преимущественно сосен) до 18—20 %. Среди покрытосеменных по-прежнему доминируют береза и ольха, но исчезают мирикоидные, а также буки. Общее количество пыльцы тургайского типа колеблется от 5 до 7 %. Стратотип расположен в юго-восточной части Уэдейской петли р. Олекма. Мощности толщи 2—15 м.

Среди четвертичных отложений наиболее широко представлены средне- и верхнеплейстоценовые, раннечетвертичные встречаются в единичных разрезах.

Нижний плейстоцен наиболее надежно устанавливается в юго-восточной части Уэдейской петли долины Олекмы. Светло-серые горизонтально- и ритмичнослоистые, полимиктовые пески залегают здесь на улутогинской толще, слагая террасу 100—120 м высоты. СПК небогаты и характеризуют развитие березово-сосновых лесов с участием широколиственных пород (0,8 % липы, 3,2—3,7 % граба, единично вяза, до 2,5 % дуба)

и разреженных травостоем. В аллювий террасы врезаются осадки среднего и верхнего плейстоцена. Эти данные позволяют датировать аллювий ее ранним плейстоценом. С долей условности к нижнему звену можно отнести палеонтологически немой аллювий высоких (160—200 м) цокольных террас в районе пос. Нюкжа и в устье Курульты.

Средний плейстоцен, как и по всему Забайкалью, представлен констративной толщей аллювиальных буровато-желтых песков мощностью 80—100 м. Они с размывом ложат на докайнозойских и более древних кайнозойских отложениях и перекрываются осадками верхнего плейстоцена. Представительный разрез их расположен на р. Тунгир в 5,8 км ниже устья р. Танатра (Танатринский разрез).

Начало среднего плейстоцена ознаменовалось формированием селенгинского горизонта, включающего аллювий V террасы и во впадинах — погребенный аллювий. В Танатринском разрезе в цоколе II надпойменной террасы (высотой 20 м) под осадками кропоткинского надгоризонта залегают среднезернистые, в основании — разнотернистые пески с прослоями мелкозернистых и супесей. Слоистость их горизонтальная и диагональная. В породе много остатков древесины. По простираанию, вверх по реке, пески замещаются торфом, а вниз по реке — десерпционными образованиями. СПК отражает развитие березовых и смешанных лесов с примесью сосны, ольхи, ели, пихты, липы. Небольшие площади были заняты безлесными пространствами с обильным травостоем. Положение отложений в разрезе и СПК не противоречат датированию их селенгинским временем. Мощность 10—12 м.

К синхронным отложениям относится песчано-галечный аллювий V террасы рек, вложенный в раннеплейстоценовые осадки. Верхняя возрастная граница определяется примыканием к V террасе аллювия IV террасы кропоткинского надгоризонта. Мощность 1,5—3 м.

Отложения кропоткинского надгоризонта (2) в Танатринском разрезе лежат с размывом на селенгинских и представлены средне- и мелкозернистыми песками горизонтально-слоистыми с прослоями погребенных почв и торфа. В верхней и нижней частях слоистость пород деформирована криогенными текстурами. Для этих частей разреза СПК свидетельствуют о развитии в ландшафте тундростепей. На более увлажненных местах существовали криволесья, а в пониженных — березовые леса с примесью сосны. Следовательно, климат был суровым, отвечающим ледниковому времени.

Средняя часть разреза, сложенная желтовато-бурыми косо-слоистыми среднезернистыми песками с прослоями маломощной почвы, судя по СПК, аккумуляровалась в иных климатических условиях. В это время существовали березовые леса с примесью сосны (7,1 %), липы (2,5—3,5 %), орешника (0,9—

1,5 %), ели (0,7—1,2 %) и разнотравье. Такая растительность позволяет предполагать умеренно-теплый и влажный климат, характерный для межледниковья.

Таким образом, в танатринском разрезе представлены отложения двух ледниковых эпох и разделяющего их межледниковья среднего плейстоцена. Ледниковые эпохи соответствуют устькиранскому и боржигантайскому ледниковьям Забайкалья, а межледниковые отложения, названные нами тунгирскими слоями, выделены в качестве тунгирского горизонта (Решения Всес. стратигр. совещ. по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч. 3. Четвертичная система, 1983 г.). Из отложений кропоткинского надгоризонта состоит IV терраса Олекмы и Тунгира во всех впадинах. Вещественный состав осадков и их текстурные особенности аналогичны описанным в Танатринском разрезе.

В позднем плейстоцене формировался аллювий I, II и III надпойменных террас, а также ледниковые и склоновые образования. Аллювиальные отложения врезаны или вложены в осадки среднего плейстоцена и образуют парагенетические сочетания со склоновыми образованиями.

Наиболее древними из них являются галечники сувинского возраста, наблюдавшиеся только в разрезе Красный Яр в Среднетунгирской впадине. В разрезе I террасы они лежат на породах корсугинской толщи и перекрываются аллювием. Галечник средний и мелкий, состоящий на 95 % из гранитоидов, окатанный до I—III класса (по А. В. Хабакову). По данным СПК климат времени их накопления был умеренно теплым и влажным, позволяющим расти березовым лесам с примесью хвойных пород, чередовавшихся с обширными луговыми пространствами. В лесах было много ели и ольхи (по 6,2—6,5 %), а в травостое — злаков и полыни.

Породы томпинского ледниковья слагают верхнюю часть III пойменной террасы, цоколи I и II террас сложены бурыми и желтовато-бурими песками и галечниками горизонтально, реже косослоистыми. Слоистость всегда деформирована крупными криогенными текстурами. Богатые СПК характеризуют тундростепь. 90 % пыльцы в нем представлено травянистыми растениями с доминантой осоковых (до 94 %). Из спор много *Selaginella sibirica*.

Ледниковые отложения нигде не выходят в долины Тунгира и Олекмы, концентрируются в бассейнах их притоков и слагают конечные и донные морены троговых долин мощностью до 60 м.

К степановскому горизонту могут быть отнесены только аллювиальные отложения II надпойменной террасы высотой до 15 м в долине р. Тунгир и до 20—28 м по р. Олекма. Терраса чаще всего цокольная с мощностью песчано-галечно-валунного аллювия 1,5—5 м. По СКП во время формирования

террасы были развиты березовые леса с примесью сосны, ели, ольхи и ивы, произраставшие в умеренном климате.

Венчают разрез позднего плейстоцена осадки ошурковского горизонта — аллювий I террасы и сопряженные с ним склоновые отложения. Первая терраса сложена бурыми песками, галечниками и валунниками обычно слабоокатанными, горизонтальная и диагональная слоистость которых изменена криогенными текстурами. Осадки формировались в перигляциальной зоне, где, судя по СПК, существовали березовые леса с небольшой примесью сосны. Похолодание здесь сказалось лишь на увеличении числа кустарниковых, сибирского плаунка и морошки.

Голоцен представлен пестрым по составу аллювием поймы и русла со спорово-пыльцевым комплексом лесного типа.

УДК 551.79 : 552.14

Е. И. Корнутова, В. П. Цветков

КАЙНОЗОЙСКИЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ БАРГУЗИНСКОЙ ВПАДИНЫ

Основные проблемы кайнозойского седиментогенеза Баргузинской впадины, как впрочем и всех впадин Байкальской рифтовой зоны, сводятся к выявлению начальных этапов осадконакопления, режима аккумуляции толщ на протяжении всего кайнозоя, генезиса отложений, а также оледенения территории.

В современном денудационном срезе основные районы развития палеогеновых и неогеновых отложений расположены по левобережью р. Баргузин, подчеркивая тем самым присущую Баргузинской впадине асимметрию ее поперечного профиля. Наиболее древние образования вскрыты скважиной у с. Могойто на глубине 1398 м. Это каолинит-гидрослюдистые зеленовато-серые глины коры выветривания, развитой по биотитовым кварц-полевошпатовым гнейсам. Кора выветривания с разрывом перекрывается красноцветными валунно-галечниковыми отложениями, представленными кварцем, выветрелым гранитом и гнейсом. Сходный песчано-галейный аллювий наблюдается в долинах ручья Гремячий и р. Курумкан при выходе их из Баргузинского хребта, а также у подножия Икатского хребта вблизи пос. Душелан. В Душеланском разрезе галечники слабо окатаны ($K_{ок} = 12-14\%$)*, в их составе много гранитоидов (72 %) и около 20 % кварца. Вся толща ожелезнена, окрашена в яркий оранжевый цвет и интенсивно выветрелая. Глинистая фракция ее существенно каолинистая с

* Здесь и далее описываются галечники диаметром 2—4 см.

примесь гидрослюды и следами монтмориллонита. В спорово-пыльцевом комплексе (СПК) преобладает пыльца древесных растений (до 82 %), споровых только 7—8 и травянистых 10—11 %. Споры разнообразны: по 1—1,5 % составляют *Coniopteris* sp., *Gleichenia* sp., *Lophotriletes* sp.; в долях процента отмечены сфагнум, ликоподиум, селлагинелла и кочедыжниковые. В составе трав 3,4 % злаковых, от 0,9 до 1,5 % осоковых, маревых, крестоцветных, сложноцветных и полины. Среди древесных пород содержание пыльцы голосеменных достигает 80 % с явной доминантой разнообразных сосен (до 75 %): *Pinus silvestrifomis* Z a k l. (32 %), до 24 % — *P. taedaeformis* Z a k l., *P. excelsaeformis* Z a k l., *P. strobiformis* Z a k l., *P. cristata* P a n. В единицах и долях процента присутствуют *Ginkgo* sp., *Abies* sp., *Tsuga torulosa* Z a k l., *Picea* sp., *P. alata* Z a k l., *obovata* L d b. Широколиственных мало (2,4 %) и представлены они только *Juglans* sp. и *Carpinus* sp. О. Н. Жежель считает этот комплекс не древнее позднего палеогена. Душеланские галечники сходны с охристыми плотно сцементированными выветрелыми валунно-галечными отложениями разреза Кукугунда-1 (Верхнесюльбанская впадина). Правомерность их идентификации подтверждается близкими и достаточно низкими значениями коэффициентов миграционной прочности галечников (КМП) — 50—55 %, подчеркивающих принадлежность этих образований к формации коры выветривания. С. С. Осадчий (1984 г.) считает верхнесюльбанские галечники возрастными аналогами каменной свиты Западного Прибайкалья. Исходя из этого аккумуляцию душеланских и сходных с ними образований в Баргузинской впадине следует датировать раннеолигоценом, а наложенную на них кору выветривания — средним (?) — поздним олигоценом. Вероятно, к этой же эпохе относится формирование коры выветривания преимущественно гидрослюдистого состава, развитой по гранитам в Алгинском районе и перекрытой миоценовыми отложениями (В. В. Ламакин, 1953 г.). Следовательно, глины, залегающие в основании скважины у с. Могойто, имеют заведомо доолигеновый возраст. Принимая во внимание наличие достаточно хорошо изученных и обоснованных эпох корообразования и седиментационных циклов, выделяемых в сопряженно развивающемся с Байкальской рифтовой зоной Предбайкальском прогибе, можно предположить, что формирование глин происходило в позднепалеоцен-раннеэоценовое время.

Миоценовые отложения, входящие в состав танхойской серии, с размывом лежат на осадках палеогена и корах выветривания. Они широко распространены в Баргузинской впадине. В ее осевых частях это преимущественно песчано-глинистые отложения с прослоями бурых углей. При приближении к бортам впадины содержание тонкодисперсных частиц сокращается и соответственно возрастает роль песчано-гравелистой фрак-

ции. Так, в основании разреза 15-метровой террасы р. Ина в районе пос. Юбилейный залегают охристо-желтые косослоистые песчано-гравелистые отложения с прослоями алеврита, бурых углей и глин. В СПК преобладает пыльца древесных растений (93,2—99,7 %), при незначительном участии кустарничковых (0,3—5,6 %) и спор (0,3—3,5 %). В составе древесных пород господствует пыльца голосеменных (74,4—99,2 %): *Picea* sp. (30,6—73,3 %), *Tsuga* sp. (5,3—26,7 %), разнообразных сосен (16,4—37 %). В единицах и долях процента встречается пыльца *Cupressaceae*, *Podocarpus* sp., *Ginkgo* sp. Покрытосеменные (до 22 %) характеризуются большим разнообразием родового состава: березы и ольхи (0,3—14 %), широколиственных (4—11 %) — *Corylus* sp., *Carpinus* sp., *Juglans* sp., *Carya* sp., *Ulmus* sp., *Tilia* sp., *Ilex* sp. Кустарничковые представлены *Ericaceae*, а споровые — семейством кочедыжниковых. Этот спектр близок СПК, описанному Е. Д. Заклинской (1950 г.) из миоцена Алгинского разреза, отличаясь более бедным составом сосен и кустарничковых растений.

Средне-верхнеплиоценовые образования представлены красноцветной монтмориллонитовой корой выветривания, развитой как по докайнозойским породам, так и по осадкам палеогена и миоцена. В современном денудационном срезе сохранились лишь ее корни, которые фрагментарно прослеживаются в краевых частях впадины. Эта кора выветривания аналогична красноцветному средне-верхнеплиоценовому элювию Забайкалья.

Основная площадь развития верхнеплиоценовых галечных и валунно-галечных отложений курумканской толщи устанавливается в районе дельты р. Ина, где они слагают цоколи террас низкого комплекса. В петрографическом составе обломков преобладают породы высокой миграционной прочности: кварц, кварцит, аплит, плагиогранит. КМП галечников меняется от 71 % в предгорной полосе Икатского хребта до 83 % при удалении в глубь впадины. В этом же направлении увеличиваются значения коэффициента окатанности галечного материала от 36 до 66 %. Среди обломков 15—20 % составляют гальки, имеющие дисковидную форму. Породы с размывом залегают на осадках миоцена и перекрываются отложениями раннего плейстоцена. Аналогичные валунно-галечные образования прослеживаются в цоколях поймы и I надпойменной террасы р. Гарга выше урочища Тунген и р. Курумкан при выходе ее из Баргузинского хребта. Ранее курумканские отложения включались В. В. Ламакиным (1953 г.) в состав морен тазовского, а Э. И. Равским (1964 г.) — самаровского оледенений.

Нижнечетвертичная ининская толща широко распространена в дельте Ины. Представлена она зеленовато-бурой плотной горизонтальнослоистой глиной с обломками выветрелых гранитов и залегающими под ней бурыми разнозернистыми косо-

слоистыми песками с прослоями темно-серых глин. Обнаруженные в них остатки *Equus* sp. (очень крупная форма)* позволяют относить вмещающие породы к раннечетвертичному времени.

К селенгинскому времени (Q_{II}^1) относится формирование гаргинской свиты, включающей аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения, слагающие V надпойменную террасу и цоколи средневысотных террас р. Баргузин. Это преимущественно разнозернистые полимиктовые пески желтого, белого, голубовато-серого цвета с косой слоистостью диагонального и клиновидного типа мощностью косых серий от 10 до 50 см (при длине 10—15 м) и мощностью пачек косых серий 3—6 м. В СПК нижней части разреза преобладает пыльца древесной растительности, из которой 74 % представлено голосеменными — елью (61 %), сосной (15 %), пихтой (1 %); 23 % приходится на пыльцу березы. Аналогичный СПК приводится для песков урочища Зармат. Выше по разрезу количество пыльцы трав возрастает до 58 %. Приведенные данные позволяют предполагать развитие в это время хорошо выраженной вертикальной зональности. Темнохвойная тайга покрывала подножия и склоны гор, в Баргузинской же впадине, как и теперь, господствовала степь. Возраст осадков подтверждается найденным в них фрагментом черепа *Spirocerus kiakhensis* (М. Р а в л.).

Отложения кропоткинского надгоризонта (Q_{II}^{2-4}) составляют куйтунскую свиту. Она залегает на ранне-среднечетвертичных породах. Это средне- и мелкозернистые серые полимиктовые пески мощностью до 60 м с очень пологой косой слоистостью. Мощность косых серий 10—40 см, а протяженность более 50 м; мощность пачек косых серий составляет 2—8 м. Текстуры пород в верхней и нижней частях разреза деформированы псевдоморфозами по первично-грунтовым жилам. СПК отражают развитие холодных степей. В средней же части разреза — сосново-еловых лесов с примесью березы и незначительным травянистым покровом. Таким образом, геологические, текстурные и палинологические данные свидетельствуют об аккумуляции пород в перигляциальной зоне в течение двух ледниковий и разделяющего их межледниковья.

Сувинский горизонт (Q_{III}^1) и соответствующая ему одноименная свита представлены аллювиальными тонкозернистыми песками и супесями, слагающими нижнюю часть разреза III надпойменной террасы рек Баргузин, Суво, Ина и др. Присутствие в них фрагментов костей *Equus caballus* sub sp. и черепа *Bos primigenius* Во j указывает на их позднелепистоценовый возраст. Кроме того, породы Сувинского куйтуна включают комплекс пресноводной малакофауны: *Gyraulus acronicus*

* Здесь и далее фауна млекопитающих и время ее обитания определены Э. А. Вангенгейм.

(Fer.), *Pisidium amnicum* (Müll.), *Valvata confusa* West., свидетельствующих о близком к современному климате эпохи накопления осадков.

Томпинский горизонт (Q^2_{III}) включает аллювиальные и ледниковые отложения. Аллювиальные пески (серые, желтовато-серые полимиктовые косослоистые) слагают верхнюю часть разреза III надпойменной террасы. Присутствие в них крупных сингенетических криогенных деформаций указывает на холодный климат времени седиментации. Залегают они на фаунистически охарактеризованных отложениях сувинского горизонта. Ледниковые образования слагают гряды конечных морен, прослеживающихся только вдоль подножия Баргузинского хребта и выдвинутых в пределы впадины не более чем на 2—4 км. Представлены они валунными суглинками серого, бурого, красновато-бурого цвета мощностью от первых до 40 м. В долинах рек Алла и Курумкан они слагают верхнюю часть разреза III надпойменной террасы. В них врезаны и к ним прислонены II и I террасы, причем в последней обнаружены криогенные текстуры, сформированные в ошуровское время (Q^4_{III}). Следовательно, ледниковые и аллювиальные отложения занимают сходную геологическую и геоморфологическую позиции и на основании этого не могут быть древнее эпохи первого позднечетвертичного оледенения.

Осадки степановского возраста (Q^3_{III}) слагают II террасу р. Баргузин и его притоков. Они включают СПК лесных палеоландшафтов умеренно теплого и относительно влажного климата. В краевых частях впадины в это время накапливались делювиальные суглинки с прослоями погребенных почв и пролювиальные валунно-глыбовые, плохо окатанные образования. Возраст пород определяется их залеганием на осадках III террасы и врезом в них I скульптурной террасы.

В ошуровское время (Q^4_{III}) аккумулируется аллювий I надпойменной террасы. Характерной его чертой является практически повсеместное развитие сингенетичных криогенных текстур, указывающих на суровый климат эпохи его накопления. Значительное распространение в это время получили делювиальные щебнисто-суглинистые и лессовидные образования. Последние наблюдаются в верхних частях разрезов всех террас.

В составе голоценовых аллювиальных отложений выделяются осадки трех уровней поймы. Их распространение контролируется современными тектоническими движениями.

Изложенный материал показывает, что установившийся на значительной площади Сибири в конце позднего мела режим относительной тектонической стабилизации в Баргузинской впадине был прерван, по крайней мере, в середине эоцена. Тектонические движения уже в это время обозначили контуры Баргузинской рифтовой структуры. Судя по характеру осад-

ков, наиболее активные перемещения блоков земной коры наблюдались по обе стороны Баргузинского сброса, меньшие амплитуды отмечались в юго-западных частях впадины и Икатском хребте. Вероятно, днище впадины в момент заложения было разбито на отдельные блоки, также испытывавшие дифференцированные движения. Эта активизация привела к частичному или полному размыву коры выветривания и аккумуляции галечных и валунно-галечных отложений среднеэоцен-раннеолигоценового возраста. Во второй половине олигоцена вновь устанавливается относительно стабильный тектонический режим, способствовавший сглаживанию орографических контрастов и формированию коры выветривания. В миоцене значительные площади впадины вовлекаются в медленное прерывистое опускание, а горное обрамление испытывает такие же восходящие движения. В центральных частях впадины накапливаются преимущественно озерные и озерно-аллювиальные песчано-глинистые осадки с прослоями бурых углей. По мере приближения к бортам впадины они замещаются песчано-гравийными и галечными отложениями. Подобный тип седиментогенеза был, вероятно, характерен и для раннего плиоцена. В среднем плиоцене темп тектонических движений замедляется, господствуют эрозионно-денудационные процессы с формированием педиментов. Эта эпоха разделяет поздние и раннекайнозойские этапы активизации Байкальской рифтовой зоны. Интенсификация в позднем плиоцене тектонических движений обусловила накопление грубообломочных валунно-галечных образований по обрамлению впадины и гравийно-галечных и песчаных отложений в ее внутренних частях. Наличие в их составе галек дисковидной формы позволяет предполагать наряду с хорошо развитой речной сетью существование озерных бассейнов. В раннем плейстоцене озерный режим седиментации сменяется аллювиальным. В среднем плейстоцене дифференцированные тектонические движения сопровождаются ритмичными изменениями климата, что приводит к накоплению констративного аллювия с двумя горизонтами криогенных деформаций и перераспределению областей аккумуляции. Прилегающие со стороны Икатского хребта блоки впадины в начале кропоткинское время стабилизируются и начинают отставать в погружении от ее центральных блоков. В это время получает морфологическое выражение V надпойменная терраса, представляющая собой наиболее высокий аккумулятивный уровень куйтунов. Поздний плейстоцен наследует все черты предыдущего цикла осадконакопления. Волна стабилизации медленно восходящих (?) тектонических движений продвигается далее к северо-западу.

В результате формируются средний и низкий комплексы террас, а куйтуны получают современное выражение в рельефе. Одновременно в юго-западной части впадины, а также на

участках между куйтунами локализуются области интенсивного осадконакопления. В голоцене тектонический режим и бассейны аккумуляции сохраняются такими же, как и в предыдущем цикле осадконакопления.

Е. Б. Хотина, О. Н. Жежель, Г. М. Ромм

КАЙНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ АЛДАНО-АМГИНСКОГО СТРАТОТИПИЧЕСКОГО РАЙОНА ЮЖНОЙ ЯКУТИИ

В 1978—1983 гг. в Алдано-Амгинском районе южной Якутии выявлено и изучено свыше двадцати стратотипических разрезов аллювиальных и озерно-болотных отложений, считавшихся ранее четвертичными. В действительности в их составе присутствуют палеогеновые, неогеновые и четвертичные осадки (Е. Б. Хотина, 1977 и 1983 гг., Е. Б. Хотина, О. Н. Жежель, 1984 г.).

В основании разреза залегает верхнемеловая кора выветривания мощностью 10—12 м, подстилающая толщу кайнозойских отложений, представленная белесым и пепельно-серым мелко- и тонкозернистым глинистым песком, песчанистой глиной, галькой и хорошо окатанными мелкими валунами кварцевого и кремнистого составов. Среди глинистых минералов преобладает каолинит при подчиненном значении монтмориллонита. Кора выветривания развита на породах юры и верхнего мела и с размывом перекрывается верхнемеловыми — палеоценовыми отложениями джебарикинской свиты.

Верхнемеловые палеогеновые и неогеновые отложения представляют собою серию вложенных друг в друга разновозрастных аллювиальных, озерно-аллювиальных и озерно-болотных толщ общей мощностью 130—150 м.

Верхнемеловые палеоценовые отложения джебарикинской свиты (K_2-P_1 dg) выделяются впервые. Они представлены лимонно-желтыми, бурыми и пестроцветными валунно-галечными и песчано-галечными осадками русловой фации аллювия. В составе гальки и валунов, наряду с осадочными породами (30—35 %), преобладают кварц и кремнистые породы. Коэффициент миграционной прочности минералов (КМПМ) шлиха 76, галек — 62 %, а средний коэффициент их окатанности равен 70 % (Е. И. Корнутова, 1980 г.). Палинокомплекс (проанализировано 15 образцов) характеризуется господством споровых с преобладанием *Leiotriletes* sp. и *Osmunda* sp. (до 43 %). Пыльца голосеменных составляет более половины комплекса. На долю *Pinaceae* приходится до 40, *Tsuga* sp. — 3,9, *Podocarpus* sp. — 9, *Taxodiaceae* — 1,5—2, *Cedrus* sp. — 1,9 и

Ginkgo sp. — 1,5 %. Присутствуют *Fagus* sp. — 1,3, *Carpinus* sp. — до 2, *Castanea* sp. — 0,6, *Quercus* sp. — 0,7 %. Пыльца травянистых малочисленна и представлена *Cyperaceae* и *Compositae*. Присутствует пыльца, определенная по искусственной системе: *Tricolporopollenites* — до 10, *Trudopollis* sp. — 1,8, *Aquilapollenites* sp. — 1,6, *Tripolina globosa* Chlon. — до 1 %.

Отложения обнажаются в основании рыхлых цоколей различных по высоте террас Алдана и Амги и локально распространены на водоразделах. Их мощность составляет 3—7 м. Стратотипический разрез находится на правом берегу Алдана в 1,2 км ниже пос. Джебарики-Хая.

Палеоцен-эоценовая эльдиканская свита (P_1 — P_2 el) также выделена впервые. Это русловая фация аллювия — валунно-галечные, песчано- и гравийно-галечные отложения, розовые (за счет альмандина) и ржаво-бурые. В верхней части разреза осадки значительно выветрелые и являются по существу корнями каолининовой коры выветривания. КМПИМ шлиха составляет 77, а галек — лишь 34 %. Средний коэффициент их окатанности 68 %. СПК (8 образцов) отличается от джебарикинского сокращением количества спор *Osmunda* sp. (до 2—4 %) и *Alnus* sp. (до 17 %). Постоянно встречается пыльца *Taxodiaceae* (2,5 %), *Castanea* sp. (1,5—2 %), *Corylus* sp. (3—4 %), *Quercus* sp. (1,5—2,5 %), *Myrica* sp. (10—12 %). Появляется, но еще малочисленна, пыльца трав *Caryophyllaceae* и *Artemisia*. Присутствует пыльца, определенная по искусственной системе: *Anacolositites* sp. (до 5—11 %), *Oculopollis* sp. (0,8—1 %), *Tricolporopollenites* sp. (до 15 %). Свита обнажается в цоколях террас высотой 13—15, 18—20 м и на поверхности 200-метровой террасы Алдана. Стратотип находится на правом берегу Алдана, в 10 км ниже пос. Эльдикан. Мощность отложений 5—10 м.

Верхнеолигоценовые отложения саморсунской свиты (P_3 sm) выделены впервые. Они представлены песчано-алеворолитовым, песчаным, песчано-гравийным и песчано-галечным аллювием оранжевого, бурого и красноватого цветов. Характерно присутствие гальки с темной «лакированной» поверхностью. В составе гальки и валунов преобладают кварц и кремнистые породы (до 80 %). В отличие от эльдиканской свиты средний КМПИМ шлиха составляет здесь 85, а галек — 90 %, однако средний коэффициент их окатанности сокращается до 42 %. В СПК (6 образцов) вдвое возрастает (по сравнению с эльдиканской свитой) содержание *Alnus* sp. и *Betula* sp. (до 28 %). Несколько увеличивается разнообразие и количество постоянно присутствующих широколиственных *Quercus* sp. (до 4 %), *Juglandaceae* (3,3—4 %), *Acer* sp. (1,6—2 %), и жестколистных *Castanea* sp. (до 2 %), *Castanopsis* sp. (3,3—4 %), но значительно уменьшается содержание *Myrica* sp. (до 1,6—2 %). Среди голосеменных встречены *Picea* sp. (2—1,6 %), *Pinus* sp.

(4 %), *Cedrus* sp. (1—1,6 %), *Podocarpus* sp. (1,6—2 %), *Taxodium* sp. (3,3—4 %). По-прежнему мало, но несколько больше, чем в эльдиканской свите, пыльца трав. Пыльца, определенная по искусственной системе (*Tricolporopollenites* sp.), составляет 1,6—2 %. Отложения развиты преимущественно в бассейне Амги. Они обнажаются в цоколях низких террас и местами — на водоразделах. Их стратотип находится на левом берегу Амги у пос. Саморсун. Мощность свиты 8—10 м.

Нижнемиоценовые аллювиальные отложения чимнайской свиты (N_1^1 ч) — песчаные, реже — песчано-гравийные, песчано-галечные косослоистые ярко-розовые за счет альмандина, розовато-серые и оранжевые. КМПМ шлиха, в котором преобладает альмандин, составляет 80, галек — 78 %. При этом на более активном в тектоническом отношении участке — в долине Алдана — он равен 65 %, а в спокойном, приуроченном к платформе участке долины Амги, — 92 %. Средний коэффициент окатанности галек равен 55. На основании новых данных возраст свиты уточнен (не верхний, а нижний миоцен). В СПК (29 проб) вновь доминируют голосеменные с преобладанием сосны *Pinus protocembra* Zakl., *Pinus taedaeformis* Zakl., *Pinus excelsaefermis* и др. (до 27 %). Участвует *Picea* sp. до 5 %, и *Podocarpus* sp. (до 5 %). Много спор с преобладанием *Osmunda* sp. (до 32,7 %) и различных *Triletes* (до 13—18 %). Среди покрытосеменных постоянны теплоумеренные листопадные *Betula* sp. (до 6 %), *Alnus* sp. (2,5 %) и широколиственные *Corylus* sp. (0,7 %), *Carpinus* sp. (до 1,4 %), *Quercus* sp. (0,3—0,5 %), *Fagus* sp. (0,2—0,4 %). Количество пыльца трав (луговостепные ассоциации) увеличивается вверх по разрезу. Присутствует небольшое число форм, определенных по искусственной системе, — *Tripolina globosa* Chon. (до 1,9 %), *Aquilapollenites* sp. (0,3—1,3 %) и др. Свита развита на террасах Алдана и Амги высотой 150—170 м, но чаще обнажается в цоколях низких и средних террас. Стратотипы находятся в долине Амги в 9 км выше пос. Чимнаи и в долине Алдана, в 1,2 км ниже пос. Джебарики-Хая. Мощность свиты 20—25 м.

Верхнемиоценовые — нижнеплиоценовые отложения мандыгайской свиты (N_1^3 — N_2^1 мп)* — озерно-аллювиальные и аллювиальные — пойменные песчаные, алевроитовые и песчано-илистые, горизонтально-слоистые, полосчатые, розовые за счет альмандина, сероватые и ржаво-бурые. КМПМ шлиха составляет 83 %. В СПК (33 пробы) резко возрастает количество пыльца *Quercus* sp. (до 60 %) и *Castanea* sp. (до 50 %). Много *Betula* sp. (до 40 %), *Alnus* sp. (18—20 %). До 25 % составляют пыльца *Pinus* sp. и *Myrica* sp. На пыльцу *Juglandaceae* приходится 2—4 %. Значительно сокращается число зерен

* Состав палинокомплексов эльдиканской, мандыгайской и битюнской свит определен сотрудниками МГУ Л. А. Козяр и Н. Н. Жильцовой.

Osmunda sp. (до 8,5 %). Богато представлена пыльца разнообразья с господством *Chenopodiaceae* (до 45 %) при значительном участии *Artemisia* sp. (до 25 %). Присутствует пыльца, определенная по искусственной системе, — *Tricolporopollenites* sp. (до 2 %), *Tripoporopollenites* sp. (1—1,5 %).

Свита обнажается в цоколях террас Амги и на низких водоразделах. Ее стратотип расположен на левом берегу Амги, близ пос. Мандыгай. Мощность свиты 35—40 м.

Средне-верхнеплиоценовые отложения битунской свиты (N_2^{2-3} bt) — озерные и озерно-болотные голубовато- и зеленовато-серые тонкогоризонтальные слоистые, «замшевые» глинистые и суглинистые алевроиты и супеси, местами с прослоями и линзами илов. В низах свиты — линзы красной монтмориллонитовой тонкодисперсной глины из нижне-среднеплиоценовой коры выветривания. КМПМ шлиха составляет 86 %. Отложения включают раковины моллюсков, определенные Я. И. Старобогатовым (ЗИН АН СССР): *Anisus acronicus* sp., *Euglesa* Sor., *Valvata pulchella* sp. СПК (9 проб) отражает растительность типа дубово-каштаново-сосновых лесов с постоянным присутствием *Quercus* sp. (до 50 %), *Myrica* sp. (до 25 %), *Pinus* sp. (до 30 %), *Betula* sp. (до 40 %), *Alnus* sp. (до 18 %), *Salix* sp. (до 8 %). В отличие от мандыгайской свиты, содержание пыльцы *Castanea* сокращается до 20 %. Присутствуют споры *Sphagnum* sp. и *Osmunda* sp. (до 2 %). Субдоминантами являются *Taxodiaceae* (до 6 %) и *Acer* sp. (до 4 %). Богат травянистый покров с преобладанием сложноцветных.

Отложения распространены в левобережной части Амги. Обнажаются в цоколях террас. Стратотип расположен на левом берегу Амги у пос. Битун. Мощность свиты 18—20 м.

Четвертичные отложения залегают на палеогеновых и неогеновых с размывом, отличаясь от них серой и палевой окраской, более тонким гранулометрическим составом и присутствием сингенетического пирита. Визуально они очень похожи на подстилающие отложения. В основании разреза лежат нижнечетвертичные отложения кыныльюкской свиты (Q_1 kn), соответствующие талагайкинскому — шайтанскому горизонту Средней Сибири. Они представлены аллювиальными и озерно-аллювиальными тонкозернистыми песками с косой и горизонтальной слоистостью и частыми прослоями детрита — буровато-серыми, розоватыми и шоколадно-коричневыми. Средний КМПМ шлиха в амгинских разрезах составляет 87, а в алданских — 75 %. Отложения включают семенную флору, определенную П. И. Дорофеевым (БИН АН СССР): *Bunias cochlearioides* Murr., *Larix* sp., *Potamageton alpinus* Ball. и др. СПК свидетельствует о растительности лесостепи с господством *Pinus*, *Betula* и *Alnus*. Встречается *Larix* sp., *Picea* sp. Единично *Carpinus* sp., обилие пыльцы травянистых растений (рис. 1). Отложения обнажаются в рыхлых цоколях низ-

ких и средних террас Алдана и Амги. Стратотип в долине Амги, близ устья ручья Кыньлюк. Мощность свиты 6—8 м.

Отложения, соответствующие среднему звену региональной схемы Средней Сибири, имеют локальное распространение. Они представлены мерзлотным солифлюксом охотской пачки ($Q^2_{II} oh$). Средний КМПМ шлиха составляет 75 %. СПК отражает растительность лесотундры и тундростепи с господством плаунов и папоротников. Единична пыльца *Pinus* sp., *Betula* sp., *Alnus* sp. и трав. Стратотип пачки — в долине Алдана, близ пос. Охотский перевоз. Мощность 2,5—3 м.

Казанцевскому горизонту стратиграфической схемы Средней Сибири отвечает нижеюэргейский аллювий 30—35-метровой террасы Алдана и Амги ($Q^1_{III} jur_1$), представленный илистым песком и алевритом со средним КМПМ шлиха — 74 %. Отложения бурые и черно-бурые, интенсивно гумусированные, включают горизонт погребенной почвы. Среди остатков семенной флоры П. И. Дорофеевым определены *Chara* sp., *Potentilla* sp., *Potamogeton perfoliatus* L., *Rubus* sp., *Larix* sp., *Betula* sp., *Platyphylla* Sukaz. Из моллюсков установлены *Anisus acronicus* sp., *Vallonia pulchella* sp. (наземная форма). Присутствуют кости млекопитающих, определенных И. Е. Кузьминой (ЗИН АН СССР), *Bison priscus* sp. и *Mammuthus primigenius* sp. СПК (см. рис. 1) отражает растительность темнохвойной тайги с участками лесостепи. Стратотип находится в долине Амги, близ руч. Юэргей. Мощность отложений 1,8—2,5 м.

Нижнезырянскому горизонту региональной схемы соответствует нижнекюлюкчунская свита ($Q^2_{III} kl$), представленная лессовидными алевритами, супесями и суглинками с КМПМ шлиха, равной 83 %. Среди раковин пресноводных моллюсков определены *Euglesa* Сог. и *Anisus acronicus* sp., среди костных остатков млекопитающих — *Equus lenensis* sp., *Bison priscus* sp., *Mammuthus primigenius* sp. СПК отражает растительность тундры и тундростепи (см. рис. 1). Отложения широко распространены в долине Амги и на Лено-Амгинском междуречье. Стратотип — в долине Амги, близ устья ручья Кюлюкчунский. Мощность отложений 6—8 м.

Среднезырянскому (сарганскому) горизонту региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Средней Сибири аналогичен верхнеюэргейский педокомплекс ($Q^3_{III} iug_2$), четко преследующийся среди лессовидных отложений. Средний КМПМ шлиха составляет 82 %. Палинокомплекс отражает растительность березового редколесья (см. рис. 1). Имеющиеся датировки по ^{14}C 39900 (ЛУ—1095), 40210 ± 10340 (ЛУ—1096) выполнены в ЛГУ Х. А. Арслановым. Мощность горизонта 1,5—2,5 м.

Верхнезырянскому (сарганскому) горизонту региональной схемы соответствует верхнекюлюкчунская лессовидная свита ($Q^4_{III} kl_2$), представленная лессовидными алевритом, супесью,

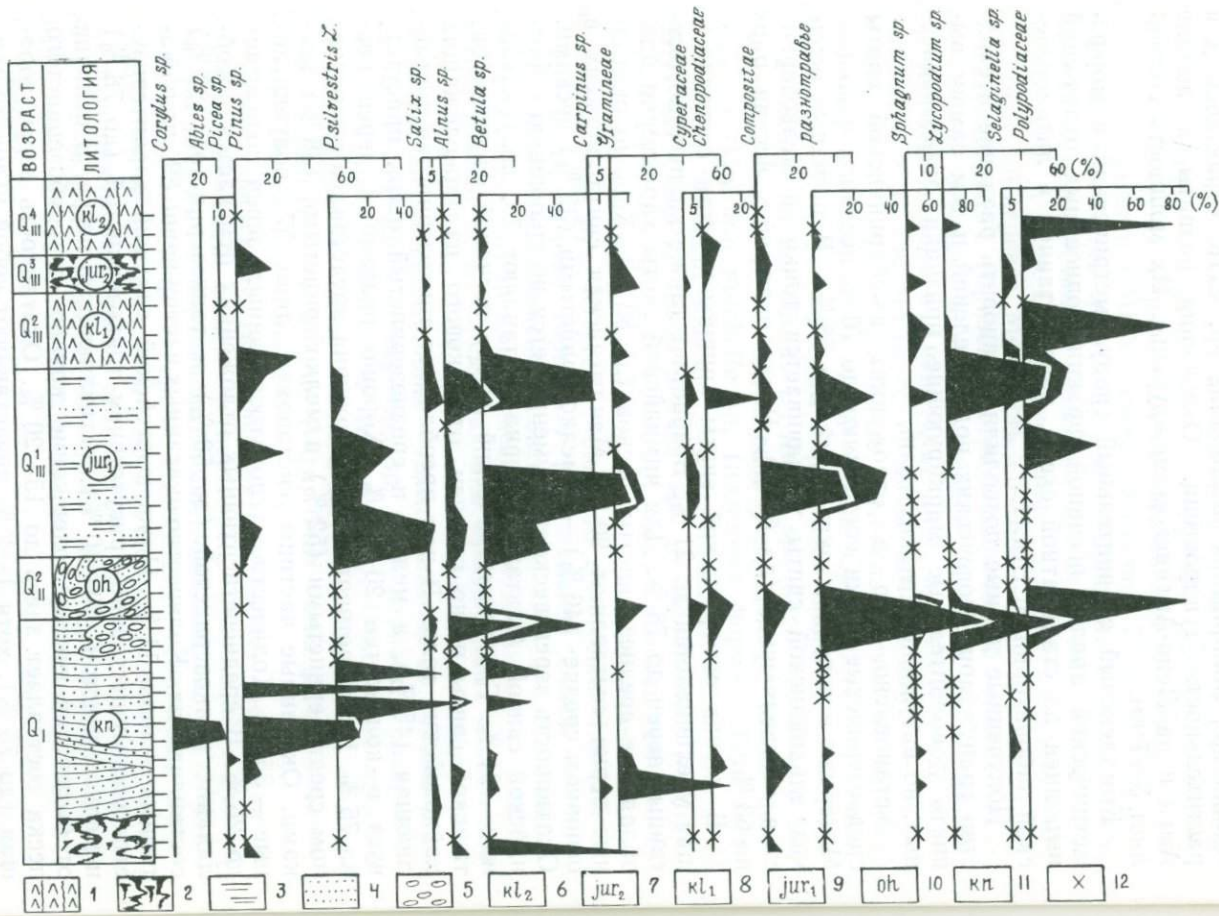
суглинком с КМПИМ шлиха — 86 %, содержащая (по определению Е. И. Кузьминой) кости *Equus lenensis* sp., *Rangifer tarandus* sp., *Mammuthus primigenius* sp. СПК характерен для растительности тундростепи. Отложения развиты в долине Амги и на Лено-Амгинском междуречье. Их мощность составляет 5—7 км.

Комплексный сравнительный гранулометрический и морфометрический анализ песчаной фракции описанных отложений выполнен по стандартной схеме, разработанной в литологической лаборатории ВСЕГЕИ.

Полученные данные позволили установить различие и сходство грануломорфологических подразделений и тем самым выявить дополнительные маркирующие признаки разновозрастных, но визуально похожих толщ.

Установлено, что в отложениях джебарикинской свиты среднезернистые пески составляют до 70 % песчаной фракции. Материал в основном окатанный (до 58 %). В песчаных осадках эльдиканской свиты увеличивается тонко- и мелкозернистая составляющая (до 62 %). Число окатанных частиц равно 63 %.

В песках саморсунской свиты крупнозернистая составляющая увеличивается до 21 %. Возрастает также количество окатанных зерен до 78 %. Для чимнайской свиты характерно преобладание среднезернистых песков (до 83 %). Хорошо окатанные зерна составляют 90 %. Мандыгайская свита сложена в основном средне- (46 %) — и мелкозернистыми (32 %) песками. Окатанность зерен несколько уменьшается по сравнению с чимнайской свитой. Окатанные зерна составляют 78, полуокатанные — 21 %. Гранулометрический состав песчаной фракции битюнской свиты резко отличен от такового из нижележащих кайнозойских толщ. В нем преобладает тонкозернистая составляющая (45 %), а мелко- и среднезернистый песок присутствует в количестве 20—28 %. Хорошо окатанных зерен песка 75 %. Нижнечетвертичные отложения представлены в основном среднезернистыми (52 %) и мелкозернистыми (38 %) песками. Окатанные частицы составляют лишь 57, полуокатанные — 35 %. Количество угловатоокатанных зерен возрастает до 26 %. В среднечетвертичных отложениях отмечается преобладание мелкозернистой (до 50 %) и тонкозернистой (20 %) составляющих. Количество окатанных частиц равно 89, полуокатанных — лишь 11 %. Нижнеюэргейский аллювий характеризуется преимущественно присутствием тонкозернистой (до 78 %) и мелкозернистой (30—40 %) составляющими песка. В отличие от битюнской свиты, содержание крупно- и грубозернистого песка составляет здесь до 15—20 %. Окатанность зерен хорошая (до 75 %), хотя 1—2 % представляют собой угловатоокатанные частицы. Нижнеюлюкчунская лессовидная свита по гранулометрическому составу песчаной фракции близка ниже-



лежащим четвертичным отложениям. Преобладают тонкозернистые (45 %) и мелкозернистые (31 %) компоненты. Осадки верхнеюлюкчинской свиты в отличие от нижнеюлюкчинской менее сортированы. Наблюдаются сходные содержания средне-, мелко- и тонкозернистых составляющих (30, 36, 31 %). Увеличивается содержание среднезернистого песка (от 18 до 30 %) и уменьшение тонкозернистого (от 45 до 31 %). Возрастает количество окатанных частиц (от 70 до 74 %) при отсутствии угловатых.

УДК 551.782.2(571.1)

В. К. Шкатова

ПЛИОЦЕН СРЕДНЕГО ПРИИРТЫШЬЯ

В результате комплексных (в том числе палеомагнитных) исследований разрезов плиоценовых отложений севера Казахстана (Павлодарское Прииртышье) и юга Западной Сибири (Омское Прииртышье) впервые для всей территории Среднего Иртыша получен сводный региональный магнитостратиграфический разрез, приведенный в соответствие с мировой магнитохронологической шкалой. Сопоставление биостратиграфических и палеомагнитных данных дает возможность датировать фауны (павлодарскую, новостаничную, подпусклябинскую и др.) и выделить климатобиостратиграфические рубежи. Сводный разрез состоит из Павлодарского и Омского опорных разрезов. Первый является типовым для павлодарской и подпусклябинской фауны, второй — для новостаничной.

Павлодарский опорный разрез. Расчленение гусиноперелетских слоев в их стратотипе на три литостратиграфические пачки А, Б, В, фиксируемые в кровле погребенными почвами и впервые опробованные на палеомагнитный анализ, произведено автором в 1977 г. Об этом он сообщил на Всесоюзном совещании по абсолютной хронологии антропогена в Москве в 1978 г. (В. К. Шкатова, Г. И. Линькова, П. С. Минюк, 1980, 1982, 1984, В. К. Шкатова, 1986 г.). Новые данные позволили палеонтологически обосновать возраст нижней А и средней Б пачек и косвенно верхней пачки В.

В пачке А, представленной русловыми и пойменными фациями аллювия, в ее базальтовом слое обнаружен гиппарионовый комплекс фауны, позволяющий

датировать отложения первой половиной нижнего плиоцена (Л. Л. Гайдученко, 1983 г.). Пойменные фации и красноцветы пачки А в стратотипе «Гусиный перелет» и разрезах у поселков Лебяжье и Красный Ключ прямо намагничены и выделены в павлодарскую (гусиноперелетскую) субзону (Твера).

Позже была обнаружена фауна мелких млекопитающих в керне из красноцветных глин, аналогичная таковой из пачки А «Гусино перелета» (устное сообщение П. Ф. Савигова), палеонтологически подтвердив сделанную автором ранее на основе палеомагнитных данных корреляцию пачки А «Гусино перелета» и красноцветов у пос. Лебяжье.

Средняя пачка Б (гусиноперелетские слои s. s.) в стратотипе представлена зелено-бежевыми озерными глинами с маломощным базальным слоем в подошве и с погребенной почвой черного цвета типа луговой в кровле. Отложения пачки Б обратно намагничены. Захоронение фауны «Гусиный перелет» у г. Павлодар, насчитывающее более 60 видов позвоночных, приурочено к пачкам А и Б. Изучение гиппарионовых фаун (П. А. Тлеубердина, 1982 г.) и носорогов (Б. У. Байшашов, 1983 г.) из данного местонахождения указывает на послемэотический возраст вмещающих ее отложений. Палеомагнитно они датируются, по мнению автора, низами ортозоны Гилберта (5,3—4,5 млн. лет), что согласуется с данными (Э. А. Молостовский, 1983 г.; В. М. Трубихин, А. Л. Чепалыга, Е. Б. Бабак, 1984 г.) по корреляции понта Каспия и в целом Паратетиса с низами этой ортозоны.

Верхняя пачка В в разрезе «Гусиный перелет» сложена субаэральными пестроцветными (красноцветными) песчанистыми карбонатными плотными глинами с темно-коричневой (каштановой) почвой в кровле. Палеонтологических остатков в ней не обнаружено. Однако ее позиция в разрезе, а также сопоставление с соседними районами юго-востока Казахстана позволили автору связать время ее образования со среднеплиоценовым этапом и соответственно более поздними гиппарионовыми фаунами Карабастуза, Калмакпая и Есекарткана в целом. Пачка В в палеомагнитном отношении оказалась обратно намагниченной. Она сопоставлена с частью эпохи Гилберта, нижний возрастной рубеж которой палеомагнитно датируется автором около 4,5 млн. лет. Обратно намагниченными и приблизительно в том же возрастном диапазоне оказались отложения, вмещающие фауны Калмакпая и Есекарткана (устн. сообщ. Б. А. Борисова и П. А. Тлеубердины). Казахстанская среднеплиоценовая фауна есекартканского (калмакпайского) типа, по мнению П. А. Тлеубердины, хорошо сопоставляется со среднеплиоценовыми азиатскими фаунами, которые пришли на смену раннеплиоценовым гиппарионовым.

Выше пачки В в разрезе «Гусиный перелет» лежит метровой слой разнозернистых серых песков, среднеплиоценовый

возраст которых установлен по присутствию в них полевкозубого хомяка *Microtodon* sp. (В. Е. Зажигин, 1980 г.). Вероятно, аналогичные серые пески описаны в карьере детской железной дороги близ того же разреза, из которых определена гиппарионовая фауна более позднего варианта, чем в «Гусином перелете» (Л. Л. Гайдученко, 1983 г.). Малакофауна из этого местонахождения характерна для конца среднего плиоцена (В. С. Зыкин, 1984 г.). Серые пески палеомагнитно не изучены.

Выше, в разрезе Павлодарского Прииртышья, залегают иртышский и подпусклябжинский аллювий, палеонтологически и палеомагнитно датированные первой половиной позднего плиоцена (В. К. Шкатова, Т. И. Линькова, П. С. Минюк, 1980, 1982, 1984 гг.). Нижний — иртышский аллювий с остракодами, моллюсками и грызунами бетекейского фаунистического комплекса обратно намагничен и отнесен к концу ортозоны Гилберт. Верхний — подпусклябжинский аллювий, разделенный автором на две пачки А и Б, с одноименным фаунистическим комплексом в нижней пачке А (аналогом хапровского Восточной Европы) и с подпускловским криомером в верхней пачке Б, прямо намагничен и отнесен к ортозоне прямой полярности Гаусс, конец которой приходится на 2,4 млн. лет, с субзоной обратной полярности, названной автором лебжинской (Каена — Маммот).

Завершают разрез качирские озерные глины с плиоценовым спорово-пыльцевым комплексом, обратно намагниченные (верхи ортозоны Матуяма), выше которых залегают четвертичные отложения, охарактеризованные четвертичной фауной, прямо намагниченные (ортозона Брюнес).

Омский опорный разрез. Автором впервые предлагается расчленение плиоценовых отложений снизу вверх на черлакские слои s. s. (нижний плиоцен), новостаничные s. s. и рывтовские s. s. слои (средний плиоцен)* и впервые выделенные омские, ольховские, новочерлакские слои (верхний плиоцен).

Черлакские слои s. s. описаны автором в стратотипах «Заготзерно» и «Нефтебаза» в низах разреза у пос. Черлак в интервале 0—11 м и других разрезах. Представлены переслаиванием глин темных (зеленых, синих, черных) и светлых тонов с известково-мергелистыми желваками и почвенным горизонтом в кровле. Фауна остракод и лесостепной спорово-пыльцевой комплекс (СПК) с реликтами тургайской флоры не противоречит отнесению слоев к нижнему плиоцену.

Описываемые слои обратно намагничены в верхних и нижних частях и прямо в середине и соотнесены с низами ортозоны Гилберт и эпизодом Твера (В. К. Шкатова, Т. И. Линькова, П. С. Минюк, 1984 г., В. К. Шкатова, О. Н. Жежель, 1986 г., В. К. Шкатова, 1986 г.).

* Эти слои отличаются от таковых, выделенных другими исследователями, с такими же географическими названиями и по рангу, и по объему.

Новостаничные слои s.s. К ним в стратотипе у Новой Станицы отнесена автором часть разреза в интервале 13—18 м (сверху) с новостаничной фауной моллюсков и остракод (Т. А. Казьмина, 1975 г.). Гипостратотипом их автор предлагает считать части разрезов у пос. Черлак у «Нефтебазы» и «Заготзерно» в интервале от 11 до 5 м, где они лежат на черлакских слоях s.s. Они представлены здесь пестрыми зелено-голубовато-бежевыми песчано-глинистыми отложениями горизонтально-слоистыми с прослоями мергелисто-известковистых стяжений. В кровле отмечен почвенный горизонт темно-коричневого цвета, а в подошве — скопление раковин моллюсков. Отсюда В. С. Зыкиным (1984 г.) определен рытовский малакокомплекс с *Sibirunio simpsoni*, а В. С. Зажигиным (1980 г.) — черлакский комплекс мелких млекопитающих, на основании чего выделена новая рытовская свита со стратотипом в пос. Черлак. Однако именно в этой части разреза, по материалам автора (определение Г. И. Кармишиной), установлен типичный новостаничный, по Т. А. Казьминой, 1975 г., комплекс остракод с *Cryptocyprideis hyalina*, позволяющий датировать отложения средним плиоценом. По мнению В. С. Зажигина (1980 г.), фауны мелких млекопитающих из рытовской и новостаничной свит, подтверждая их среднеплиоценовый возраст, однако, не обнаруживают эволюционных различий. Поэтому нет никаких оснований для выделения В. С. Зыкиным новой рытовской свиты в данном интервале разреза у пос. Черлак с типичным новостаничным комплексом остракод, так как оба разреза (Новая Станица и Черлак) находятся в одной структурно-фациальной зоне. Сравнивая в целом геологическое строение разрезов в этом интервале у поселков Новая Станица, Черлак, Железинка и др., учитывая также данные спорово-пыльцевого анализа (всюду лесостепные СПК) и палеомагнитные данные, автор считает эти отложения одновозрастными, а некоторые различия в малакокомплексах Черлака и Железинки — фациальными. Новостаничные слои s.s. обратно намагничены и соотнесены также с ортозоной Гилберт и выделенной внутри них субзоной прямой полярности — Сидуфель (В. К. Шкатова, Т. И. Линькова, П. С. Минюк, 1984 г.).

Рытовские слои s.s. Автор оставляет название только за верхней глинистой частью (из двух частей по В. С. Зыкину) стратотипического разреза у пос. Черлак в интервалах 4,0—7,0 м у «Нефтебазы» и 2,0—6,0 м у «Заготзерно», а также разрез у Новой Станицы в интервале 6—12 м. Это переслаивание темно-серых (почвоподобных) и серых глин и алевроитов с карбонатными стяжениями со СПК лесостепной растительности. Лежат они выше новостаничных s.s. с одноименным комплексом малакофауны и остракод среднеплиоценового возраста и ниже омских слоев с малакофауной и остракодами верхнего плиоцена. Они обратно намагничены и соотнесены также с ор-

тозоной Гилберт, а внутри — с субзоной прямой полярности Нунивак.

Омские слои впервые выделены автором в стратотипе у пос. Черлак в интервале 0,5—3,0 м и парастратотипе у Новой Станицы в интервале 0,5—5,0 м, мощность около 5 м. Представлены они переслаиванием бурых слюдистых и темно-коричневых глин и алевроитов с карбонатными стяжениями, в кровле — с темно-коричневой почвой, в подошве — с базальными гравийно-галечным слоем и малакофауной в разрезе пос. Черлак. Из омских слоев у пос. Черлак Г. И. Кармишиной (по материалам В. К. Шкатовой) определена ассоциация остракод с *Syrria candonaeformis*, позволяющая говорить о верхнеплиоценовом возрасте вмещающих их отложений. В одноименных отложениях в разрезе у Новой Станицы Т. А. Казьминой (1975 г.) определена аналогичная ассоциация остракод, по ее мнению, более молодого комплекса, который позволяет датировать вмещающие их отложения верхним плиоценом.

По мнению В. А. Мартынова (1969 г.), отложения с подобной ассоциацией остракод можно отнести к низам кочковского горизонта, считая их аналогами битекейских слоев начала позднего плиоцена, что подтверждается и геологической позицией их. СПК характеризует марево-полынные степи, свидетельствуя о более сухом и прохладном климате. Омские слои имеют обратную полярность и соотнесены с верхами ортозоны Гилберт.

Таким образом, новостаничная свита s. l. среднего — верхнего плиоцена, включающая (по автору) новостаничные s. s., рытовские s. s. и омские слои, с новостаничным s. l. комплексом остракод и моллюсков палеомагнитно датирована верхней частью ортозоны Гилберт от 4,5 до 3,4 млн. лет и сопоставляется по комплексу остракод и малакофауне с выделенной в Петропавловском Приишимье (А. А. Бобоедова, 1985 г.) бишкульской свитой.

Ольховские слои впервые выделены автором как аллювиальные отложения в стратотипе у пос. Ольховка мощностью 6 м и в парастратотипических разрезах у поселков Ильинка и Черлак. Они разделены на пачки А и Б. Нижняя пачка А представлена крупнокосослоистыми бежевыми слюдистыми алевроитами с раковинами моллюсков, с гравием, галькой и известковистыми стяжениями в подошве. Верхняя пачка Б сложена коричневато-желтыми суглинками криодеформированными, перекрытыми лессовидными бурыми суглинками с черной почвой в кровле. Геологическая позиция ольховских слоев с учетом малакокомплекса с *Sibirunio depressus* (В. С. Зыкин, 1984 г.) позволяет датировать их верхним плиоценом (акчагылом) и отнести к концу нижнекочковского горизонта. Изменение СПК от лесостепного в пачке А к маревым степям в пачке Б и исчезновение теплоумеренных и широколиственных свидетельствуют об изменении климата к более холодному (ильинский криомер).

Ольховские слои отнесены к прямо намагниченной ортозоне Гаусс, а выделенная в них обратно намагниченная субзона (ильинская), возможно, является аналогом сдвоенного события Каена — Маммот.

Новочерлакские слои впервые выделены автором в стратотипическом разрезе бокового оврага в пос. Черлак мощностью 7 м. Они представлены аллювиальными фациями с погребенной темно-серой почвой в кровле. Залегание слоев стратиграфически выше ольховских и ниже четвертичных позволяет датировать их второй половиной верхнего плиоцена. СПК характеризует лесостепную растительность и, вероятно, климатическую фазу некоторого потепления и увлажнения. Слои обратно намагничены и соотнесены с верхами ортозоны Матуяма.

Геологические, палеонтологические и палеомагнитные данные позволили сопоставить стратиграфические подразделения плиоцена двух опорных районов Павлодарского и Омского Прииртышья соответственно снизу вверх: в объеме ортозоны Гилберт пачки А и Б гусиноперелетских слоев s. s. — с черлакскими слоями s. s., пачку В — с новостаничными слоями s. s., серые пески «Гусинового перелета» — с рытовскими слоями s. s., иртышские — с омскими слоями; в объеме ортозоны Гаусс подпусклябязинские — с ольховскими слоями; в объеме ортозоны Матуяма качирские — с новочерлакскими слоями.

Палеомагнитное датирование плиоценовых отложений и основных фаунистических комплексов юга Западной Сибири (Среднее Прииртышье) позволяет использовать последние как основные реперы при межрегиональных корреляциях с регионами, для которых также имеются палеомагнитные данные. Например, устанавливается синхронность основных фаунистических комплексов юга Западной и Восточной Сибири (последние приведены по материалам А. Г. Покатилова, 1985 г.): подпусклябязинского — с харанцинской стадией чикойского (ортозона Гаусс); новостаничного s. l. — с одонимским (верхи ортозоны Гилберт); павлодарского (гусиноперелетского) — с сарайским (низы ортозоны Гилберт). Все это позволяет говорить о том, что формирование азиатских фаунистических комплексов происходило в одно и то же время и в сходных ландшафтно-климатических условиях.

Подпусксовско-ильинский криохрон, установленный автором по криогенным текстурам и выпадению в СПК теплолюбивых широколиственных, датируется по палеомагнитной шкале 2,9—2,6 млн. лет. Он хорошо согласуется с позднеплейстоценовым-претегеленским криохроном Нидерландов (Т. Van der Hammen, Т. А. Wijmstra, W. H. Zagwijn, 1971 г.) и северо-восточной Германии (К.-J. Meyer, 1981 г.), где на уровне 2,6 млн. лет также отмечается выпадение в СПК экзотических родов. Похолодание

в конце ортохрона Гаусс наблюдается по всей Европе в конце рейвер-детомлинского этапа (В. А. Зубаков, И. И. Борзенкова, 1983 г.). Таким образом, установленный автором криомагнито-стратиграфический рубеж в позднем плиоцене на территории Среднего Прииртышья может быть использован при картировании и является удобным критерием для межрегиональных корреляций.

УДК 551.79 : 551.8(571.15)

Б. А. Борисов, М. Б. Чернышева

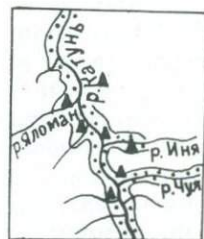
СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЯЛОМАНСКОЙ ВПАДИНЫ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Среди требований, выполнение которых необходимо для составления Гостгеолкарты-50, стоит и задача выявления и детального изучения в районах развития четвертичных отложений наиболее полных в стратиграфическом отношении разрезов плейстоцена. В пределах Горного Алтая число таких разрезов невелико, изучены они еще недостаточно, единого мнения о генезисе и возрасте слагающих их отложений среди исследователей нет. Это в полной мере относится и к разрезам плейстоцена Яломанской впадины, расположенной в центральной части среднегорной зоны Горного Алтая.

Яломанская впадина (рис. 1) приурочена к меридиональному отрезку долины р. Катунь длиной около 50 км между устьями ее правых притоков Аргут и Кадрин. Ширина впадины совпадает с контурами распространения четвертичных отложений, имеющих мощность до 200—300 (?) м, и колеблется в среднем от 2 до 4 км, достигая в районе впадения р. Чуя 10—12 км. Отметки уреза воды Катуни на этом отрезке меняются от 650 до 900 м. Абсолютные высоты отрогов хребтов, примыкающих с запада — Теректинского, с юга — Катунского, с юго-востока — Северо-Чуйского и с северо-востока — Сальджарского, достигают 1500—2000 м.

Рис. 1. Схематическая карта Яломанской впадины.

1 — четвертичные отложения, 2 — опорные разрезы.



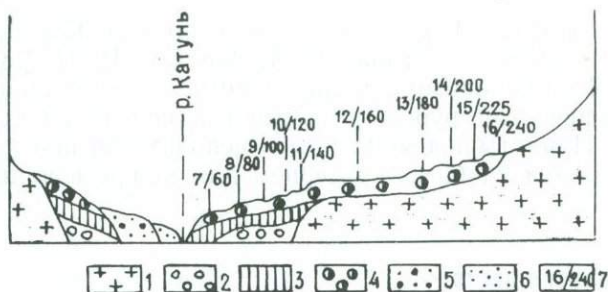


Рис. 2. Схема строения долины р. Катунь в пределах Яломанской впадины (по Е. Н. Шукиной, 1960, с изменениями).

1 — породы палеозоя; 2—4 — среднечетвертичные отложения (2 — катунская моренная толща, 3 — межморенная флювиогляциальная и озерно-ледниковая толща, 4 — майминская моренная толща); 5—6 — верхнечетвертичные отложения (5 — аллювий средних террас высотой 30—45 м, 6 — аллювий низких террас высотой 12—20 м); 7 — номера и относительная высота высоких скульптурных террас.

Отложения плейстоцена Яломанской впадины уже более 70 лет привлекают к себе внимание исследователей Горного Алтая. Одни из них, начиная с В. А. Обручева (1914 г.), относили эти отложения к аллювиальным или флювиогляциальным, другие, например, И. Г. Гране (1915 г.), считали их преимущественно ледниковыми. История их изучения, так же, как и представления о строении рассматриваемых отложений, изложены в работах Е. Н. Шукиной (1960 г.), Н. А. Ефимцева (1964 г.), Б. М. Богачкина (1981 г.), П. А. Окишева (1973 г.) и др.

Е. Н. Шукина в разрезе плейстоцена Яломанской впадины выделила две среднеплейстоценовые моренные толщи (катунскую и майминскую), одну межморенную и вложенные в них верхнеплейстоценовые аллювиальные толщи. Кроме того, она насчитала здесь до 16 в основном скульптурных террас высотой до 240 м (рис. 2). Н. А. Ефимцев подразделил этот разрез на пять аллювиальных комплексов: верхнеплейстоценовый, нижне-среднеплейстоценовый и три верхнеплейстоценовых. Второй и четвертый из них (основные по мощности) представлены соответственно ининской (мощностью до 350 м) и сальджарской (60—70 м) толщами. К третьему и пятому комплексам им отнесены осадки высоких (свыше 90 м) и низких (60 м и ниже) террас, первые из которых вырезаны в ининской, вторые — в сальджарской толще. П. А. Окишев отнес обе основные толщи Н. А. Ефимцева (ининскую и сальджарскую) к одной среднеплейстоценовой ледниковой эпохе и предположил, что высокие террасы являются ледниково-аккумулятивными образованиями (типа камовых террас). Б. М. Богачкин расчленил ининскую толщу вначале (1967 г.) на две самостоятельные: флювиогляциальную катунскую и озерно-аллювиальную яломанскую.

Позднее, совместно с О. А. Раковец (1972 г.), он предложил считать катунскую и яломанские толщи фациями единого сложнопостроенного ининского ледникового комплекса. Сальджарскую толщу (в отличие от Н. А. Ефимцева) Б. М. Богачкин отнес к более древним образованиям, чем верхнеплейстоценовая чибитская морена, и выделил ее под новым названием — чуйская толща, которую сперва (1967 г.) датировал второй половиной среднего плейстоцена, а затем (1981 г.) первой половиной верхнего.

Авторы настоящей статьи на основании полевых наблюдений, проведенных в разные годы с Б. М. Богачкиным, Е. А. Мининой, О. А. Раковец и другими исследователями, а также анализа имеющихся геологических, в том числе палинологических материалов, пришли к выводу о возможной детализации разреза плейстоцена Яломанской впадины, что нашло отражение в решениях МРСС по средней Сибири 1979 г. для территории Алтае-Саянской области. Позднее, в 1983 г., в лаборатории новейших отложений географического факультета МГУ О. А. Куликовым было выполнено термолюминесцентное датирование двух образцов, отобранных из озерной толщи в низовьях р. Иня Е. А. Мининой в 1978 г.

В Яломанской впадине в течение раннего и среднего плейстоцена благодаря неоднократному наступанию и отступанию Катунско-Чуйского ледника существовала благоприятная обстановка для накопления ледниковых и межледниковых толщ. Последовательное наложение их происходило не только на дне долины Катунь, но и вдоль склонов, на участках распространения береговых морен. Обычно перед каждым новым наступлением долинного ледника р. Катунь успевала врезаться на ту или иную глубину в ранее отложенные осадки и выработать серию в основном скульптурно-аккумулятивных террас. Большая часть этих террас уничтожалась во время нового оледенения. При деградации Катунско-Чуйского ледника в долинах притоков возникали подпруженные озерно-ледниковые бассейны, которые в межледниковья после разрушения моренных или ледяных плотин прекращали свое существование.

Р. Иня, являющаяся правым притоком Катунь, в нижнем течении на протяжении 4—5 км располагается в пределах озеровидного расширения, отгороженного от долины Катунь валом береговой морены, в который долина ее врезана на глубину 130—140 м. От русла Катунь береговая морена отделена неширокой (0,2—0,3 км) площадкой 65-метровой террасы, в уступе которой в 0,5 км ниже по течению Иня близ абсолютной отметки 700 м обнажаются снизу вверх (рис. 3):

— инегеньская аллювиальная толща, сопоставляемая с телецкой свитой первого раннечетвертичного межледниковья*, —

* Авторами данной статьи принимается четырехчленное деление нижнего плейстоцена.

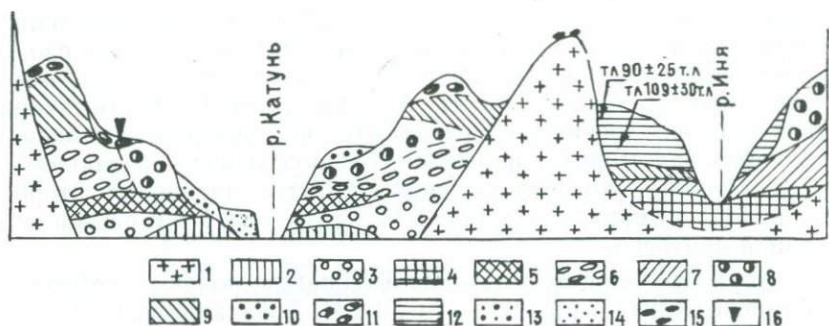


Рис. 3. Схема строения долины р. Катунь и долины р. Инь в пределах Яломанской впадины.

1 — породы палеозоя; 2—6 — нижнечетвертичные отложения (2 — ингенгская межледниковая толща, 3 — устьчуйская морена, 4 — озерная толща эпохи деградации устьчуйского оледенения, 5 — устьининская межледниковая толща, 6 — куюсская морена); 7 — ниже-среднечетвертичная озерно-аллювиальная толща эпохи деградации куюсского оледенения; 8—11 — среднечетвертичные отложения (8 — эштыккольская морена, 9 — озерная толща эпохи деградации эштыккольского оледенения, 10 — межледниковый аллювий 65-метровой террасы, 11 — чуйская морена); 12 — средне-верхнечетвертичная аккьюсая озерная толща эпохи деградации чуйского оледенения; 13—14 — верхнечетвертичные отложения (13 — аллювий средних террас высотой 30—45 м, 14 — аллювий низких террас высотой 12—20 м); 15 — эрратические валуны; 16 — ребристая морена на поверхности 65-метровой террасы.

переслаивание темно-серых гравийников, равнозернистых песчанников и мелких галечников. Мощность более 7 м;

— устьчуйская морена первого раннечетвертичного ледникового, представленная глыбово-валунно-крупногалечными палево-серыми отложениями с примесью щебня. Мощность 12 м;

— устьининская в основном аллювиальная толща второго раннечетвертичного ледникового, состоящая из горизонтально-переслаивающихся темно-серых галечников, щебней, разнозернистых песков и гравийно-дресвяных отложений с включениями валунов в нижней части разреза. Мощность 15 м;

— муоская морена второго раннечетвертичного ледникового, представленная глыбово-валунными сероцветными отложениями с пылеватым песчаным и суглинистым заполнителем. Мощность 3 м;

— эштыккольская морена второго среднечетвертичного ледникового, состоящая из глыбово-валунно-галечных отложений палево-серой окраски с супесчано-суглинистым, местами пылевым песчаным заполнителем. Мощность 16 м;

— аллювиальные отложения, возможно, второго среднечетвертичного межледникового, представленные песками серыми горизонтально-слоистыми разнозернистыми с примесью мелкой гальки. Мощность 3 м.

На противоположном (левом) берегу Катунь 65-метровая терраса отделена от реки серией более низких террас, но имеет

более широкое распространение. На большей части ее площади аллювиальный покров террасы содран ледником и на поверхности обнажаются огромные (до 5—8 м) в поперечнике глыбы и валуны куюсской или ештыккольской морен. Кроме того, на этой же поверхности сохранились участки ребристой мелкогалунно-галечной морены, оставленные во время последнего прохождения через Яломанскую впадину Катунско-Чуйским ледником в эпоху второго среднечетвертичного оледенения. С деградацией этого ледника в долинах притоков Катунь, в том числе и в низовьях Ини, связано накопление самой молодой из подпрудных озерно-ледниковых толщ.

В долине Ини озерные отложения наиболее хорошо обнажены на ее левом берегу в 3 км выше устья, близ абсолютной отметки около 800 м. Здесь наблюдается 50—60-метровая озерная терраса, расчлененная оврагами, в которых обнажаются снизу вверх:

— озерная толща эпохи деградации первого раннечетвертичного оледенения, представленная палево-серыми щебнистыми горизонтально-слоистыми суглинками и мелкозернистыми песками. Мощность более 8 м;

— озерно-аллювиальная толща эпохи деградации второго раннечетвертичного оледенения, состоящая из переслаивания горизонтально-слоистых сероцветных щебнисто-галечных отложений, палево-серых песков и суглинков. Мощность 15 (?) м;

— озерная толща эпохи деградации первого среднечетвертичного оледенения, представленная тонким горизонтальным переслаиванием палево-серых суглинков, супесей и песков. Мощность 8 м;

— озерная толща, названная аккюсюкской по близрасположенному логу Аккюсю и сопоставляемая с эпохой деградации второго среднечетвертичного оледенения. Она состоит из тонкого переслаивания песков, галечно-щебнистых отложений, супесей, суглинков и реже илов и подразделяется на три пачки мощностью 11, 9—10 и 5 м, из которых средняя отличается более грубым составом. Общая мощность осадков 26,5 м. Из илов этой толщи О. А. Куликовым получены термолюминесцентные датировки: с глубины 19,5 м (нижняя пачка) — 109 ± 30 тыс. лет (МГУ — КТЛ 2025/36) и с глубины 3,9 м (верхняя пачка) — 90 ± 25 тыс. лет (МГУ — КТЛ 2025/14).

Нижняя пачка аккюсюкской толщи характеризуется примерно равным содержанием пыльцы древесных и травянистых растений. Среди древесных преобладает ель (до 40 %) и кедр (до 40 %). Присутствует береза (до 10 %), в том числе карликовая, встречается лиственница (1—2 %). Среди трав доминируют сложноцветные и маревые. Количество спор достигает 14 % (в основном мхи). В целом полученные спектры свиде-

тельствуют о произрастании елово-кедровых лесов в условиях довольно прохладного и влажного климата. В средней пачке пыльца травянистых преобладает над пылью древесных пород. В составе последних доминируют кедр (до 34 %) и береза (до 30 %), в основном карликовая. Среди травянистых преобладают маревые, полыни и злаки. Выявленные спектры указывают на аридизацию климата. Спорово-пыльцевые преимущественно травянистые (80 %) спектры верхней пачки свидетельствуют о дальнейшей аридизации климата, хотя в начале имела место фаза увеличения влажности (верхний максимум ели в отложениях на глубине 4,5 м).

Аккюсюкская толща прослеживается вниз по течению Ини вплоть до береговой морены и приключается к ней без видимых фациальных переходов. Более древние озерные толщи здесь отсутствуют, а осадки молодой толщи слагают отдельные обнажения высотой 10—15 м над урезом воды Ини. Анализ обломочного материала аккюсюкской толщи свидетельствует о том, что поступление его происходило в подпрудный бассейн из верховьев Ини. Судя по термолюминесцентным датировкам, этот озерный бассейн возник в конце второго среднечетвертичного ледникового и существовал в начале первого позднечетвертичного межледникового.

Таким образом, в пределах Яломанской впадины имеются уникальные по своей полноте разрезы плейстоцена, включающие отложения четырех ледниковьев и пяти межледниковьев плейстоцена, не считая аллювиальных осадков низких террас Катуня, одни из которых, видимо, соответствуют самому молодому межледниковью плейстоцена, а другие — его последним двум ледниковьям. Спорово-пыльцевые спектры из различных горизонтов плейстоцена, описанные в работах М. Б. Чернышевой, Б. М. Богачкина и других исследователей, указывают на то, что закономерное изменение состава ископаемых фитоценозов отражают прогрессирующее похолодание и иссушение климата. В целом наиболее «теплые» спорово-пыльцевые спектры, отражающие развитие хвойных еловых, елово-сосновых лесов с участием тсуги, широколиственных термофильных деревьев (липы, дуба, ореха, лещины, граба, бука и др.), экзотических хвойных, характеризуют раннечетвертичные и первое среднечетвертичное межледниковья. В более молодых позднеледниковых спектрах доминирующими породами лесных ассоциаций являются сосна, кедр, береза, ель. В ледниковья и холодные климатические фазы межледниковьев происходило сокращение лесной растительности. Ей на смену приходили лесостепные, степные, лесотундровые и тундровые ландшафты.

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ БАССЕЙНА ОЗЕРА КАРАКУЛЬ
(ВОСТОЧНЫЙ ПАМИР) В СРЕДНЕМ—ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ**

Установление взаимосвязи озерных трансгрессий с эволюцией ледников было и остается одной из важнейших проблем палеогеографии горных стран. Каракульская впадина на Восточном Памире с абсолютными высотами до 4000—5000 м, которая, начиная с позднего плиоцена, неоднократно подвергалась экспансии ледников, сохранившихся и поныне в пределах окружающих ее хребтов (на севере — в Заалайском, на востоке — Тарыкольском, на юге — хр. Музкол и на западе — хр. Зулумарт), является благоприятным географическим объектом для решения этой проблемы. Центральная часть впадины в настоящее время занята бессточным оз. Каракуль площадью 364 км², глубиной до 236 м и отметкой уреза воды 3914 м. Несмотря на большие высоты (до 5500—6130 м), ограничивающие впадину хребтов, относительные превышения северного водораздела с бассейном р. Маркансу и южного с бассейном р. Пяндж незначительны. Наиболее низким (32—37 м) из них является южный — перевал Кокуйбель, где располагается небольшое озеро Куруккуль, а южнее — глубокое ущелье р. Кокуйбель, по которому в течение плейстоцена неоднократно происходил сброс талых ледниковых вод из Каракульской впадины в бассейн р. Пяндж.

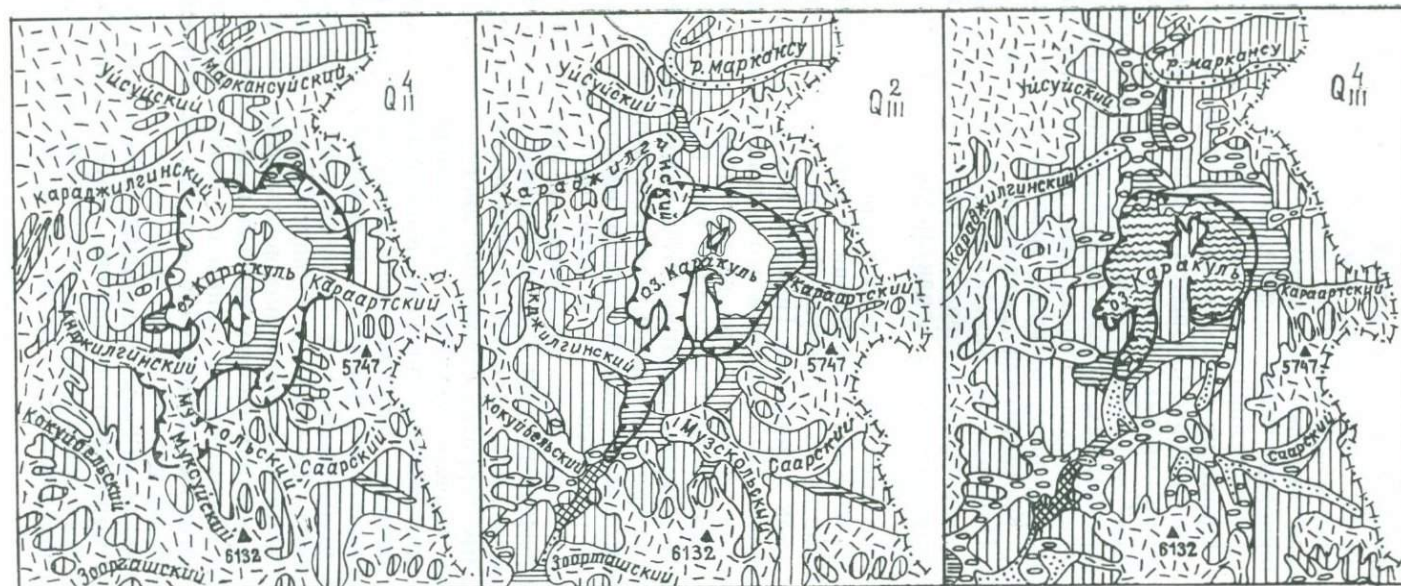
Уровень оз. Каракуль мог превышать перевал Кокуйбель только при наличии ледниковой плотины, которая возникла здесь, по-видимому, во все предшествующие ледниковые эпохи за исключением позднечетвертичных. Поскольку в эпоху первого среднечетвертичного ледниковья Каракульская впадина была ледоемом, развитые в ее пределах озерные террасы имеют более молодой, в основном позднечетвертичный возраст. Осадки же более древних озерных террас могут быть встречены лишь в погребенном состоянии. Несмотря на это до сих пор при составлении различного вида карт большинство из них выделяли и выделяют не только верхнечетвертичные, но и ниже-среднечетвертичные озерные террасы.

У авторов настоящей статьи в процессе дешифрирования аэро- и космоматериалов и полевых наблюдений, которые были проведены при выполнении тематических работ и составлении карты четвертичных отложений, входящей в комплект Госгеолкарты СССР масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия) по листу Новобад, сложились несколько иные представления о палеогеографии Каракульской впадины, в том числе и о возрасте наблюдаемых здесь аккумулятивных форм рельефа. Главные результаты выполненных работ с учетом материалов предшест-

вующих исследований по затронутой проблеме излагаются ниже и показаны на палеогеографических схемах бассейна оз. Каракуль, в эпохи максимального развития льдов во второе среднечетвертичное, первое и второе позднечетвертичные оледенения (рис. 1).

Основные черты рельефа Каракульской впадины были сформированы в течение палеоген—неогена и преобразованы в плейстоцене благодаря проявлению умеренных тектонических движений, деятельности ледников, чередованию озерных трансгрессий и регрессий, мерзлотным и эоловым процессам. Возникновение озерных условий во впадине относится к позднему плиоцену (А. А. Никонов, М. М. Пахомова, Г. М. Шумова, 1979 г.). По имеющимся материалам историю развития позднеплиоценовых и ранне-среднеплейстоценовых оледенений, а также озерных бассейнов этого времени восстановить трудно. В эпоху первого среднечетвертичного ледниковья Каракульская впадина была ледомом, поскольку эрратические валуны за пределами развития морен последующих оледенений покрывают многие склоны гор и водоразделы на высотах от 4000 до 5000 м и более. Льды Каракульского ледоома образовывали единое ледяное поле со льдами бассейна рек Пяндж, Маркансу и через перевал Кызыларт соединялись со льдами ледоома Алайской долины. Конечные морены рассматриваемой ледниковой эпохи располагаются за пределами Восточного Памира. При деградации первого среднечетвертичного оледенения в Каракульской впадине, по-видимому, существовали недолговременные приледниковые бассейны, однако, достоверных озерных осадков этого времени пока не установлено, хотя они могли сохраниться в пределах северо-восточного побережья оз. Каракуль вне зоны распространения льдов последующих оледенений под более молодыми озерными отложениями.

В эпоху второго среднечетвертичного ледниковья (Е. А. Минина, Б. А. Борисов, 1978 г.) Каракульская впадина полностью льдами не заполнялась (см. рис. 1). Однако многие ледники — Караджилгинский на севере, Караартский на востоке, Музкольский (двумя языками) на юге, Акджигинский и еще два безымянных ледника на западе — достигали оз. Каракуль, где формировали позднее размытые конечные морены при более низком, по сравнению с современным, уровне озера. Эти ледники заполняли большую часть центральной части озерной ванны. Свободными ото льдов оставались лишь возвышенности в центре впадины (Урта-Баз и другие), а также северо-восточная приозерная равнина, включая небольшой участок моренной равнины предшествующего оледенения. Реконструировать границы ледников позволяют хорошо сохранившиеся в рельефе фрагменты береговых морен того времени, сформированные Караджилгинским, Акджилгинским, Музкольским и другими ледниками.



Палеогеографические схемы бассейна оз. Каракуль в эпохи максимального развития льдов во второе среднечетвертичное (Q^4_{II}), первое (Q^2_{III}) и второе (Q^4_{III}) позднечетвертичные оледенения.

1 — ледники, 2 — эрозивно-денудационный и нивально-экзарационный рельеф, 3 — морены, 4 — озерные террасы, 5 — аллювиальные террасы, 6 — ущелье р. Кокуйбель, 7 — границы максимальных озерных трансгрессий, 8 — современная акватория оз. Каракуль.

В эпоху деградации второго среднечетвертичного оледенения перевал Кокуйбель освободился ото льдов позднее центральной части Каракульской впадины. Существовавшая здесь в позднеледниковье и, возможно, в начале первого позднечетвертичного межледниковья ледяная плотина была причиной озерной трансгрессии с образованием абразионных и абразионно-аккумулятивных террас на ранее созданных формах рельефа, в том числе аккумулятивных. Причем озерные уровни наблюдаются на проксимальных склонах береговых морен, например, на левобережье р. Акджилга, в ее нижнем течении, а также в пределах западных, северных и восточных склонов возвышенности Уртабаз. Максимальные отметки сформированных в рассматриваемую эпоху озерных уровней достигают в различных участках Каракульской котловины 150—180 м и даже 280 м (А. А. Никонов, М. М. Пахомов, Г. М. Шумова, 1979 г.). После окончательного стаяния ледниковой плотины на перевале Кокуйбель уровень оз. Каракуль уже не превышал 32—37 м относительной высоты.

В эпоху первого позднечетвертичного ледниковья акватории озера достигали только Караджилгинский и отчасти Акджилгинский ледники. Уровень оз. Каракуль был в это время близок к современному или даже ниже. Перевал Кокуйбель в рассматриваемое ледниковье был свободен ото льдов, поэтому при деградации оледенения уровень озера не мог подняться выше 32—37 м и избыток талых вод поступал в бас. Пянджа через ущелье р. Кокуйбель. Благодаря относительно долговременному стоянию зеркала озера на отметке, равной высоте перевала Кокуйбель, в Каракульской впадине сформировалась серия сближенных и четко выраженных в рельефе береговых валов примерно с одними и теми же относительными превышениями 32—37 м) над современным уровнем оз. Каракуль. Вышеотмеченные валы, так же, как и соответствующие им абразионные уровни и озерные террасы, осложняют дистальные и проксимальные склоны краевых моренных образований, оставленных Караджилгинским, Акджилгинским, Караартским и другими ледниками. Возраст рассматриваемой трансгрессии на основании радиоуглеродного анализа органических остатков из озерных песков, отобранных А. А. Величко у пос. Каракуль на относительной высоте 10—16 м, с глубины 0,7 м, превышает 44 тыс. лет. В конце эпохи второго позднечетвертичного межледниковья на дне озера при уровне зеркала воды, близкого к современному, были сформированы глины с гиттией, имеющие радиоуглеродную датировку $27\,000 \pm 700$ лет (А. А. Никонов, М. М. Пахомов, Г. М. Шумова, 1979 г.).

Во второе позднечетвертичное ледниковье ледники не спустились в пределы Каракульской впадины. Объем талых вод в позднеледниковье был незначителен и уровень воды оз. Каракуль превышал современный всего на 15—18 м. В конце позд-

него плейстоцена и в голоцене в регрессивную фазу развития озерного бассейна были сформированы низкие террасы высотой 8—7, 5—6 и 1—1,5 м. Осадки верхней и средней из них имеют радиоуглеродные датировки соответственно $12\,000 \pm 200$ и 8750 ± 250 лет (А. А. Никонов, М. М. Пахомов, Г. М. Шумова, 1979 г.).

На примере палеогеографического анализа бассейна оз. Каракуль можно считать установленным, что в эпохи максимумов оледенений в условиях холодного аридного климата уровень приледниковых бассейнов был невысок, а в эпохи деградации ледников при повышении средних температур и благоприятных орографических условиях он мог достигать значительной высоты. Что же касается выраженных в рельефе озерных террас и уровней Каракульской впадины, то их формирование началось при деградации второго среднечетвертичного оледенения и продолжалось на фоне чередования трансгрессий и регрессий в основном в течение позднего плейстоцена и голоцена.

УДК 551.791 : 550.34

Е. А. Минина

ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ АЛАЙСКОЙ ВПАДИНЫ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧНОСТИ (ПАМИР)

Алайская впадина Афгано-Кашгарского прогиба, разделяющего Тянь-Шань и Памир, вытянута в близширотном направлении на 200 км вдоль р. Кызылсу между Алайским на севере и Заалайским на юге хребтами. Днище ее шириной до 30 км находится на высотах от 3500 м на востоке до 2700 м на западе. Впадина асимметрична из-за более активного поднятия Заалайского хребта. Наиболее сейсмоактивен северный склон Заалайского хребта, рассеченный продольными разломами, обусловившими его ступенчатое строение. Выделяются три крупные ступени: приосевая часть хребта (4500—7000 м), сложенная породами палеозоя; высокие предгорья (3600—3800 м), где развиты отложения мезозоя и палеоген-неогена; низкие предгорья (3200—3300 м), сложенные породами неогена (Г. И. Рейснер, 1958 г.). Основная сейсмогенная зона приурочена к Дарваз-Каракульскому краевому разлому, ограничивающему с севера верхнюю ступень рельефа и представляющему собой взброс с амплитудой поднятия южного крыла за новейшее время до 6000 м и более. Согласно карте сейсмического районирования СССР масштаба 1:5 000 000 (1980 г.) рассматриваемая терри-

тория отнесена к зоне девятибалльных землетрясений с магнитудой от 7,1 до 8,0, хотя существуют и более низкие оценки (Н. Н. Леонов, 1961 г.).

При сейсмораионировании помимо исторически кратковременных статистических наблюдений необходимо изучение следов древних катастрофических землетрясений. К их геологическим последствиям в горах относятся сейсмогравитационные образования, с которыми связана большая часть человеческих жертв и материальных потерь.

В Алайской впадине Курдюковым (1964 г.) впервые установлены древние сейсмообвальные Команская и Ачикташская массы, ранее считавшиеся моренами в районе одноименных рек (левых притоков Кызылсу). Позднее многие исследователи (А. А. Никонов, А. В. Ваков, И. Л. Веселов, 1983 г. и др.) вновь возвращались к ледниковой концепции их происхождения. Совместные исследования Б. А. Борисова, Е. А. Мининой и В. В. Мохова (1980 г.) подтвердили представления К. В. Курдюкова и позволили уточнить время образования этих обвалов.

Команский сейсмообвал с местом отрыва в районе пика Дзержинского (6713 м) объемом 4—5 км² (примерно в 10 раз превышающим катастрофический Хаитский сейсмообвал) пересекает Алайскую впадину и, пройдя путь около 30 км, достиг подножия Алайского хребта. Значительному продвижению обвала способствовали его огромная кинетическая энергия, довольно ровное с уклоном к р. Кызылсу днище впадины, а также большая масса фирна и льда, захваченных обвалом из верховьев р. Комансу. Наиболее широко отложения обвала развиты в виде массивов всхолмленного рельефа на правом берегу р. Комансу (рис. 1). Конечные морены, оставленные ледниками северного склона Заалайского хребта, в отличие от сейсмогравитационных образований, развиты на незначительном удалении от его подножия, за исключением конечно-моренного комплекса сквозной долины Алтындара, сформированного выводным языком Муксуйского ледника.

Отложения Команского сейсмообвала обнажены в разрезах террас рек Комансу и Кызылсу. Наиболее представителен разрез на р. Комансу (рис. 2) в обрыве 50-метровой террасы, сформированной при отступании Комансуйского ледника первого позднплейстоценового оледенения. Конечно-моренный комплекс его расположен близ выхода р. Комансу из предгорий в Алайскую впадину. На поверхность этой же террасы в устье р. Кунгырсу налегает конечная морена последнего позднплейстоценового оледенения (см. рис. 1). В рассматриваемом разрезе сейсмогравитационные отложения мощностью 0,5—15 м с резкой неровной границей залегают на слоистом валунно-галечниковом аллювии видимой мощностью 20 м и перекрываются с эрозионной границей мелковалунно-галечниковыми флювиогляциальными осадками мощностью 1—3 м. Ниже по течению

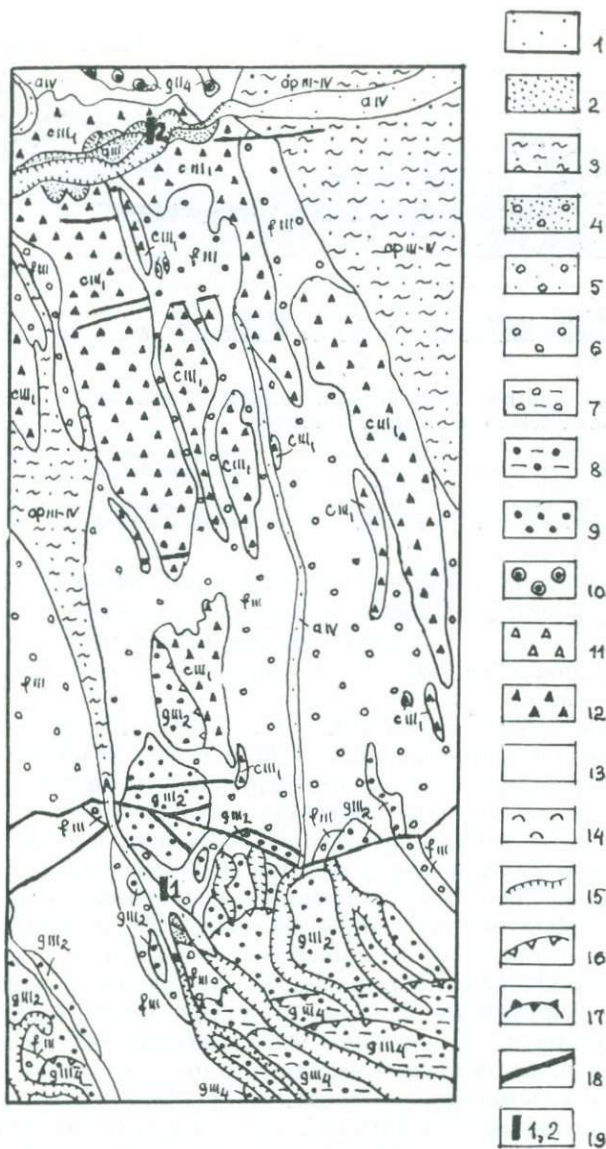


Рис. 1. Схематическая карта четвертичных отложений района Команского сейсмообвала.

1 — современные аллювиальные отложения; 2 — верхнечетвертичные аллювиальные; 3 — верхнечетвертичные — современные аллювиально-пролювиальные; 4 — современные флювиогляциальные; 5 — верхнечетвертичные — современные флювиогляциальные; 6 — верхнечетвертичные флювиогляциальные; 7 — современные ледниковые; 8 — ледниковые второго позднечетвертичного ледниковья; 9 — ледниковые первого позднечетвертичного ледниковья; 10 — ледниковые второго среднечетвертичного ледниковья; 11 — сейсмогравитационные второго позднечетвертичного межледниковья; 12 — сейсмогравитационные первого позднечетвертичного межледниковья; 13 — коренные породы с прерывистым мало-мощным чехлом склоновых отложений; 14 — ледники; 15 — эрозивные уступы; 16 — границы краевых моренных образований; 17 — экзарационно-нивационные уступы; 18 — тектонические разрывы; 19 — местоположение разрезов.

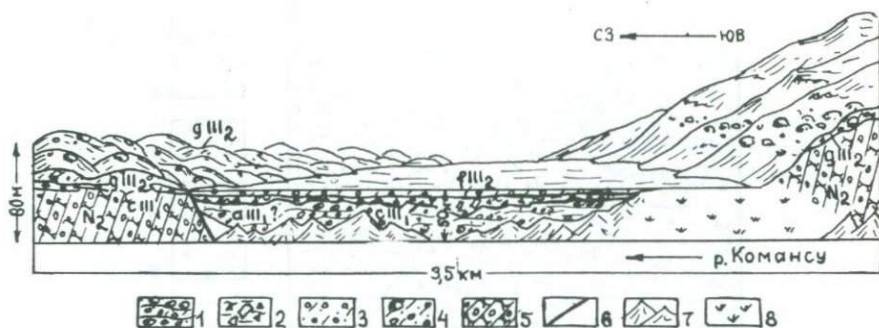


Рис. 2. Схематическая зарисовка разреза на правом берегу р. Комансу в районе устья левого притока р. Кунгырсу.

1 — аллювиальные валуно-галечниковые отложения первого позднечетвертичного межледниковья (?); 2 — сейсмогравитационные отложения Команского обвала первого позднечетвертичного межледниковья; 3 — флювиогляциальные галечники первого позднечетвертичного ледниковья; 4 — морены первого позднечетвертичного ледниковья; 5 — неогеновые конгломераты; 6 — разлом; 7 — осыпи; 8 — задернованные участки склонов.

р. Комансу терраса выклинивается и в 60—70-метровом обрыве вскрывается морена первого позднеплейстоценового оледенения, залегающая вместе с подстилающими ее сейсмогравитационными отложениями на цоколе из неогеновых конгломератов (см. рис. 2).

В большинстве разрезов р. Кызылсу отложения Команского сейсмообвала мощностью до 15—20 м также залегают с резкой неровной границей на средне-позднеплейстоценовых слоистых валуно-галечниках различного генезиса. В одном из разрезов (рис. 3) рассматриваемые отложения мощностью 20 м лежат на конгломератах плиоцена, слагающих низкие предгорья Алайского хребта. Склоны и водоразделы последних, возвышающиеся на 50—100 м над всхолмленной поверхностью прислоненного к ним тела Команского сейсмообвала, перекрыты чехлом морены второго среднеплейстоценового оледенения с характерными для нее крупными (5—7 м) валунами и глыбами гранитов, отсутствующих в составе обвальных образований. В последних р. Кызылсу вырезана серия террас (см. рис. 3).

Возраст сейсмообвала определяется различными исследователями от среднего плейстоцена до голоцена. По нашим данным, положение этих отложений в разрезах и рельефе между моренами последнего среднеплейстоценового и первого позднеплейстоценового оледенений позволяет датировать их временем первого позднеплейстоценового межледниковья.

Ачикташский сейсмообвал объемом 1 км³ возник, по К. В. Курдюкову (1964 г.) в голоцене в районе пика Ленина (7134 м). Длина пройденного им пути составляет около 20 км. Его отложения мощностью до 10—15 м, развитые в районе выхода р. Ачикташ из предгорий Заалайского хребта, залегают в

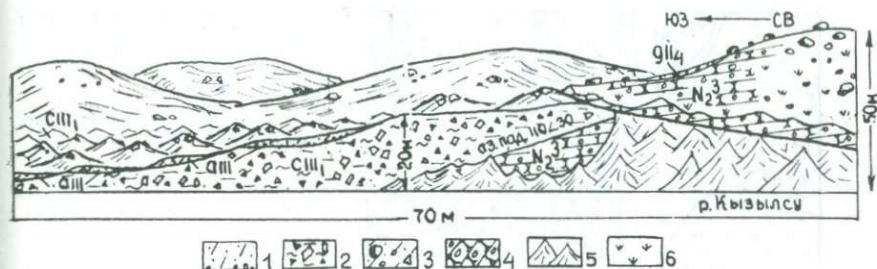


Рис. 3. Схематическая зарисовка разреза на правом берегу р. Кызылсу в 1,6 км ниже по течению от устья правого притока р. Кашкасу.

1 — верхнечетвертичные аллювиальные отложения; 2 — сейсмогравитационные отложения Команского обвала первого позднечетвертичного межледникового; 3 — морены второго среднечетвертичного оледенения; 4 — плиоценовые конгломераты; 5 — осыпи; 6 — задернованные участки склонов.

котловинах цунговых бассейнов и на моренах первого позднеплейстоценового оледенения. Выше по течению реки они перекрыты ледниковыми осадками последнего позднеплейстоценового оледенения (рис. 4). Это свидетельствует об образовании сейсмообвала в эпоху второго позднеплейстоценового межледникового.

Отложения Команского и Ачикташского обвалов сходны по рельефу и литологическому составу. В отличие от широко развитых во впадине верхнеплейстоценовых бугристо-котловинно-грядовых моренных ландшафтов («чукуров») им свойствен бугристо-западинный рельеф с изометричными в плане формами меньших размеров. Бугры обычно конусовидные (см. рис. 3), нередко с крупными глыбами на вершинах, вероятно, выжатыми на поверхность процессами сейсмовибрации. Грядовые элементы рельефа, типичные для конечно-моренных комплексов, отсутствуют.

Специфичны и особенности литологического состава сейсмообвальных отложений. Они представлены супесчано-суглинистой порошкообразной массой (типа милонитов), неравномерно насыщенной беспорядочно ориентированными преимущественно остроугольными обломками различной размерности — от дресвы до крупных (1—2 м) глыб. В составе обломков доминируют породы, развитые в зоне обвальных цирков. Галечно-валунный материал отсутствует или незначителен. Окраска толщи пестрая (зеленая, серая, желтая, белая, коричневая, красновато-бурая, фиолетовая), яркая, пятнисто-полосчатая. Пятна неправильной конфигурации, нередко вытянуты в близвертикальном направлении. Эти особенности обусловлены интенсивным дроблением и истиранием пород при движении обвалов, обладавших колоссальной кинетической энергией из-за значительного (3—4 км) превышения их цирков над дном Алайской впадины 2.

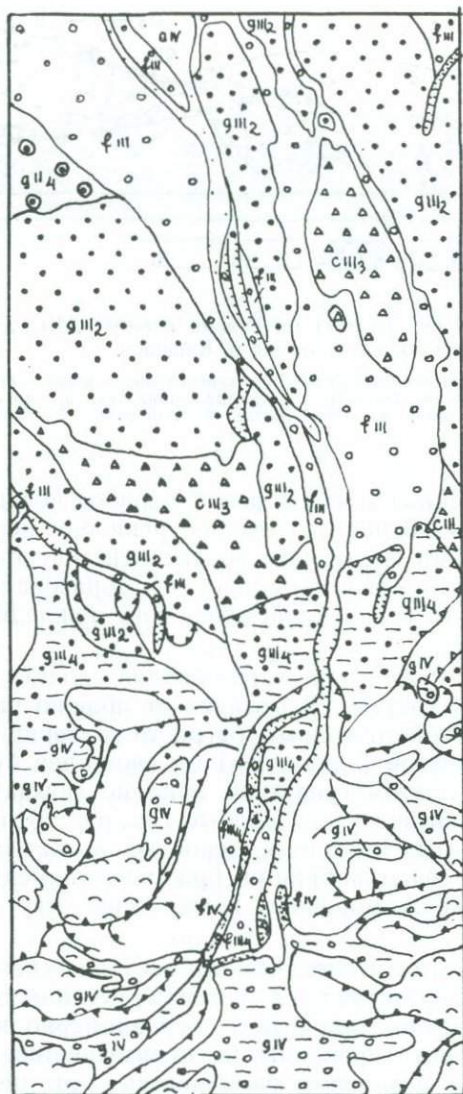


Рис. 4. Схематическая карта четвертичных отложений района Ачикташского сейсмообвала.

Усл. обозначения те же, что к рис. 1.

Верхнеплейстоценовые морены «чукурусы», за которые многие исследователи принимают отложения Команского и Ачикташского сейсмообвалов, имеют иной литологический состав. Это коричневатопалевые, буроватосерые, серые уплотненные суглинки, супеси с включением валунов, галек, дресвы, щебня, глыб значительно более разнообразного петрографического состава.

По существующим сейсмическим шкалам образование таких крупных обвалов, как Ачикташский и особенно Команский,

могло произойти лишь при землетрясениях силой не менее 10 баллов. О высокой сейсмической активности северного склона Заалайского хребта свидетельствуют многочисленные голоценовые и исторические сейсмодислокации преимущественно линейного типа (уступы, рвы, трещины, ложбины) на поверхности позднеплейстоценовых и голоценовых террас, конусов выноса, морен. Местами эти дислокации сочетаются с гравитационными типа оползней, обвалов (А. А. Никонов, А. В. Волков, И. А. Веселов, 1983 г.). Часть из них (район долины р. Алтындары) связана с сейсмическим событием девятибалльной интенсивности первой половины 18 в. Несколько крупных землетрясений (сильнейшее из них с магнитудой более 7) произошло здесь за последнее десятилетие.

Учитывая сейсмогравитационное происхождение отложений Команского и Ачикташского обвалов и связь их с землетрясениями силой не менее 10 баллов, а также подтвержденную многочисленными данными повторяемость катастрофических землетрясений, пока еще малообжитой район Алайской впадины и обрамляющих ее хребтов должен быть признан запретным для крупного строительства.

Описанные К. В. Курдюковым (1964 г.) и дополненные нами морфологические и литологические признаки верхнеплейстоценовых сейсмогравитационных отложений Алайской впадины могут использоваться при поисках следов доисторических землетрясений и в других горных регионах, установление которых важно для правильной оценки сейсмической опасности территории и детального сейсмораионирования.

УДК 551.7+551.79

В. Д. Тарноградский, Ф. А. Каплянская

КЛАССИФИКАЦИЯ ПРОДУКТОВ ГЛЯЦИОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПЕРЕРАБОТКИ РЫХЛЫХ ПОРОД ЛЕДНИКОВОГО ЛОЖА

Как свидетельствуют многочисленные данные по равнинам Европы, Сибири и Северной Америки, нелитифицированные осадочные породы под ледниковыми покровами испытывали значительные деформации и в той или иной мере вовлекались в движение.

Эти процессы интенсивно развивались благодаря высокому давлению поровых вод в породах ложа или наличию зон высокотемпературной субгляциальной мерзлоты с повышенной льдистостью. В результате сформировались зоны складок, надвигов и шарьяжей нередко мощностью в десятки и сотни метров с широким спектром в различной степени динамически измененных пород. Поэтому при стратиграфическом изучении ледниковых районов требуется гляциотектоническая расшифровка и выяс-

нение происхождения и условий залегания истинных и мнимых межморенных слоев. Практика исследований подобного рода в Западной Сибири (В. И. Астахов, 1984 г., Ф. А. Каплянская, В. Д. Тарноградский, 1975 г.) показала, с одной стороны, как велик риск ошибочных стратиграфических построений при недоучете роли гляциотектонических процессов, а с другой, — как необходима разработка классификации продуктов таких процессов при изучении и картировании конкретных объектов в крупном и детальном масштабах.

В 1985 г. комиссией по литологии и генезису ледниковых отложений ИНКВА отмечено, что наименее разработанной остается именно классификация продуктов гляциотектонических процессов (А. Dreimans, 1985 г.). В описаниях гляциотектонических явлений используются недостаточно согласованные между собой и по-разному применяемые термины, такие, как «деформационная морена» (I. A. Elson, 1961 г., Ю. А. Лаврушин, 1980 г.), «локальная или местная морена» (В. Г. Хименков, 1933 г., Е. В. Рухина, 1960 г.), «ледниковые отторженцы» (П. В. Васильев, 1929 г.), «гляциошарьяжи» (Ю. А. Лаврушин, 1976 г.), «гляциотектониты» (Р. Н. Banham, 1977 г., Ю. А. Лаврушин, 1980 г.), «гляциодислокации» (Д. Н. Соболев, 1933 г.) и т. д.

В предлагаемой классификации (см. рисунок) сделана попытка их систематизировать и показать их соотношение. В ней не рассматриваются конкретные структурные формы, сложенные переработанными породами, — складки, покровы, чешуи (скибы), диапиры, контактовые зоны смещения и т. п. Задача их описания в значительной мере уже выполнена (Ю. А. Лаврушин, 1976 г., Э. А. Левков, 1980 г., Е. В. Рухина, 1960 г.), а дальнейшее изучение разновидностей гляциоструктур может строиться на терминологической основе структурной геологии. В основу классификации положены степень гляциотектонической переработки первичных пород и залегание их относительно коренного местонахождения. По вертикальной оси указана степень динамометаморфизма пород, по горизонтальной — дальность пеленоса.

В начальной стадии воздействие ледника на породы ложа проявляется лишь в пластических и разрывных нарушениях без утраты признаков первоначального сложения. Напластование и осадочные текстуры остаются вполне отчетливыми. Если такие деформированные осадочные породы не были вовлечены в поступательное движение, то их следует относить к коренным породам, участвующим в гляциодислокациях. Породы в гляциодислокациях обычно связаны постепенными переходами с ненарушенными слоями; как правило, в них удается выяснить нормальную стратиграфическую последовательность.

Такие же слабоизмененные породы, сохранившие свое напластование, но потерявшие связь с субстратом, следует именовать отторженцами. Если отторженцы находятся еще в пре-

делах района развития аналогичных отложений, их надо относить к параавтохтонным, а за его пределами — к аллохтонным. Сохранность исходных пород в отторженцах неодинакова: по краям, вблизи главной поверхности шарьяжа, вдоль разрывов второго порядка, а также на участках сжатых складок степень изменения пород намного большая, чем в основном теле отторженца. Благодаря своим вначале более крупным размерам и малой внутренней нарушенности, обеспечивающих их прочность, аллохтонные отторженцы могут находиться на очень большом удалении от коренного источника. Максимальные размеры отторженцев могут измеряться километрами (по простиранию), а относительно минимальных размеров нет общей договоренности (Ю. А. Лаврушин, 1976 г., Э. А. Левков, 1980 г.). Целесообразно глыбы осадочных пород менее нескольких метров называть не отторженцами, а мегакластами или блоками.

На следующей стадии гляциотектонической переработки осадочные породы утрачивают большую часть черт первоначального сложения и превращаются в динамометаморфические образования. В них кое-где еще различимы реликты строения материнских пород (обрывки и фрагменты слоев, слоистая текстура внутри пластин и блоков и т. п.), но в целом преобладает вновь возникшее сложение — флюидальное или брекчиевое — в зависимости от механических свойств (Ф. А. Каплянская, В. Д. Тарноградский, 1982 г., Ю. Л. Лаврушин, Ю. Г. Чугунный, 1982 г.). Именно такого типа породы рационально именовать гляциотектонитами, хотя нередко этот термин понимают значительно шире, распространяя его и на основные морены. Для них, так же, как и для древних динамометаморфических пород, характерны кливаж, милонитизация, будинаж, сжатые складки течения, тектоническая полосчатость и т. п. Они занимают промежуточное положение между основными моренами и дислоцированными породами ледникового ложа (Ф. А. Каплянская В. Д. Тарноградский, 1982 г.). Гляциотектониты, участвующие в строении мощных контактовых гляциодинамических зон в виде пластов, языков и клиньев, непосредственно связанных корнями с субстратом, являются автохтонными; отделенные от субстрата и незначительно перемещенные главным образом в пределах поля распространения материнских пород — параавтохтонными, а вынесенные за его пределы в виде пластов, или массивов — аллохтонными. Дальность переноса тел, сложенных гляциотектонитами, вероятно, не может быть слишком большой. В гляциотектонитах, образованных за счет морских, озерных, речных и болотных отложений, нередко органические остатки хорошей сохранности.

В процессе переработки и транспортировки гляциотектониты достигают следующей стадии, когда следы осадочной текстуры уничтожаются полностью и сложение на макроскопическом уровне становится новообразованным, но от исходной породы насле-

смешение разнородного материала

mixing of different materials

сплошное разрушение исходной породы; возможна примесь чуждого материала

pervasive mesoscopic failure parent rock with (or without) some admixture of foreign material

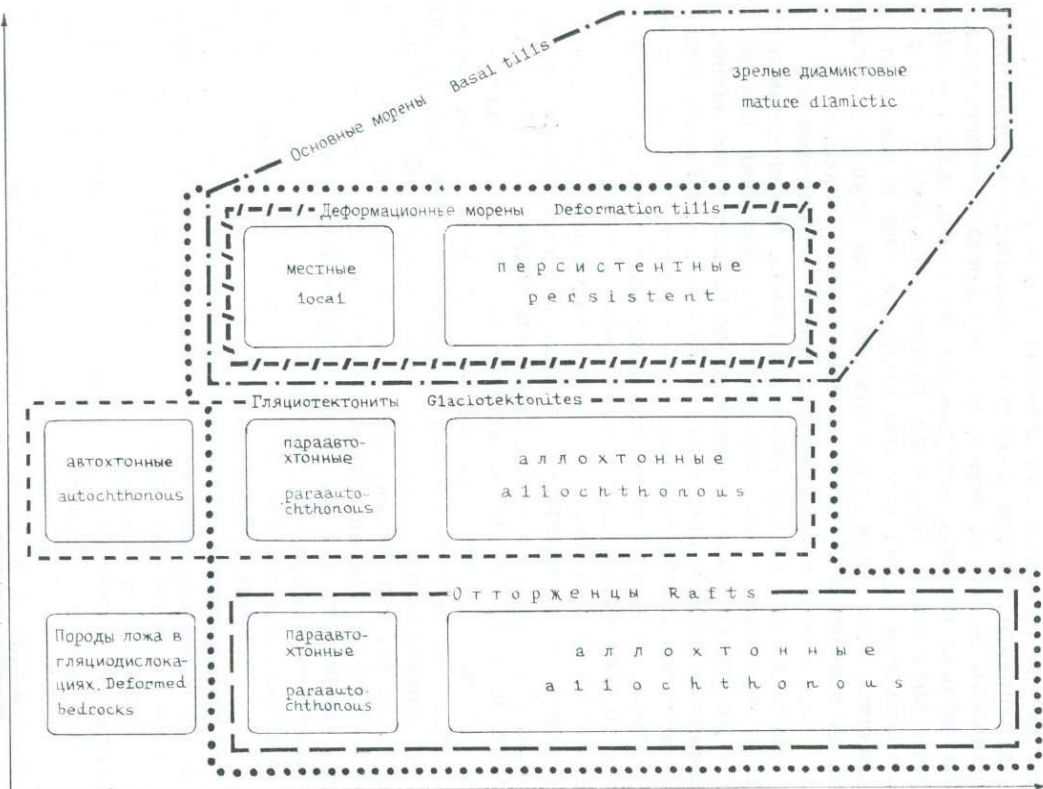
внутренние пластические и хрупкие нарушения; сохраняются реликты осадочных текстур

internal plastic deformations and/or fractures; palimpsest sedimentary structures

складки, разрывы; полностью сохраняются осадочные текстуры

folds, fractures; primary sedimentary structures are almost completely preserved

Степень преобразования Degree of metamorphism



Дальность перемещения Distance from the source

без перемещения
at the same place

в той же местности
in close vicinity

незначительная
not far

средняя
far

большая
extremely far

дуются ее литологический состав. Последний может быть уже в незначительной степени изменен из-за примеси эрратического материала или за счет новообразований. Такие вновь образованные породы, в которых первичные фациально-генетические признаки практически стерты, а облик определяется новой динамической обстановкой, предлагается выделять в качестве деформационных морен и, таким образом, проводить классификационную границу между основными моренами и гляциотектонитами по исчезновению визуально различимых осадочных текстур. Деформационные морены часто содержат микрофаунистические или палинологические комплексы и макроостатки различной сохранности.

Среди деформационных морен, полностью или почти полностью соответствующих по литологическому составу какой-либо породе ложа, следует различать, во-первых, местные или локальные морены, залегающие близ коренного источника, и, во-вторых, находящиеся на большем (иногда весьма значительном) расстоянии от него, но не испытывавшие заметного разубоживания исходного материала, которые предлагается называть персистентными (от лат. *persistens* — сохраняющийся). Такие морены, залегающие в виде пластов или струй и сохранившие литологический состав и набор палеонтологических остатков каких-либо пород, отсутствующих поблизости, нередко неоправданно также именуют локальными.

При дальнейшей транспортировке происходит смешение материала из разных, в том числе отдаленных источников, сопровождаемое истиранием и изменением гранулометрического состава. В результате формируются зрелые основные морены. Литологически они представлены диамиктоном и являются по составу интегральными (смешанными); их следует именовать зрелыми диамиктовыми основными моренами.

Отторженцы, параавтохтонные и аллохтонные гляциотектониты, а также деформационные морены образуют группу объектов, которые нарушают нормальную последовательность залегания пород и бывают причиной ошибочных стратиграфических и палеогеографических построений. Все они представляют собой разновидности гляциошарьяжей различной степени развития и морфологии, поэтому не следует ограничивать содержа-

Классификация продуктов гляциотектонической переработки рыхлых пород ледникового ложа.

Точечным пунктиром обведены разновидности, образующие гляциошарьяжи, которые нарушают нормальную стратиграфическую последовательность.

Classification of products of metamorphosis of soft bedrocks by glaciotectionic processes.

The varieties forming glacial overthrust sheets with perversion of superposition which should be taken in to account in stratigraphical studies of «multiple till sequences» are surrounded by dotted line.

ние понятия «гляциошарьяж», как это иногда делается, только крупными отторженцами.

Перечисленные (см. рисунок) типы продуктов гляциотектонической переработки пород ледникового ложа в крупных гляциоструктурах обычно участвуют совместно, будучи связанными постепенными переходами, но кроме того (особенно в аллохтонном залегании) образуют и обособленные тела. В том и другом случаях они должны входить в число самостоятельных объектов крупномасштабного картирования. Их выделение важно при стратиграфических исследованиях в областях древнего оледенения равнин для установления автохтонности или аллохтонности органических остатков и вмещающих их пород, а также для объяснения изменений вещественного состава и выявления шлейфов разноса полезных компонентов в ледниковых отложениях.

УДК 551.243 : 551.4

Ю. Ф. Чемеков

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ КОНЦЕПЦИЯ РАЗВИТИЯ ПРИРОДНЫХ ОБЪЕКТОВ И СТРУКТУРНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Изучение проблемы возраста рельефа привело Г. С. Ганешина, В. В. Соловьева и Ю. Ф. Чемекова (1970, 1975 гг. и др.) к разработке концепции пространственно-временного развития природных объектов. В формировании каждого геоморфологического объекта имеют место прогрессивная и регрессивная фазы (Ю. Ф. Чемеков, 1968 г.). Первая из них характеризуется тектонической активизацией и образованием контрастного рельефа. В регрессивной фазе условия морфогенеза меняются и становятся неблагоприятными для развития данного объекта в прежнем направлении. Поэтому он превращается в реликтовый элемент, постепенно вытесняемый новым, пришедшим ему на смену геоморфологическим объектом, для развития которого новые условия рельефообразования благоприятны. Эта фаза характеризуется затуханием эндогенных процессов, нисходящим, денудационным развитием рельефа с формированием поверхностей выравнивания. Обе фазы составляют единичный геоморфоцикл (или морфоцикл), понятие о котором построено на детальном анализе эндоморфогенеза.

Г. С. Ганешин, В. В. Соловьев и Ю. Ф. Чемеков (1970, 1975 гг.) предложили называть указанные выше фазы соответственно фазой формирования и фазой реликтового существования изучаемых объектов. Они установили, что эти фазы ограничены кратковременными эпизодами резких изменений условий морфогенеза, названными критическими временными рубежами. Это представление оформилось в виде концепции крити-

ческих рубежей формирования рельефа: исходного (в начале фазы формирования), основного (разделяющего фазы формирования и реликтового существования) и конечного (в конце последней фазы), что позволило сформулировать важнейшую закономерность: в истории морфогенеза более длительные эпохи эволюционного развития (фазы формирования и фазы реликтового существования) закономерно чередуются с революционными эпизодами (критическими временными рубежами).

Отметим, что продолжительность «жизни» геологических объектов В. И. Вернадским (1975 г.) названа длением. Этот удачный термин по праву приоритета следует сохранить, приняв для фазы формирования термин — ортодление, а для фазы реликтового существования — парадление.

Каждая из описываемых фаз характеризуется диалектической противоречивостью. Фаза ортодления объекта Б (например, эпиплатформенного орогена) одновременно является фазой парадления предшествующего объекта А (например, поверхности выравнивания). В то же самое время фаза парадления объекта Б одновременно будет являться фазой ортодления нового объекта В (например, более молодой поверхности выравнивания). Диалектической противоречивостью или двойственностью отличаются и критические временные рубежи. В первом случае основной рубеж орогена одновременно является исходным рубежом поверхности выравнивания, а во втором — конечный рубеж орогена представляет собой основной рубеж поверхности выравнивания. Отсюда вытекает еще одна важнейшая закономерность: сущность процесса эволюции рельефа представляет собой последовательность (сумму) сменяющих друг друга ортодлений все более и более молодых, прогрессивно развивающихся объектов, разделенных критическими временными рубежами. Отметим, что указанные выше закономерности проявляются в развитии всех объектов на всех таксономических уровнях и на всех уровнях геоморфологической организации нашей планеты.

Описанные выше концепции имеют всеобщий характер и типичны не только для геоморфологических объектов, но и для объектов всех других естественноисторических наук, т. е. имеют характер естественноисторических законов. Поэтому их следует именовать концепциями пространственно-временного развития природных объектов и критических временных рубежей формирования природных объектов. Они дают возможность исследования природных систем, что делает их важным инструментом и методом анализа и синтеза истории развития природных объектов, ретроспективного, современного и футурологического системного анализа и синтеза. Весьма перспективно их применение в изучении геологических объектов (геологических, стратиграфических, тектонических, структурных, осадочных, петрографических, рудных и других тел, пород, фаций, формаций, систем и т. д.) на всех уровнях иерархической организации геологи-

ческой формы движения материи. В данной статье принята трактовка рельефа как чувственно-эмпирической модели, представляющей собой совокупность элементов и форм твердой земной поверхности, заполненных вещественным содержанием.

Сформулированный Г. И. Худяковым (1976 г.) принцип геолого-геоморфологической конформности утверждает, что геоморфологическая поверхность конформна сингенетичным ей элементам геологического пространства. К. А. Флорексов (1976, с. 85) отмечает, что он «вряд ли может рассматриваться, с одной стороны, как универсальное правило в соотношениях геологической структуры и рельефа, а с другой — как выражение связи между столь разнородными и разноплановыми категориями, как геологическое пространство и геоморфологическая поверхность... Вероятно, проще было бы говорить о конформности и дисконформности рельефа геологическим структурам, поскольку первый по отношению ко вторым почти всегда вторичен». Практика, являющаяся критерием истины, свидетельствует, что одни формы рельефа конформны, а другие дисконформны геологическим структурам и телам, что лишает указанный выше принцип универсальности. Сингенетичность геоморфологической поверхности и геологического пространства наблюдается лишь для аккумулятивных форм рельефа и слагающих их осадков. Что касается денудационного рельефа, то он не сингенетичен геологическому содержанию. Как правило, геоморфологические поверхности и геологическое пространство в своих конкретных выражениях разновозрастны. Кроме того, в земной коре за время ее существования запечатлены в той или иной форме дисконформные рельефу весьма разновозрастные, генетически разнородные, морфологически разнообразные и политаксономические структурные формы.

Автор данной статьи предлагает новую непротиворечивую абстрактно-логическую пространственно-временную модель организации геоморфологического пространства. Она исходит из существования геоморфологической формы движения материи и геоморфологического пространства. Последнее вещественно заполняет геоморфологические объекты. Естественно, что между ними и заполняющим их геоморфологическим вещественным содержанием должна существовать и существует морфологическая, генетическая и временная связь. Эту объективно существующую реальность логично и необходимо выразить в понятии геоморфологического тела. Геоморфологическое тело — часть геоморфологического пространства, обособленная определенными границами, в которой проявляется генетическая, морфологическая и временная связь данного участка рельефа земной поверхности с его глубинным строением. Оно, следовательно, является объемным и относится к категории объектов четырехмерного пространственно-временного континуума. Представление о геоморфологических телах может быть конкретизировано в та-

ких понятиях, как геоморфологическая формация, геоморфологическая фация и т. д., т. е. в системах таксономически подчиненных друг другу объектов на всех уровнях организации геоморфологического пространства (от генетически однородных поверхностей до планетарного уровня). Объемы и глубина заложения геоморфологических тел тем больше, чем выше их таксономический ранг. Наиболее крупные из них (например, материки, океанические впадины, крупные горные пояса и др.) имеют мантийное заложение, менее крупные — внутрикоровое. Чем крупнее геоморфологические тела, тем длительнее их существование. Границы геоморфологических тел могут быть адекватны границам геологических (и в частности тектонических) тел (например, Джугджуро-Становой унаследованно развивающийся эпигеосинклинальный ороген отвечает Джугджуро-Становой складчато-глыбовой области), но могут и не совпадать с ними (например, геоморфологическое тело позднеолигоцен-раннемиоценовой поверхности выравнивания не конформно срезаемым ею разнородным и разновозрастным геологическим структурам).

Следуя за Ю. А. Косыгиным (1983 г.), давшим определения границ геологических тел, мы понимаем под геоморфологической границей любую поверхность, проведенную в результате некоторой однозначной процедуры. Границы могут быть резкими, условными (нескольких категорий) и произвольными. Они могут классифицироваться по положению в геоморфологическом пространстве (вертикальные, горизонтальные, наклонные и др.), по морфологии (прямые, волнистые, изломанные или комбинации из перечисленных типов), по генезису (эндогенные, экзогенные, экзогенно-эндогенные, тектонические, дизъюнктивные, надвиговые, магматические, вулканические и др.), по объему (поверхности, объемные зоны и др.) и по фазе развития (ортодление, парадление и др.), по возрасту (относительному геологическому, абсолютному и др.) и т. д. и т. п. Исследования М. В. Пятровского, В. В. Соловьева, Ю. Ф. Чемякова и многих других авторов показали высокую информативную емкость (память) мегарельефа в геологоструктурном отношении. Каждой крупной типологической категории рельефа отвечает определенный тип геоморфологического тела. Таким образом, рельеф является их наземным «отпечатком», а его исследование — методом диагностики геоморфологических тел.

Структурная геоморфология — наука, изучающая соотношения рельефа с геологическими структурами (хотя правильнее было бы поручить ей исследование внутренней структуры рельефа). Однако это понимание достаточно прочно укоренилось, что в какой-то мере оправдывает его использование. В аспекте концепции геоморфологических тел задачей этой науки является анализ их соотношений с геологическими телами и структурными формами, которая решается в процессе корреляции этих

объектов на основе пространственно-временной концепции развития природных объектов и концепции морфоциклов. Рассмотрим опыт подобного исследования на примерах по Западному Приохотью (Ю. Ф. Чемяков, 1975 г.).

Джугджуро-Становая складчато-глыбовая область в структурно-геоморфологическом отношении представляет собой унаследованно развивающийся эпигеосинклинальный ороген. В истории его развития наблюдаются сменяющие друг друга системы геоморфоциклов различных таксономических рангов (длительностью 500—700, 150—200, 40, 20—25, 4—6 млн. лет). Крупнейшими из них являются морфоциклы архейский (саамский), раннепротерозойский, среднепротерозойский, позднепротерозойский, вендско-фанерозойский (без неоген-четвертичного, начинающего, по-видимому, новый крупный морфоцикл). Начало каждого из них знаменовалось тектоно-магматической активизацией, обусловившей возникновение мобильных фаз морфоциклов. Последние согласно пространственно-временной концепции следует рассматривать как фазы ортодления горно-впадинного рельефа. В фазах парадления (стабильных фазах морфоциклов) горы денудировались. Для сменяющих их полигенетических поверхностей выравнивания данные этапы явились фазами ортодления. Таким образом, история Джугджуро-Становой области предстает как попеременная смена ортодлений горно-впадинных ортоморфоструктур и полигенетических поверхностей выравнивания, разделенных критическими временными рубежами. Существенная особенность морфоциклов меньшего ранга состоит в том, что в них, по-видимому, не происходило полного срезания орогенного рельефа, особенно если они накладывались на активные фазы крупных морфоциклов. С другой стороны, эффект выравнивания был более полным при наложении морфоциклов низких таксонов на стабильные фазы крупных.

Пространственно-временной анализ показывает, что развитие Джугджуро-Станового геоморфологического тела в фазах ортодлений орогенов происходило в границах Джугджуро-Становой складчато-глыбовой области с протерозоя до настоящего времени (с перерывами во время фаз парадлений) с устойчивой проявлявшимся простираем, аналогичным современному. В описываемой области следы типичного платформенного развития со свойственными ему структурными формами (антеклизам, синеклизам и др.) отсутствуют, что обязывает называть горные сооружения не эпиплатформенными, а унаследованно развивающимися эпигеосинклинальными орогенами. В эпохи ортодлений поверхностей выравнивания Джугджуро-Становое геоморфологическое тело, расширяясь латерально и соединяясь со смежными поверхностями выравнивания, объединялось с поверхностью выравнивания Алданского щита в одно крупное геоморфологическое тело. Таким образом, объемы геоморфологических тел в истории развития описываемой области ритмично

менялись в зависимости от циклично меняющейся смены орогенов поверхностями выравнивания.

С помощью пространственно-временной концепции и концепции морфоциклов может быть произведен системный анализ геоморфологических тел и их наземного рельефа. В весьма сжатом изложении результаты его применительно к Джугджуро-Становой области выглядят следующим образом. В унаследованно развивающихся эпигеосинклинальных морфоциклах наблюдается противоборство систем эпигеосинклинальных орогенов и систем полигенетических поверхностей выравнивания, относящихся к открытому типу. Энергетическая основа эпигеосинклинальных орогенов по-видимому, связана с тектоно-магматической активизацией. В фазе ортодления создаются растущие горы, которые целесообразно называть анаорогенами или анагорами (от гр. ана — снизу вверх). Баланс вещества в этих системах положителен, обеспечивая как формирование гор, так и их глубинных корней в результате утолщения земной коры и литосферы. В описываемую фазу ортодления орогенов наблюдается особый тип денудации, который заслуживает названия «врез—денудация». Она имеет специфический характер по направленности (эрозионный линейный врез сверху вниз), вещественному составу транзитных отложений (грубые по механическому составу образования) и морфологическому эффекту (увеличение контрастности рельефа и возрастание относительных высот). Формируется своеобразный комплекс полезных ископаемых (аллювиальные и склоновые россыпи полезных минералов). Линейным врезом вскрываются коренные рудные месторождения. Устойчивость и длительность фазы ортодления тем выше, чем крупнее таксономический ранг системы. Основной рубеж завершает прогрессивное развитие системы. В фазе парадления анаорогены превращаются в реликтовую форму — катаорогены (гр. ката — сверху вниз) или катагоры, т. е. в снижающиеся, разрушающиеся, «денудационные» горы. Развитие рельефа происходит при господствующих процессах денудации особого типа, которой следует обозначить термином срез-денудация. Сущность ее заключается в срезании катагор, сносе транзитных осадков во впадины, выравнивании рельефа и, в конечном итоге, в формировании полигенетических поверхностей выравнивания. Продукты срез-денудации специфичны — это делювиальные и элювиальные осадки, коры выветривания каолинитового, бейделлитового, монтмориллонитового, гидрослюдистого и других типов. Своеобразен и набор типов полезных ископаемых: месторождения коры выветривания (бокситы, каолины, минеральные краски, железные шляпы, кираса и др.), элювиальные и делювиальные россыпи полезных минералов, вскрытые рудные месторождения. В фазу парадления завершается развитие эпигеосинклинального орогена как системы. Как указывалось, она одновременно является фазой ортодления новой геоморфосистемы —

полигенетической поверхности выравнивания. Она развивается в стабильных тектонических условиях преимущественного экзогенного энергетического питания (за счет энергии солнца). Для этой системы характерен отрицательный баланс вещества, вызывающий сокращение мощности земной коры и литосферы, выравнивание земной поверхности, рельефа границы Мохо и нижней границы литосферы в условиях стабильного тектонического режима. На основном рубеже система поверхности выравнивания в результате тектонической активизации переходит в реликтовое состояние, деформируется, расчленяется в процессе восходящего развития врезом — денудацией. Реликтовые участки системы могут сохраняться на отдельных вершинах горных возвышенностей, а также в погребенном состоянии в районах погружений. Описываемая система постепенно замещается вновь формирующимся орогеном.

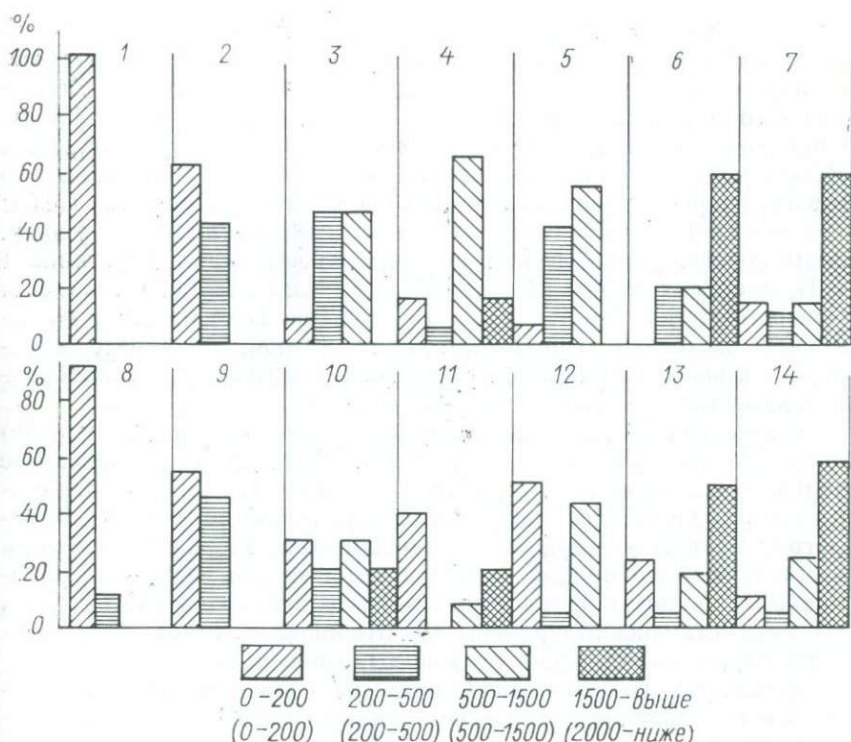
УДК 551.4 : 551.14

В. В. Соловьев

СВЯЗЬ СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ И СОВРЕМЕННОГО РЕЛЬЕФА

За последние годы все чаще делаются попытки дополнить данные о связях рельефа с приповерхностным геологическим строением информацией о более глубинных соотношениях. Обычно при этом используются прямые или опосредованные связи традиционно выделяемых геоморфологических подразделений (типов и форм рельефа, неотектонических блоков и т. д.) с геофизическими полями и их аномалиями, что обеспечивает приток новых сведений, существенных для развития геоморфологической теории. Известны труды Р. М. Деменицкой (1975 г.), Ю. Ф. Чеमेкова (1977 г.), М. В. Пиотровского (1978 г.), В. В. Соловьева (1978 г.), В. В. Соловьева и В. М. Рыжковой (1983 г.), Б. В. Ежова и Г. И. Худякова (1984 г.) и других авторов, посвященных этой проблеме.

Для работ, затрагивающих связь рельефа земной поверхности с недрами Земли, из-за различия подходов характерно давление концептуальности и неизбежная примесь субъективизма при выделении геоморфологических категорий. Для уменьшения влияния этих негативных факторов нами выбраны нейтральные (не зависящие от исходных идейных представлений) критерии анализа: надежность и однозначность выделения анализируемых категорий рельефа; обширность площади исследования, обеспечивающая возможно более полное пространственное сочетание рассматриваемых объектов; разнообразие каналов информации о глубинных неоднородностях; приведение сопоставляемых материалов к одному масштабу.



Гистограмма гипсометрических (1—7) и батиметрических (8—14) уровней СССР.

1 — Западная Сибирь, 2 — Русская платформа, 3 — Сибирская платформа, 4 — Восток СССР, 5 — Казахстан, 6 — горы юга Сибири, 7 — Альпийский пояс, 8 — Северные моря, 9 — Баренцево море, 10 — Охотское море, 11 — Берингово море, 12 — Южный Каспий, 13 — Японское море, 14 — Черное море. Разной штриховкой обозначены различные гипсометрические и батиметрические (в скобках) уровни (в м).

В качестве основных анализируемых категорий земной поверхности избраны гипсометрические ступени суши территории СССР и батиметрические ступени прилегающих акваторий. Для сравнительного анализа использовались карты масштаба 1:10 000 000 Атласа геолого-геофизического содержания (1982 г.). В итоге в том же масштабе В. В. Соловьевым и Т. П. Полниковой составлена карта соотношения гипсометрии и геолого-структурных элементов СССР. Основным исходным материалом при этом послужила мелкомасштабная географическая карта.

На составленной карте выделены высотные ступени для суши: 0—200, 200—500, 500—1500, 1500 м и выше; для дна акваторий: 0—200, 200—500, 500—2000 м и ниже. Им присвоены номера от I до IV для суши соответственно возрастанию высот, а для моря — соответственно возрастанию глубин.

В разных регионах эти ступени занимают различную площадь (рис. 1) и имеют неравномерные распространение и взаи-

моположение. Две трети территории СССР заняты двумя первыми ступенями, среди которых доминирует первый (200-метровый) гипсометрический уровень. Он преобладает в Западной Сибири. Четвертая ступень в горах Средней Азии и Алтае-Саянском регионе имеет повсеместное распространение. В остальных регионах преимущественно развиты смежные (по высоте) парные уровни. При движении с запада на восток СССР (за исключением Западной Сибири) гипсометрические уровни повышаются. Для Русской равнины преобладают сочетание I и II, для Восточной Сибири — II и III, для Дальнего Востока и Северо-Востока СССР — III и IV уровней. В отличие от постепенного изменения гипсометрических уровней по широте, в меридиональном направлении IV уровень южных гор скачкообразно сменяется II уровнем северных равнин.

Батиметрические ступени морских акваторий также довольно неоднородны. Для Баренцева моря характерно преобладание первых двух подводных ступеней. В остальных северных окраинных морях СССР доминирует I батиметрический уровень. Батиметрия Берингова моря весьма своеобразна. Здесь с хорошо развитой первой подводной ступенью сопрягается четвертая, занимающая большую часть площади. Над ней возвышается лишь III батиметрический уровень хр. Ширшова и узкая полоса гемшельфа Командорских островов (I уровень).

Акватория Тихого океана, примыкающая к Камчатке и Курильской островной дуге, имеет исключительно контрастное сочленение батиметрических уровней. Узкий шельф здесь непосредственно примыкает к абиссали. С учетом прибрежного положения III гипсометрической ступени (Кроноцкий п-ов) общая амплитуда перепада высот составляет в этой зоне более 4000 м. В Охотском и Японском морях развиты все четыре батиметрических уровня. Среди внутренних морей следует выделить контрастное сочленение батиметрических ступеней Черного моря и Южно-Каспийской впадины. Остальные внутренние моря мелководны.

Сравнение стили соотношения разновысотных и разноглубинных ступеней позволяет наметить черты сходства между наземными и подводными регионами. Несомненно, единый стиль распространения и взаимоположения гипсо- и батиметрических ступеней имеют Европейская территория СССР и дно Баренцева моря; Западная Сибирь и дно морей Лаптевых, Восточно-Сибирского, Чукотского. Сходно пространственное распространение высотных ступеней Казахстана и Средней Азии со стилем батиметрии Охотского моря, Кавказа и прилегающих к нему равнин — с батиметрией Черного и Японского морей.

При сравнительном анализе гипсометрии СССР с комплектом карт Геолого-геофизического атласа (1982 г.) основное внимание обращалось на соответствие гипсометрических ступеней тем или иным геолого-геофизическим таксонам. В целом под-

тверждено ранее известное соответствие генеральных высотных уровней рельефа крупнейшим геотектоническим подразделениям, выражающееся в приуроченности равнин и плоскогорий к платформам, а возвышенностей и горных сооружений — к геосинклинально-складчатым системам и подвижным поясам.

Остановимся вначале на результатах сравнительного анализа гипсометрии с данными геологической, тектонической и структурно-формационной карт.

Для Русской платформы границы гипсометрических ступеней нередко определяются глубинными разломами фундамента (Днепровский авлакоген, Прикаспийская синеклиза и др.). Роль вещественного состава геологических тел и формационных комплексов возрастает лишь при совпадении границ комплексов с разломами. На пространственное положение гипсометрических ступеней влияет усиление неотектонических движений, реализующихся в унаследованном плане.

В горном обрамлении платформы эндогенные связи гипсометрических ступеней усложняются. В палеозойских складчатых структурных зонах преобладающим фактором в контроле гипсометрии выступают структурно-формационные комплексы, ограниченные продольными дизъюнктивами. При автономном расположении глубинных разломов они имеют гипсометрический приоритет по сравнению с формационными комплексами. Молодые (мезозойско-кайнозойские) формационные комплексы наоборот часто и без поддержки дизъюнктивов формируют гипсометрические уровни II и III ступеней (Карпаты, Крым, Кавказ). Наиболее высокий гипсометрический уровень связан с формированием осевых зон мезозойских геосинклиналей.

Сибирская платформа обладает эндогенно предопределенными границами на севере, западе и востоке, южная же граница ее гипсометрически не определена, так как проходит внутри высотного поля III ступени. Восточная и южная пограничные зоны платформы характеризуются гипсометрической мобильностью. Так, с кайнозоя начинается расширение на запад от Приверхожанского прогиба полосы I уровня, в то же время по южному флангу платформы формируется III уровень, в который включены складчатые структуры обрамления и платформенные участки. Обе границы неровные, заливообразные, не отмеченные разломами.

Складчатые структуры Казахстана четко отграничены от платформенных границей II ступени, совпадающей с зоной глубоких разломов. Смена гипсометрических уровней внутри одновозрастного (герцинского) формационного поля также предопределена разрывной тектоникой. Для древней Кокчетавской глыбы соотношения II и III ступеней напоминают платформенные.

Для гор Средней Азии и Алтае-Саянской области характерно отсутствие прямых соотношений с древним складчатым и дизъюнктивным планом. Дизъюнктивные уступы ограничивают лишь

древние фасы этих территорий, представленных IV уровнем, обширное поле которого нарушено только спущенными блоками крупных межгорных депрессий.

Для мезозойского Дальнего Востока и Северо-Востока в целом (так же, как и для горного обрамления Сибири) структурно-формационная предопределенность гипсометрии затуманена неотектоническими воздыманиями, обусловившими доминирование III (реже IV) высотных ступеней. Однообразие гипсометрических полей нарушается лишь в зонах кайнозойских рифтов (Момский свод), где развита IV ступень, и в предгорных и межгорных депрессиях.

Для транзитальных систем (Корякия, Камчатка, Курилы, Сахалин) гипсометрия достаточно полно отражает структурно-формационный план территорий, отличаясь от других площадей контрастным сочленением низких и высоких ступеней, что подчеркивает роль дизъюнктивного контроля. Правда, для площадей, граничащих с глубокоководными желобами, абрис гипсометрических ступеней определяется вещественным составом вулканитов и позицией вулканических центров, но не продольными разломами (Курилы, восточное побережье Камчатки). Для внутренней зоны транзитали типично менее контрастное сочленение гипсометрических ступеней и характерное для субплатформенного режима преобладание I ступени (Северный Сахалин, западное побережье Камчатки) и сопряженное с ней поднятие блоков новейших орогенов (Восточно-Сахалинские горы).

Анализ связей гипсометрических ступеней с магматическими образованиями, отражающими жизнь более глубоких оболочек Земли, показал, что вулканиты и интрузии в целом хорошо коррелируются с гипсометрическими ступенями, хотя и обнаруживают вариации в зависимости от глубинности магматического процесса. При этом принимается, что ультраосновные и щелочные породы являются корово-мантийными и мантийными, а кислые продуцируются верхним слоем земной коры.

Установлено, что наиболее глубинные (ультрамафитовые) интрузии тяготеют к зонам разделов между низким и контрастно сочленяющимся с ним высокими гипсометрическими уровнями. Лишь в блоках энергичного неотектонического воздымания они, так же, как и интрузии другого состава, находятся внутри полей IV гипсометрического уровня.

Несколько менее глубинные, чем ультрамафиты, вулканические пояса нередко обнаруживают унаследованность от первых и находятся в аналогичной гипсометрической ситуации.

Среди кислых интрузий намечено два типа соотношений: докембрийские гранитоиды часто приурочены к глубинным разломам по границам гипсометрических ступеней; фанерозойские интрузии не связаны с границами ступеней, рассеянно распространяясь внутри контуров обычно наиболее высоких региональных уровней.

Коррелируемость гипсометрических уровней с петромагнитными и петроплотностными параметрами геологических формаций достаточно высока лишь для молодых рифтовых систем транзитальной зоны, высотные ступени которых хорошо сопоставляются с контрастными петромагнитными (и плотностными) формациями. Более определенны соотношения с гипсометрией аномалий магнитного поля. Если для плит, щитов и молодых платформ такие корреляции минимальны, то для складчатых областей они варьируют — от незначительных (для древних систем) до высоких (в альпийских складчатых поясах). Внешние кромки шельфа также отчетливо трассируются полосами напряженного положительного магнитного поля.

Сравнительный анализ гипсометрических уровней с тепловым потоком земной коры выявил сложную картину соотношений. Так, для Урала эти соотношения минимальны, а для отдельных участков Русской платформы (Тиманский кряж, южное обрамление Балтийского щита и др.) наоборот, весьма заметны. Гипсометрические уровни альпийского пояса в целом расположены согласно с высокоградиентными зонами нестационарного теплового режима, а IV (реже III) гипсометрические уровни Байкальского рифта полностью совпадают с дугообразно изогнутой зоной конвективного переноса тепла.

Крупные глубокофокусные (мантийного заложения) структуры центрального типа контролируют гипсометрический план как древних платформ, так и складчатых областей, но не влияют (на заданном уровне детальности анализа) на гипсометрию молодых платформ и среднеазиатских гор.

Гипсометрические (и батиметрические) уровни в ряде случаев обнаруживают определенную связь и с мощностью земной коры. Наиболее полное их соответствие ступеням мощности коры имеет место для зон альпийской складчатости, окраинных морей и океанской акватории, а также для активно развивающихся мегаструктур центрального типа. Контрастное сочленение высотных уровней обычно соответствует сочленению по глубинным разломам земной коры резко различных по мощности блоков.

Интересны результаты сравнения гипсометрии с данными карты глубинного строения земной коры СССР. Для большей части территории СССР, за исключением Западной Сибири, границы гипсометрических ступеней коррелируются с разломами, разделяющими блоки с различными коэффициентами сжатости. При этом контрастные границы между гипсометрическими полями сопредельных регионов часто совпадают с глубокими разломами, разделяющими фемические и салические блоки. Особенно хорошо данная закономерность выдерживается при сочленении платформ и складчатых поясов, а также в зоне транзитали.

Схема плотностной дифференциации мантийно-коровых блоков, входящая в Атлас геолого-геофизических карт, дает воз-

возможность проследить связи гипсометрии и с подкоровыми неоднородностями литосферы. Установлено, что описанная в начале статьи закономерность пространственного положения гипсометрических ступеней находится в соответствии с генеральным распределением мантийно-коровых блоков с разной плотностью. Прямое соотношение отмечено для зон альпийской складчатости, для центральных мегаструктур и секущих линейных структур как в древних платформенных, так и в складчатых областях. Скачкообразное увеличение высот по южному обрамлению платформ хорошо согласуется с резким нарастанием здесь градиента изменения плотности глубинных блоков. Разным стилем взаимоотношения глубинных блоков, обладающих разными плотностными параметрами, может быть объяснено и парное доминирование гипсометрических уровней Русской, Сибирской платформ и Востока СССР. Молодые платформы, характеризующиеся мозаикой блоков низкой плотностной градации, очевидно, из-за недостаточного глубинного энергетического обеспечения отмечены самыми низкими гипсометрическими уровнями.

Описанные гипсометрические соотношения находят более детализированное объяснение в корреляции с литосферными тасонами, показанными на геодинамической карте СССР.

Сравнительный анализ гипсометрии с различными геологическими, тектоническими и геофизическими данными показал, что гипсометрические ступени и их пространственная позиция во многих случаях непосредственно связаны с глубинной структурой литосферы, и, в первую очередь, ее высокоградиентными зонами.

Отсутствие связей гипсометрии с глубинным строением для того или иного района означает, что последние либо имеют слабую энергетическую поддержку (Западная Сибирь), либо находятся в стадии структурной перестройки (горы Средней Азии и частично Алтае-Саянской складчатой области). Различная сходимость гипсометрии с глубинными параметрами (удовлетворительная по коровым и плохая по мантийным), видимо, указывает на перемещение энергогенерирующей эквипотенциальной поверхности в верхние горизонты мантии (зона перехода континент—океан). Намечающаяся для отдельных гипсометрических полей «заливообразная» агрессия (в сторону сопредельных высотных ступеней) с выходом за рамки крупных геоструктурных подразделений указывает на современную (или недавнюю) миграцию фронта геодинамических напряжений.

Выявленные связи открывают возможность для решения обратной задачи — по гипсометрии судить об особенностях глубинного строения земной коры и литосферы. Изложенные материалы базировались на данных мелкомасштабных карт. Несомненно, подобный анализ может быть проведен и в более крупных масштабах. В этом случае гипсометрические ступени должны быть выбраны с более дробным шагом, что поможет выявить более частные, но не менее важные для геологии и металлогенеза.

нии структурные связи. Представляется, что специализированный (для геологических целей) анализ гипсометрии (и батиметрии) может быть положен в основу нового научного направления.

УДК 551.243 : 551.4

В. В. Соловьев, В. М. Рыжкова

ГЛУБИННЫЕ ПАРАМЕТРЫ МОРФОСТРУКТУР ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА

Изометрические эндогенные структурные формы с центрально-носимметричным распределением слагающих их элементов относятся к обширному классу структур центрального типа (СЦТ). Рудоносность многих из СЦТ и относительно легкое распознавание их при помощи дистанционных методов привело в последние годы к чрезвычайной популярности этих объектов, которые используются при решении различных геологических задач.

Проведившиеся во ВСЕГЕИ исследования (В. В. Соловьев, 1972, 1978, 1982 гг., В. В. Соловьев, В. М. Рыжкова, 1983 г.) позволили сделать вывод, что СЦТ являются ведущими геологическими структурами на всех этапах корового развития Земли, а также, вероятно, и других планет солнечной системы. Принятая авторами модель объясняет возникновение радиально-концентрического каркаса центральных структур импульсной разрядкой геодинамических напряжений из глубинных энергогенерирующих очагов, в процессе которой осуществляется тепломассоперенос по радиусу-вектору Земли. При этом происходит формирование конических объемных фигур (сложных конических блоков), в пределах которых глубинные и приповерхностные структурно-вещественные комплексы парагенетически связаны, образуя единую геодинамическую систему центрального типа. Корневые части разнопорядковых структур (их энергогенерирующие очаги) приурочены к различным геофизическим разделам в земной коре и мантии, а размеры центральных структур по поверхности Земли находятся в пропорциональной зависимости от глубины залегания продуцирующих очагов. В общем случае глубина заложения структур H равна половине их диаметра или радиусу r , измеренному по поверхности Земли. Формула $H=r$ впервые обсуждалась на совещании по симметрии геологических тел (1973 г., ВСЕГЕИ) как выражение принципиальной связи латеральных и глубинных параметров СЦТ. Правомочность предположения о разрядке геодинамических напряжений по системе 90° -го телесного угла, вершина которого приурочена к энергогенерирующему очагу, подтверждается тектонофизическими построениями (М. В. Гзовский, 1975 г.), реконструкцией полей напряженного состояния земной коры в сфере очагов землетрясений, расчетом пространственного распределения

максимальных сколовых напряжений (А. В. Долицкий, 1978 г.) и другими работами. На прямую связь латеральных и глубинных параметров СЦТ и приуроченность генерирующих их очагов к границам геофизических разделов указывает и статистическая обработка размеров радиусов морфоструктур центрального типа (МЦТ) территории СССР, изображенных на карте морфоструктур (1977 г.). Несколько тысяч центральных форм было сгруппировано по сходству размеров их радиусов в несколько дискретных рядов, обнаруживших высокие корреляционные связи с глубинами залегания геофизических слоев стандартной слоистой модели Земли. Второе издание упомянутой карты (1982 г.) дополнено глубинным разрезом от Новой Земли до Курил, который построен по определениям глубины залегания геофизических разделов на основе формулы $H=r$.

Таким образом, впервые применен новый подход к выявлению пространственного расположения глубинных масс и сделан важный шаг на пути объемного геологического картирования. Одновременно на базе этого принципа началось составление карты рельефа подошвы литосферы СССР масштаба 1 : 10 000 000. Авторский оригинал ее обсуждался в 1980 г. на геофизической секции ЛОЕ и получил одобрение, поскольку была установлена высокая сходимость представленных материалов (вычисленных с помощью глубинных параметров СЦТ) и инструментальных данных магнитотеллурического зондирования и сейсмопрофилирования.

Отметим, что до сих пор еще далеко не все геологи разделяют вышеотмеченное соотношение латеральных и глубинных параметров СЦТ, хотя многие из них (В. А. Буш, В. И. Терехов, Н. Н. Яхимович и др.) допускают определенную, но не жестко регламентированную зависимость этих элементов. В то же время ряд исследователей (Б. В. Ежов, А. П. Кулаков, В. В. Муравьев, В. П. Пронин, Г. И. Худяков и др.) стоят в данном вопросе на позициях, аналогичных с авторами статьи.

Поскольку типологические свойства СЦТ начинают использоваться для вычисления глубинных неоднородностей земных недр, представляется своевременным остановиться на некоторых общих положениях и на поправках, которые должны учитываться при корреляции латеральных и вертикальных параметров центральных структур с геофизическими разделами.

Радиально-концентрический каркас СЦТ на поверхности редко реализуется экспонированными геологическими телами и зонально расположенными формационными комплексами. В большинстве случаев СЦТ вычитываются по упорядоченной совокупности тектонических, вещественных, геоморфологических и других элементов, а также по системе безградиентных дешифровочных линеаментов, что позволяет считать СЦТ объектом комплексного обоснования. Для их исследования, как показывает практика, наиболее продуктивен морфоструктурный подход. Вы-

явление морфоструктур центрального типа (МЦТ) позволяет быстро и точно привязать к их каркасу любую геологическую, геофизическую и другую информацию, обеспечивающую комплексное обоснование данного объекта.

Под морфоструктурой, согласно положениям геолого-морфологического анализа (В. В. Соловьев, 1978 г.) нами понимается выражение какой-либо конкретной геологической структуры на поверхности литосферы. Закономерная совокупность обнажающихся геологических тел, безградиентных линеаментов и форм рельефа являются слагаемыми морфоструктуры. Рельеф рассматривается как носитель информации о геодинамических напряжениях и других особенностях, присущих анализируемой структуре. Основная структурная информация содержится в простирании форм рельефа и линеаментов, так как конформность современных склонов древней структуре чрезвычайно редка.

Органическое единство внешнего радиально-концентрического каркаса МЦТ с ее глубинным содержанием позволяет применять принцип дополнительности для всесторонней характеристики исследуемого объекта. Условием применения любой дополнительной информации (геофизические поля, геологические или минерогенетические зоны или другие категории) является согласованность простираний дополняющих категорий с радиально-концентрическим планом морфоструктуры.

При исчислении глубинных параметров СЦТ необходимо помнить о ряде ограничений, которые сводятся к отбраковке конвергентных экзогенных форм, к генетическим ограничениям (исключение диатрем и других СЦТ с вертикальным сечением, близким к цилиндру), а также к учету максимальных (предельных) размеров СЦТ, для которых справедлива формула $H=r$.

Кроме того, при определении реальной глубины заложения СЦТ в типовую формулу $H=r$ необходимо вносить поправки за кривизну геоида, определяющую сферичность поверхности МЦТ, и за рельеф.

Поправки за сферичность в исходную формулу вводятся при анализе крупных СЦТ. Максимальную величину поправки за сферичность получаем из рассмотрения предельной по размеру структуры FCD (рис. 1). Для упрощения расчетов геоид принят за шар с радиусом R в экваториальном сечении (отрезок AC) и центром в точке C . Треугольник CAO по построению прямоугольный, равнобедренный. Дуга AB составляет $1/8$ экватора. Отложив на касательной OO' отрезок AE , равный дуге AB , получаем величину измеренного по поверхности Земли радиуса структуры r_n , который меньше истинного радиуса ее r на величину ED ($\Delta r = \Delta h$). Тогда $r = r_n + \Delta r$. Подставляя это значение в основную формулу, получаем $H = r_n + \Delta r$.

В рассматриваемом случае определение Δh не вызывает трудностей, так как из геодезии известны точные размеры $H =$

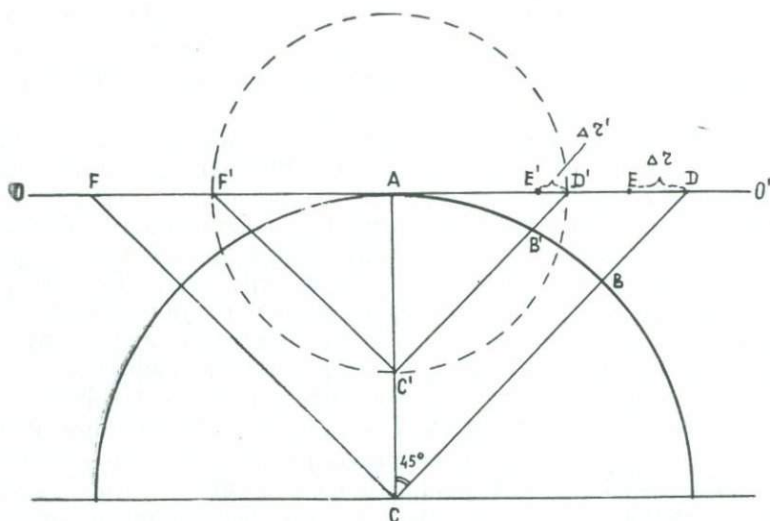


Рис. 1. Графическая модель расчета поправок Δh для вычисления глубины заложения СЦТ.

≈ 6371 км, $r = 5009$ км. Поправка за сферичность $\Delta h = H - r_n = 6371 - 5009 = 1362$ км.

Сложнее вычисление Δh для неперелыхных СЦТ, глубина заложения которых меньше радиуса Земли. Фигура $F'C'D'$ обозначает такую структурную форму. Последовательность определения Δr в этом случае аналогична вышеописанной, но величина глубины заложения H (отрезок AC' на чертеже) задается исследователем, а размер полученной по построению дуги AB' определяется либо курвиметром, либо в градусах центрального угла Земли (угол ACB') с последующим переводом в линейные единицы, исходя из величины географического градуса или с использованием известной из планиметрии формулы дуги $P_n = \frac{\pi R n^\circ}{180^\circ}$.

Полученный ряд таких поправок позволил построить график зависимости их величины от измеренных радиусов (рис. 2). На кривой хорошо видно, что с уменьшением радиуса (от предельного) величины поправок резко падают и для структур с радиусами менее 200 км составляют менее 1% диаметра структурной формы.

В случае проведения исследований, затрагивающих коровую и корово-мантийную зоны, с которыми обычно обязаны мезоструктуры для приближенного исчисления поправок, можно воспользоваться формулой $h = R - \sqrt{R^2 - r^2}$, выведенной при допущении ничтожно малых искажений кривизны геоида. По этой формуле Δh для структур с измеренными радиусами 200, 150,

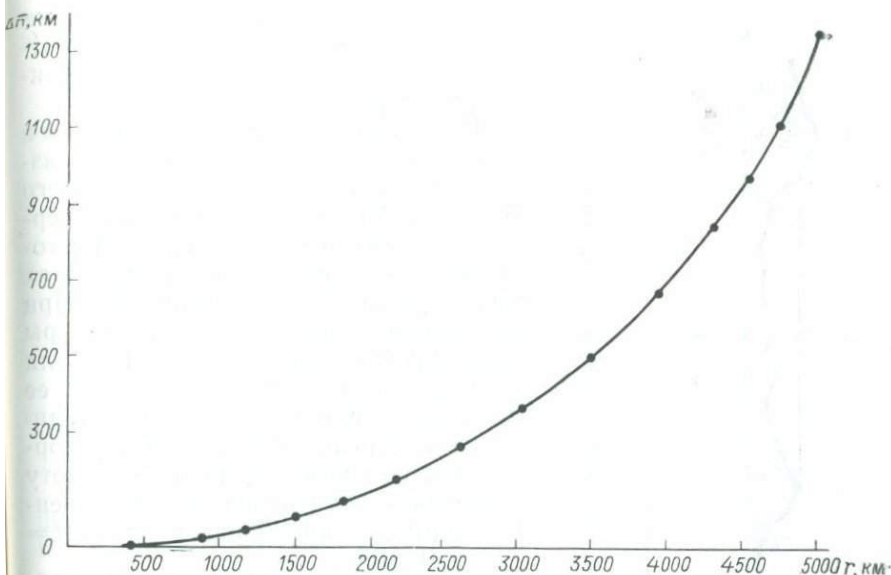


Рис. 2. Зависимость величины ΔH от радиусов СЦТ.

100 и 50 км составляет соответственно 2,13; 1,77; 0,78; 0,19 км.

Поправки за рельеф Земли, в отличие от рассмотренных, имеют существенное значение при использовании локальных СЦТ для поиска внутрикоровых разделов. Без этой поправки исчисленные разделы трудно правильно скоррелировать с соответствующими геофизическими разделами, привязанными обычно к уровню моря. По этой причине глубины заложения морфоструктур необходимо давать в абсолютных значениях. При определении высотных (глубинных) отметок центральных форм по картам учитывается гипсометрия (батиметрия) только их внешних концентров. Основные варианты распределения элементов МЦТ показаны на рис. 3, на котором хорошо видно, насколько велик разброс величин радиусов (в зависимости от их гипсометрии) для МЦТ одной глубины заложения. При расположении корневых частей мелких морфоструктур выше уровня моря (рис. 3, V) их абсолютная высота устанавливается вычитанием величины радиуса структуры из измеренной высоты внешнего концентрата ($H=h-r$).

При одновысотном положении внешних концентров морфоструктуры над уровнем моря (рис. 3, I) абсолютная отметка глубины ее заложения определяется по формуле $H=r-h$. При равноглубинном положении подводной морфоструктуры (рис. 3, II) к ее исчисленному по карте радиусу прибавляется

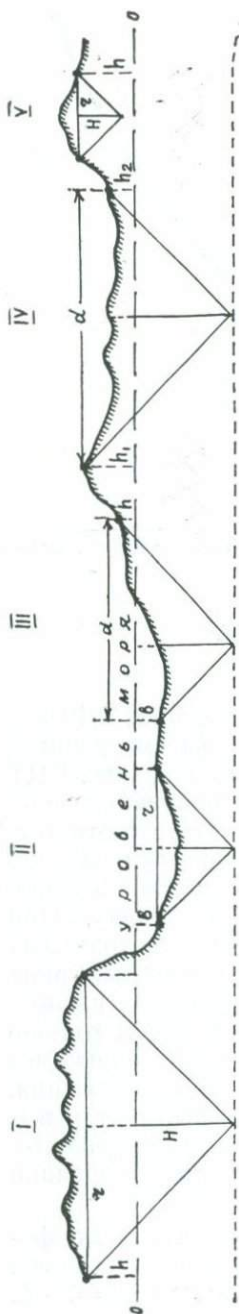


Рис. 3. Типовые случаи расчетов поправок за рельеф при определении глубины заложения СЦТ.

батиметрическая поправка b , равная глубине водного слоя. Тогда абсолютная глубина заложения ее определяется по формуле $H = r + b$.

Несколько усложняются формулы в случае разновысотного положения измеряемых концентров, вследствие чего МЦТ приобретает эллиптические очертания со смещенным центром, поэтому вместо радиуса при построениях используется ее поперечник d . При положении такой морфоструктуры выше уровня моря (рис. 3, IV) для определения абсолютной отметки ее энергогенерирующего очага необходимо из измеренного поперечника морфоструктуры вычесть среднюю высоту ее внешних концентров. Соответственно формула приобретает вид $H = \frac{d - (h_1 + h_2)}{2}$. Аналогично, но с введением положительной поправки за среднюю мощность водного слоя $\frac{b_1 + b_2}{2}$, исчисляется абсолютная отметка заложения разноточной (подводной) МЦТ: $H = \frac{d + b_1 + b_2}{2}$. В случае подводно-надводного положения МЦТ (рис. 3, III) для определения абсолютной величины ее заложения используется формула $H = \frac{d - h + b}{2}$.

Рис. 4 поясняет эту формулу, которая вытекает из решения прямоугольных треугольников. Треугольник ABD обозначает контур морфоструктуры, частично находящейся ниже уровня моря 00_1 ; d — измеренный по карте размер морфоструктуры; AE — достроенный до уровня моря фланг МЦТ; EC — диаметр морфоструктуры на уровне моря; абсолютная глубина заложения $H = DD_1$ составляет половину диаметра EC . Очевидно, что этот диаметр складывается из размера морфоструктуры d , увеличенного, с одной стороны, на отрезок $\Delta d = EA_1$, и уменьшен-

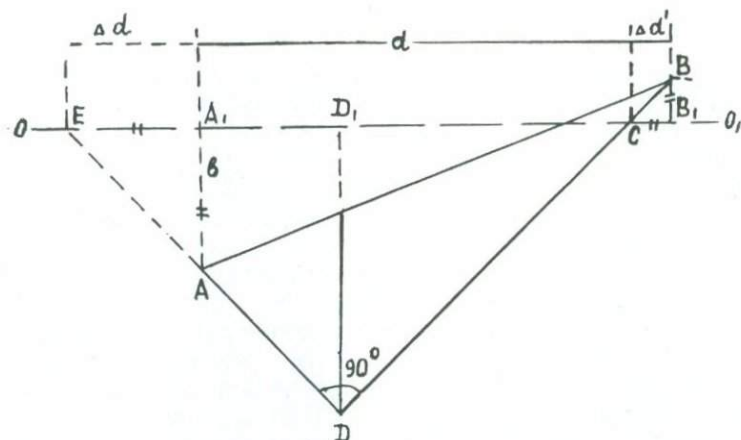


Рис. 4. Схема расчета поправок за рельеф при подводно-надводном расположении СЦТ.

шенного, с другой стороны, на $\Delta d' = CB_1$, т. е. $EC = d + EA_1 - CB_1$. Но из равенства сторон равнобедренных треугольников следует, что $EA_1 = A_1A$, а $CB_1 = B_1B$. Поскольку A_1A отвечает снятой с карты глубине водоема b , а B_1B отвечает также установленной по карте абсолютной высоте h внешнего концентрического морфоструктуры, то ее диаметр на уровне моря равен $d = r_n + h + b$, а радиус — соответственно половине диаметра.

Наконец, нужно указать, что могут быть при расчетах глубин очагов учтены и поправки тектонического характера. Так, для изометрических крупных штамповых форм платформ необходима поправка за мощность осадочного чехла. В ряде случаев следует учитывать поправки и за анизотропию среды. Правда, эти вопросы еще требуют дальнейшего исследования.

Использование упрощенной формулы $H = r$ целесообразно при рассмотрении общих особенностей строения МЦТ. При изучении же МЦТ в прикладных целях и для анализа глубинных неоднородностей применение вышеприведенных поправок и формул представляется необходимым, так как способствует внедрению высокорентабельного метода анализа МЦТ в решение проблемы объемного геологического картирования, геофизических и прогнозно-поисковых работ.

УДК 551.4 : [550.8 : 528]

В. М. Рыжкова

ГЕОЛОГО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПРИ ДЕТАЛЬНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Анализ структур центрального типа (СЦТ) находит все более и более широкое применение в геологических исследованиях. В связи с развертыванием в СССР крупномасштабного карти-

рования выявленные ранее соотношения СЦТ с приповерхностным геологическим и глубинным строением литосферы (В. В. Соловьев, В. М. Рыжкова, 1981 г., 1982 г.) потребовалось подтвердить и развить на более детальном уровне. Этой задаче были посвящены исследования, проведенные на юге Сахалина. Основную часть района занимает Сусунайский хребет (1046,5 м) и Корсаковское плато (100—120 м). Хребет сложен нижне-среднепалеозойскими метаморфическими сланцами, выходящими в сводовой части меридионально вытянутого Сусунайского антиклинория, прорванными мезозойскими дайками и небольшой интрузией основного состава. Корсаковское плато и побережье Охотского моря на юго-востоке района сложены преимущественно вулканогенно-осадочными меловыми и миоценовыми отложениями. В районе преобладает денудационный рельеф: поверхности выравнивания (ПВ) и денудационные склоны (рис. 1). Наиболее древняя, донеогеновая ПВ срезает дислоцированные толщи палеозоя. Ее реликты сохранились в приводораздельной зоне Сусунайского хребта на высотах 600—850 м. Плиоцен-раннечетвертичная ПВ, срезая менее устойчивые толщи верхнего мела и неогена, образует нижний ярус рельефа со средними высотами 150—300 м. Наиболее широко она развита к югу от г. Майорской. В Сусунайском антиклинории распространены аструктурные денудационные склоны. В их морфологии и простирации древние складчатые структуры отражены слабо. На юге Сусунайского хребта склоны пологие 12—15° и средней крутизны (15—25°). Лишь севернее диагонального секущего разлома по долине р. Очепуха они имеют уклоны более 30°.

Геолого-морфологическим анализом здесь выявлена Сусунайская купольная СЦТ диаметром 57 км. К югу от секущего разлома она хорошо выражается в рельефе по дугообразно изогнутым в плане долинам мелких рек, местным водоразделом и подтверждается геологическим строением (распределением палеозойских метаморфических толщ согласно концентрам структуры). Севернее секущего разлома материнская структура переработана более молодой Северо-Сусунайской кольцевой СЦТ диаметром 43 км. Сквозь ее каркас просвечивают фрагменты Сусунайского купола. Обе структуры осложнены дочерними формами нескольких генераций. Самая крупная из них — кольцевая Майорская диаметром 18 км — связана с внедрением основных мезозойских интрузий. Она осложнена на юге секущим нарушением. Остальные дочерние структуры южной половины Сусунайского антиклинория относятся к купольному типу с диаметрами 7,5—9,5 км. Судя по наличию в них даек основного состава, они образованы внедрениями еще не вскрытых интрузий.

Севернее секущего разлома развиты только кольцевые СЦТ двух генераций с диаметрами 5,2—6,6 и 2—3 км. Большинство

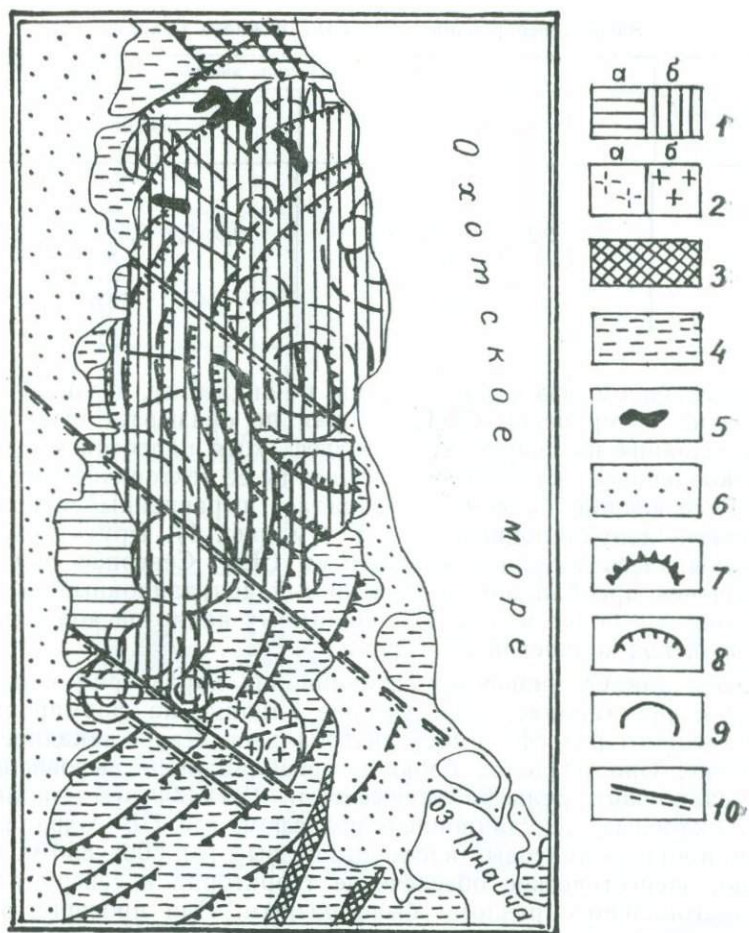


Рис. 1. Структурно-геоморфологическая схема Сусунайского района.

Склоны горных гряд и возвышенностей: *a* — пологие и средней крутизны (до 25°); *b* — крутые (более 30°); 1 — денудационные и эрозионно-денудационные; 2 — структурно-денудационные, литоморфные, predetermined контактным изменением пород, частично вскрытых интрузий; 3 — структурно-денудационные, литоморфные, predetermined древними складчатыми структурами. Поверхности выравнивания с высотами: 4 — 150–300 м; 5 — 600–800 м; 6 — комплекс четвертичных террас. Каркасные элементы структур центрального типа: 7 — Сусунайской; 8 — Северо-Сусунайской; 9 — дочерних структур I и II генерации; 10 — секущие разрывные нарушения по геоморфологическим данным.

из них с юго-востока обрезаны концентриями Северо-Сусунайской структуры и имеют в плане подковообразную форму, что говорит о более древнем времени их заложения. По наличию кольцевой дайки у одной из этих СЦТ можно предположить их мезозойский возраст.

Энергогенерирующие зоны СЦТ Южного Сахалина

Номер зоны	Глубина залегания зон, км	
	северный блок	южный блок
I	1,4	—
II	2,2; 2,4; 2,8; 2,85	2,3; 2,5; 2,6; 2,7; 3,9; 4,8
III	5,2; 5,3; 6,4; 6,5; 6,6	8,5
IV	21,5	—
V	28,5	28,5

Внедрением основных интрузий, по-видимому, и закончилось развитие материнской СЦТ, которая не оказывает существенного влияния на современный рельеф, хотя палеозойское осадконакопление и складчатость подчинены ее тектоническому плану. В ее южной половине преобладает выравненный и полого-склонный денудационный рельеф (см. рис. 1). Крутые склоны связаны здесь только с купольными СЦТ. Севернее секущего нарушения преобладает крутосклонный денудационный рельеф, связанный с более молодой, по-видимому кайнозойской Северо-Сусунайской кольцевой структурой.

Хотя для Сусунайского антиклинория характерно меридиональное простирание, существенное влияние на формирование современного рельефа имеет диагональное северо-западное нарушение. Оно разделяет блоки с преобладанием выровненного денудационного рельефа (с высотами 150—300 м) и блоки с крутосклонным денудационным рельефом, где ПВ сохранились лишь в виде реликтовых площадок на высотах 600—850 м. Очевидно, энергетическое обеспечение территории к северу и югу от диагонального разлома было разным. Для проверки этого предположения, исходя из формулы $H=r$ (где H — глубина заложения, а r — радиус СЦТ), рассчитаны глубины залегания энергогенерирующих зон (см. таблицу).

В северном блоке развито большее количество энергогенерирующих зон, а глубина их залегания меньше, чем в южном блоке. Показательно, что IV зона (глубина 21,5 км), с которой связано возникновение кайнозойской Северо-Сусунайской кольцевой структуры, в южном блоке отсутствует. Расчетная глубина ее залегания близка глубине кровли базальтового слоя под Западно-Сахалинским антиклинорием (рис. 2). V зона (на глубине около 29 км) хорошо согласуется с данными о мощности земной коры юго-восточного Сахалина, что позволяет идентифицировать ее с границей Мохоровичича.

Таким образом, есть основания полагать, что диагональный разлом имеет глубокое заложение. Он разделяет блоки с различным энергетическим балансом и глубинным строением, что

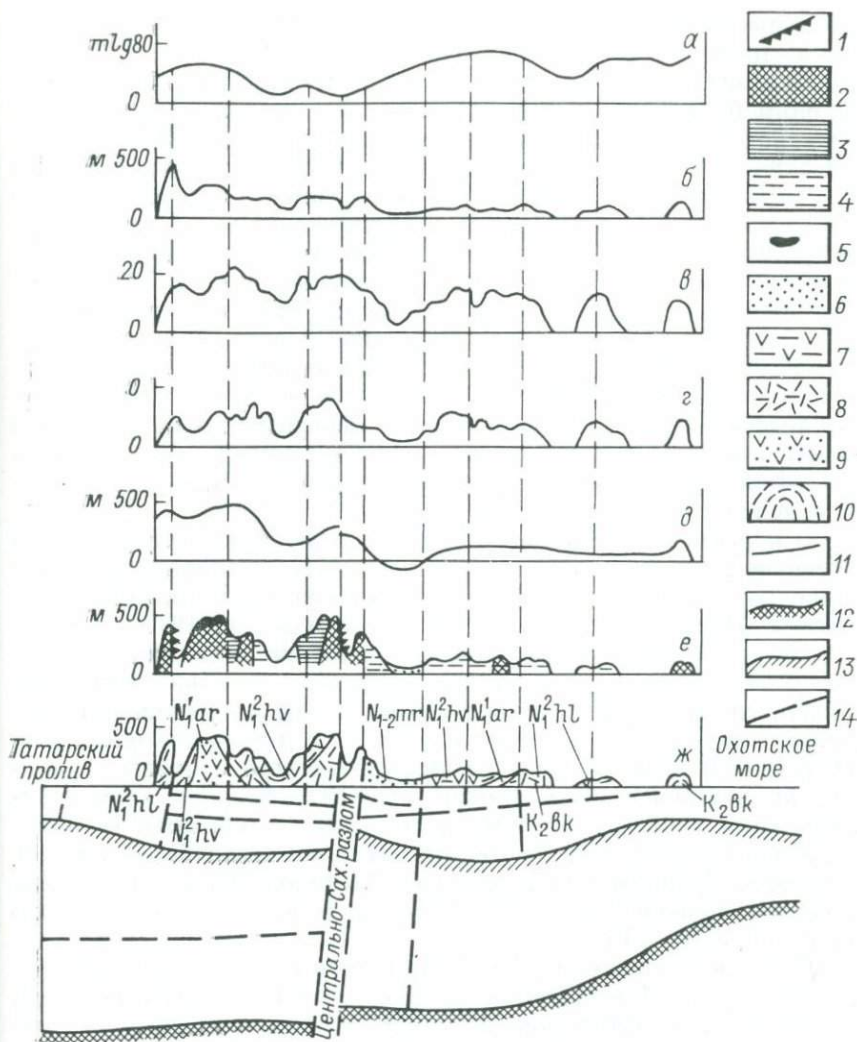


Рис. 2. Корреляция основных характеристик рельефа и глубинного строения Южного Сахалина по профилю Ловецкое — Свободное.

Геоморфологический профиль. Склоны горных гряд и возвышенностей. Эндегенные: 1 — тектонические, обусловленные разрывными структурами; 2 — структурно-денудационные, литоморфные, предопределенные древними складчатыми структурами. Экзогенные (2) комплексной денудации. Поверхности выравнивания с высотами: 4 — 150—300 м; 5 — 400—800 м. Геологический разрез: 6 — верхний миоцен — плиоцен, маруямская свита; 7 — средний миоцен, невелинская свита; 8 — нижний — средний миоцен, аракайская свита; 9 — верхний мел, туронский и кампанский ярусы, быковская свита; 10 — зоны глубинных разломов; 11 — региональные разломы; 12 — подошва земной коры; 13 — кровля фундамента; 14 — второстепенные границы разделов земной коры: а — гравиметрический профиль; б — график эрозионного потенциала; в — график плотности эрозионного расчленения; г — график разветвленности дренажной сети; д — неотектонический профиль; е — геоморфологический профиль; ж — схематический геологический разрез.

предопределяет и отмеченные различия в магматизме, геологическом строении и современном рельефе.

Подтверждение повышенной энергетической активности северного блока и большой глубинности северо-западных разломов находим и в геофизических материалах (И. К. Туезов, 1975 г.). Зоны остаточных положительных аномалий силы тяжести, наблюдаемые на уровне моря, имеют северо-восточное простирание и согласуются с ориентировкой основных геоморфологических элементов и приповерхностных структур. Они хорошо коррелируются с мощностями земной коры. Гравитационные аномалии, пересчитанные на высоту 125 км, имеют северо-западное простирание и, судя по слабой корреляции со структурами земной коры, обусловлены неоднородностями внутри верхней мантии (И. К. Туезов, 1975 г.). Следовательно, на формирование основных геологических и орографических элементов острова оказывают влияние не только коровые структуры, обусловившие их меридиональное простирание, но и верхнемантийные неоднородности.

С целью увязки наиболее важных характеристик рельефа со строением земной коры составлена серия профилей по линии Ловецкое—Свободное (см. рис. 2) южнее вышеописанного полигона. Профиль ГСЗ-19 (А. А. Суворов и др., 1970 г.) показывает, что земная кора южного Сахалина разделяется Центрально-Сахалинским глубинным разломом на два мегаблока. Западный мегаблок (Западно-Сахалинский антиклинорий) характеризуется более расслоенным строением земной коры. В нем по сейсмическим параметрам выделяются три основные границы: кровля консолидированной коры (5,5—8,5 км), кровля базальтового слоя (18—20 км) и подошва земной коры — граница Мохо (30—32 км). Восточный мегаблок имеет более простое строение. Границы разделов здесь расположены выше: кровля консолидированной коры на глубинах 4—8,5 км, граница Мохо на глубине 28—29 км.

Сопоставление геоморфологического и геологического профилей показывает соответствие крупных орографических единиц и основных складчатых зон, а в ряде случаев и полное совпадение поднятий и антиклинальных складок. На неотектоническом профиле показаны амплитуды суммарного перемещения земной коры за поздний плиоцен и четвертичный период. При сравнении его с геоморфологическим профилем и геологическим разрезом видна унаследованность новейших геоморфологических элементов от древних структурных форм, особенно полно проявляющаяся для структур высшего порядка и крупных новейших складчатых структур Западно-Сахалинского антиклинория.

Для количественной оценки эрозионного процесса как одного из ведущих факторов экзоморфогенеза по линии ГСЗ даны графики разветвленности дренажной сети (количество водотоков на единицу площади 2×2 км) и плотности эрозионного рас-

членения (суммарная длина всех водотоков в километрах на ту же единицу площади). Они отражают густоту эрозионного расчленения и характеризуются повышенными значениями для положительных структур и пониженными — для отрицательных, отражая зависимость экзогенного процесса от геологического строения и тектоники. Эрозионный потенциал — величина, измеряемая разницей между максимальными абсолютными отметками и местным базисом эрозии для единицы площади ($\times 2$ км). Из его графика следует, что крупные депрессии в центральной части и восточная половина района почти полностью исчерпали свой потенциал при существующем базисе эрозии и находятся в стадии наибольшего денудационного выравнивания. Для Западно-Сахалинского антиклинория, имеющего более сложное глубинное строение и повышенную мощность земной коры, все количественные характеристики эрозионной составляющей почти вдвое больше, чем для восточного блока. Следовательно, строение и мощность земной коры являются определяющими факторами не только эндогенных, но и экзогенных форм рельефа.

На гравиметрическом профиле повышенные значения силы тяжести наблюдаются в восточном блоке с максимумом над Корсаковским плато и Тонино-Анивским хребтом. В Западно-Сахалинском антиклинории гравитационный максимум в общих чертах совпадает с Большой Холмской антиклиналью, предопределяющей развитие рельефа Южно-Камышового хребта, а гравитационный минимум — с Большой Лютогской синклиналью, выполненной меловыми и кайнозойскими осадками. Таким образом, на южном Сахалине отмечается прямая связь гравитационных аномалий с рельефом, геологическим строением и мощностью земной коры. Участкам сокращенной мощности коры соответствуют повышенные аномалии, а районам с увеличенной ее толщиной — пониженные, на фоне которых гравитационные максимумы наблюдаются над поднятиями, а относительно пониженные значения — над депрессиями.

Сравнительный анализ профилей показал, что в Западно-Сахалинском антиклинории с повышенной мощностью земной коры и более сложным ее строением, новейшие поднятия имели значительно большие амплитуды и привели к деформации и интенсивному расчленению плиоцен-нижнечетвертичной ПВ. Для восточной половины острова с пониженной мощностью земной коры и упрощенным ее строением, новейшие движения и денудационные процессы были ослабленными и способствовали сохранению в современном рельефе донеогеновой ПВ.

Применение геолого-морфологического анализа СЦТ при крупномасштабной геологической съемке (как специального методического приема) позволяет не только правильно установить распределение близповерхностных геологических тел, но и дает материал для установления инфраструктуры земной коры.

СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ И НЕОТЕКТЕНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Байкальская рифтовая зона (БРЗ) представляет собой высокоподвижную геоструктурную систему, состоящую из упорядоченно расположенных отрицательных и положительных структур с различной морфологической выраженностью. Как известно, центральное место в БРЗ занимает наиболее протяженная (до 650 км), широкая (40—80 км) и погруженная (4—6 км) впадина оз. Байкал. При удалении от нее размеры рифтогенных структур сокращаются: их длина не превышает 100—200 км, ширина 20—30 км, а глубина погружения фундамента уменьшается до 1,5—2,5 км.

Зрелые рифтовые впадины состоят из серии мелких грабенов, разделенных внутривпадинными перемычками (В. И. Галкин, 1983 г., Ю. А. Зорин, 1971 г., В. П. Солоненко, 1968 г.). Кроме того, в БРЗ отмечается наличие рифтогенных подразделений и более крупного ранга, таких, как звенья (Ю. А. Зорин, 1971 г., С. И. Шерман, 1971 г.) и желоба. Первые состоят из нескольких зрелых впадин и разделяющих их межвпадинных перемычек, а последние, по существу, представляют собой зоны полного слияния звеньев. Эти подразделения являются отражением растягивающих напряжений в земной коре на разноранговых рифтогенных уровнях поверхностной структуры БРЗ.

Анализ карт сейсмической активности позволил ряду исследователей (Н. С. Боровик, В. М. Кочетков, 1978 г., В. М. Кочетков, 1977 г.) сделать вывод о реализации действующих в БРЗ тектонических напряжений в виде закономерного дробления земной коры на стандартные равновеликие блоки. Последние, кроме зрелых рифтовых впадин, включают впадины-сателлиты, промежуточные тектонические ступени, внутри- и межвпадинные перемычки.

Проведенный автором структурно-геоморфологический анализ центральной и северо-восточной частей БРЗ, с привлечением материалов других исследователей, позволил уточнить контуры рифтогенных блоков, более тесно увязав их с разломным каркасом фундамента. Проанализированы следующие рифтогенные блоки: Чаро-Токкинский, Муйский, Верхнеангарский, Баргузинский, Северобайкальский, Среднебайкальский и Южнобайкальский. В состав Чаро-Токкинского блока входят Чарская и Токкинская впадины с разделяющей их межвпадинной перемычкой и промежуточная тектоническая ступень, прилегающая со стороны Удоканского хребта. Муйский блок охватывает Муйскую, Куандинскую, Верхнемуйскую, Муяканскую впадины с межвпадинными и внутривпадинными перемычками. Верхнеан-

гарский блок объединяет Верхнеангарскую, Ангаро-Кичерскую впадины и промежуточную тектоническую ступень, прилегающую со стороны Верхнеангарского хребта. Боргузинский блок включает Баргузинскую, Усть-Баргузинскую впадины с межвпадинной перемычкой, а также низкогорную промежуточную тектоническую ступень, являющуюся морфологически выраженным северо-восточным продолжением Баргузинской впадины. Северобайкальский, Среднебайкальский и Южнобайкальский блоки выделялись преимущественно по данным сейсмических исследований. В пределы перечисленных блоков также входят многочисленные впадины-сателлиты.

По площадному признаку рифтогенные блоки подразделяются на байкальские с площадями каждого из них 12000 ± 500 км² (большая часть их занята водами оз. Байкал; в дальнейшем они именуются акваториальными) и суходольные, с площадью каждого блока 7000 ± 500 км².

Блоки первой группы крупнее вторых в 1,6—1,9 раз. В близком количественном соотношении находятся и максимальные величины их погружения. Эти данные свидетельствуют о достаточно высокой степени корреляции между площадью блока и величиной его погружения, отражая специфику проявления рифтогенного процесса в центральной части БРЗ и на ее северо-восточном фланге.

Поскольку границы крупных структурных элементов БРЗ, а именно к таким и относятся рифтогенные блоки, контролируются дизъюнктивными нарушениями, вероятно, правомерно предположить, что закономерности развития разломов распространяются и на развитие рифтогенных блоков. В связи с этим обратимся к некоторым положениям, вытекающим из теории формирования тектонических разрывов и экспериментальных данных по разрушению твердого тела (М. В. Гзовский, 1978 г., К. И. Кузнецов, 1969 г., Р. М. Лобацкая, 1981 г., В. З. Партон, Е. М. Морозов, 1974 г., В. В. Ружич, 1977 г., С. И. Шерман, 1977 г.).

Тектонические деформации в земной коре протекают при тесном сочетании процессов хрупкого разрушения с пластическим течением горных пород. Характер тектонических деформаций определяется целым рядом факторов. Наиболее важны из них скорость приложения деформирующих напряжений, продолжительность их действия и масштаб проявления. С возрастанием значения первого фактора увеличивается сопротивление пластической составляющей и разрушение становится хрупким. Таким же образом проявляется фактор продолжительности действия тектонических напряжений. Даже при неизменной их интенсивности в земной коре с течением времени будет наблюдаться рост разрывов. Иную роль играет фактор масштабности тектонических деформаций. Чем больше площади земной коры, во-

влекаемые в однотипную деформацию, тем значительнее вклад пластической составляющей.

Существенное влияние на стиль тектонических деформаций оказывают физические свойства земной коры, такие, как степень насыщенности разрывными нарушениями, глубины их проникновения, наличие структурных неоднородностей и другие характеристики, определяющие степень дискретности земной коры. Чем она выше, тем весомее доля участия хрупкой деформации. Однако следует учитывать, что фактор дискретности проявляет себя опосредованно. Так, участки земной коры с повышенной дискретностью в первую очередь отреагируют на создаваемые напряжения. Эта реакция может выразиться также и в увеличении скорости тектонических движений и в повышенной их дифференцированности.

Принимая во внимание закономерности развития тектонических деформаций и особенности распределения площадных параметров рифтогенных блоков, можно прийти к выводу о том, что площади блоков, втянутых в однотипную деформацию в центральной части БРЗ, почти в два раза превышают площади блоков на ее северо-восточном фланге. Соответственно роль хрупкого разрушения в центральном сегменте должна бы быть значительно ниже, чем на фланге. Однако имеющиеся материалы свидетельствуют об отсутствии существенных отклонений во вкладе хрупкого разрушения в тектонические деформации в различных частях БРЗ. Следовательно, «дефицит» хрупкого разрушения в центральном сегменте мог быть компенсирован либо большей продолжительностью, либо повышенной скоростью тектонических движений, или же двумя факторами одновременно. Любой из перечисленных вариантов будет способствовать развитию вклада хрупкой деформации, покрывая тем самым ее «дефицит», и приводить в соответствие с наблюдаемыми значениями величины погружения акваториальных и суходольных блоков. Рассмотрим эти варианты.

Н. А. Логачев (Нагорья Прибайкалья и Забайкалья, 1974 г.) предположил, что самые глубокие впадины являются и самыми древними. Эта гипотеза хорошо согласовывалась с тезисом об экспансии рифтогенных процессов в дистальном направлении (В. П. Солоненко, 1968 г., 1977 г.). Условно за центр рифтогенеза была принята Южнобайкальская впадина, от которой происходило последовательное заложение рифтогенных структур и соответственно их омоложение в северо-восточном и юго-западном направлениях. Согласно этой точке зрения, становление рифтовых впадин осуществлялось в течение длительного времени, с конца позднего мела (?) по ранний плиоцен включительно.

Однако полученные нами материалы по стратиграфии кайнозойских отложений Верхнеангарской и Чарской впадин, противоречат этой гипотезе (Е. И. Корнутова, В. П. Цветков,

В. Н. Кислицын и др., 1984 г., В. П. Цветков, 1984 г.). Они свидетельствуют о присутствии олигоцена в естественных разрезах и карьерах, расположенных в прибортовых частях впадин и в приподнятых блоках их днщ. Не исключается возможность нахождения и более древних отложений. Следовательно, имеющиеся, пока единичные, факты позволяют говорить скорее о более или менее синхронном заложении впадин на северо-восточном фланге рифтовой зоны, чем об их последовательном развитии.

Привлекая дополнительные данные, можно несколько иначе подойти и к решению вопроса о времени формирования БРЗ в целом. В конце раннего мела процессы мезозойской тектонической активизации прекратились, и на обширной площади установился спокойный тектонический режим. Первые признаки рифтогенной активизации проявились в конце позднего мела или же в позднем мелу—палеоцене. В Тункинской впадине в это время произошли первые излияния базальтовой магмы, указывающие на подкоровую природу энергетического источника возбуждения. Не исключается возможность образования Южно-Байкальской впадины либо в конце мела, либо в самом начале палеогена. Косвенным признаком заложения Верхнеангарской впадины в позднем мелу служит выявление в ее отложениях переотложенной пылицы растений позднемелового возраста (В. П. Цветков, 1984 г.). Непосредственное отношение к начальным импульсам глубинной динамики, определившей формирование БРЗ, имеет заложение в смежных с ней регионах Витимского плоскогорья и Предбайкальского прогиба, отдельных впадин, выполненных осадками позднемелового — палеоценового возраста (Нагорья Прибайкалья и Забайкалья, 1974 г., Структура и история развития Предбайкальского предгорного прогиба, 1976 г.). Таким образом, начальные импульсы тектоно-магматической активизации охватили незначительную часть Прибайкалья и Забайкалья и привели к заложению большей части рифтовых впадин и формированию отдельных впадин в сопряженно развивающихся с БРЗ структурах. Исходя из этого, продолжительность воздействия рифтогенных процессов в данном случае не может рассматриваться в качестве ведущего фактора, ответственного за внесение значительного вклада хрупкой составляющей в тектонические деформации.

Большое влияние на развитие процессов хрупкой деформации оказывает скорость приложения деформирующих напряжений, которая реализуется в амплитудах и скоростях перемещения блоков земной коры. Для количественной оценки неотектонических движений обычно используются средние скорости вертикальных перемещений. В рифтовых впадинах они колеблются от 0,018 мм/год в эоцене до 0,22—0,37 мм/год в плейстоцене (Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника, 1984 г.). Средние значения скоростей для позднемелового-па-

леоценового времени в работах ранее не рассматривались. Однако зная мощности осадков этого возраста и продолжительность их накопления можно рассчитать среднюю скорость погружения впадин. Предположение о наличии трехкилометровой толщи осадков этого возраста в Селенгинской депрессии (Нагорья Прибайкалья и Забайкалья, 1976 г.) и, возможно, почти километровой туфогенно-осадочной свиты в Тункинской впадине, позволяет ориентировочно наметить численные значения этого параметра. Если заложение рифтовых структур синхронизировать с абсолютным возрастом эффузивных пород из туфогенно-осадочной свиты (Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника, 1984 г.), то возраст рифтогенной активизации следует датировать 70 млн. лет. Исходя из этого, продолжительность позднемелового-палеоценового интервала оценивается в 20 млн. лет, а средние скорости погружения наиболее опущенных частей Южнобайкальской и Тункинской впадин соответственно в 0,15 и 0,05 мм/год. При допущении аналогичной схемы развития для других рифтогенных структур можно прийти к выводу, что средние скорости погружения акваториальных блоков в три раза и более превышали таковые в суходольных, а значит, и в большей степени благоприятствовали развитию хрупкого разрушения при тектонических деформациях в первых блоках по сравнению со вторыми.

Вероятно, нельзя исключать возможность совместного воздействия двух рассмотренных факторов. Основанием тому может послужить различная степень подготовленности земной коры к восприятию реакции на глубинные процессы. Известно, что при растяжении разрывообразование происходит в ограниченных участках, а не по всему объему материала (Р. М. Лобацкая, 1921 г., С. И. Шерман, 1977 г.). В БРЗ, формирующейся в условиях растяжения земной коры, локальными участками разрывообразования, по-видимому, могли служить разломы дорифтового заложения, которые в первую очередь реагировали на стресс, создаваемый рифтогенными процессами. Особое место среди дизъюнктивных дислокаций занимает система разломов краевого шва Сибирской платформы, разграничивающая две резко различные области литосферы. Об исключительной роли дизъюнктива свидетельствует его активность с позднего архея до настоящего времени. Возможно, что тектонические деформации вдоль этой системы разломов начались несколько раньше, чем на других участках БРЗ. Однако, если такое опережение и существовало, то оно не могло быть столь значительным, как это предполагают сторонники гипотезы разрастания БРЗ. Скорее всего оно регламентировалось позднемеловым-палеоценовым интервалом, в течение которого, как это было показано выше, могло произойти заложение большинства впадин БРЗ. Следовательно, в пределах указанного отрезка времени могла быть возможна лишь сравнительно небольшая часть «дефицита» хруп-

кого разрушения. Другая же его часть могла быть восполнена только повышенными значениями скоростей погружения акваториальных блоков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В сборнике изложены научные и методические разработки по проблеме границы между плиоценом и плейстоценом, внедрению стратиграфо-генетических подразделений в геологическую практику, комплексному изучению рыхлых кайнозойских отложений с целью их более дробного расчленения и определения возраста, совершенствованию стратиграфических схем кайнозоя различных районов СССР.

Другая группа предложений связана с совершенствованием теоретической основы структурно-геоморфологических исследований и их методики (внедрением пространственно-временной концепции развития природных объектов, системного анализа, концепции морфоциклов, новых разработок, связанных с морфоструктурами центрального типа, развитием нового научного направления — раскрытия корреляционных связей современного рельефа земной поверхности с глубинным строением Земли и др.).

Опубликование материалов теоретических и методических разработок в настоящем сборнике в очень сжатом изложении еще не решает задачи их полного внедрения. Этому должны помочь методические руководства, монографии, стратиграфические схемы, карты различного содержания.

В ближайшее время уже выходит в свет «Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений», в составлении которого участвовал коллектив сотрудников отдела четвертичной геологии и геоморфологии ВСЕГЕИ, в том числе большинство авторов настоящего сборника. В Руководстве, наряду с детальной классификацией четвертичных отложений, рассматриваются принципы построения местных региональных корреляционных и унифицированных стратиграфических схем, общая шкала четвертичной системы, традиционные и новейшие методы изучения четвертичных отложений и основные положения проведения их крупномасштабной геологической съемки. Предполагается составление и издание методического руководства по изучению структур центрального типа. Раскрытие корреляционных связей современного рельефа и в особенности морфоструктур центрального типа с глубинным строением литосферы и верхней мантии позволило В. В. Соловьеву в соавторстве с В. М. Рыжковой составить карту рельефа кровли литосферы в масштабе 1 : 10 000 000, серию мелкомасштабных карт рельефа внутрилитосферных разделов и раздела Голицына.

Предложение о внесении системы стратиграфо-генетических подразделений, разработанной Ф. А. Каплянской и В. Д. Тарноградским, должно быть рассмотрено в Межведомственном Стратиграфическом Комитете в связи с пересмотром и подготовкой к изданию второго варианта Стратиграфического кодекса СССР.

Материалы по четвертичным отложениям Евразии представлены в опубликованной карте четвертичных отложений Евразии масштаба 1 : 5 000 000.

Новые данные по стратиграфии кайнозойских отложений будут изложены в ближайшее время в решениях Второго межведомственного стратиграфического совещания по разработке схемы четвертичных отложений Восточно-Европейской платформы и в решениях Межведомственного регионального стратиграфического совещания Казахстана, состоявшего в октябре 1986 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	5
В. А. Зубаков, Г. С. Ганешин, Ю. Ф. Чемяков. Граница плиоцена и плейстоцена и периодизация верхнего кайнозоя	8
Г. С. Ганешин, Е. П. Заррина, И. И. Краснов, В. Э. Мурзаева. Четвертичные отложения Евразии (на основе карты четвертичных отложений Евразии масштаба 1:5 000 000)	14
И. И. Краснов, Е. П. Заррина. Межрегиональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Восточно-Европейской платформы и сопоставление ее с различными геохронологическими шкалами	19
Ф. А. Каплянская, В. Д. Тарноградский. Местные стратиграфические подразделения новейших континентальных отложений	23
Е. Б. Хотина, О. Н. Жежель. Кайнозой бассейна Алдана	29
Е. И. Корнутова. Поздний кайнозой бассейнов рек Олекма и Тунгир	34
Е. И. Корнутова, В. П. Цветков. Кайнозойский седиментогенез Баргузинской впадины	38
Е. Б. Хотина, О. Н. Жежель, Г. М. Ромм. Кайнозойские отложения Алдано-Амгинского стратотипического района Южной Якутии	44
В. К. Шкатова. Плиоцен Среднего Прииртышья	51
Б. А. Борисов, М. Б. Чернышева. Стратиграфия и палеогеография четвертичных отложений Яломанской впадины (Горный Алтай)	57
Б. А. Борисов, Е. А. Минина. Палеогеография бассейна озера Каракуль (Восточный Памир) в среднем — позднем плейстоцене	63
Е. А. Минина. Верхнеплейстоценовые сейсмогравитационные отложения Алайской впадины и их значение для оценки сейсмичности (Памир)	67
В. Д. Тарноградский, Ф. А. Каплянская. Классификация продуктов гляциотектонической переработки рыхлых пород ледникового ложа	73
Ю. Ф. Чемяков. Пространственно-временная концепция развития природных объектов и структурная геоморфология	78
В. В. Соловьев. Связь строения литосферы и современного рельефа	84
В. А. Соловьев, В. М. Рыжкова. Глубинные параметры морфоструктур центрального типа	91
В. М. Рыжкова. Геолого-морфологический анализ при детальных геологических исследованиях	97
В. П. Цветков. Структурно-геоморфологический и неотектонический анализ Байкальской рифтовой зоны	104
Заключение	109

CONTENTS

Introduction	5
V. A. Zubakov, G. S. Ganeshin, Yu. F. Chemekov. Pliocene/Pleistocene Boundary and Stratigraphic Division of the Upper Cenozoic	8
G. S. Ganeshin, E. P. Zarrina, I. I. Krasnov, W. E. Murzaeva. Quaternary Deposits of the Eurasia (on the Basis of the Map of Eurasia Quaternary Deposits, 1 : 5 000 000)	14
I. I. Krasnov, E. P. Zarrina. Interregional Stratigraphic Scheme of Quaternary Deposits of the East European Platform and its Correlation with Various Geochronological Scales	19
F. A. Kaplyanskaya, V. D. Tarnogradsky. Local Stratigraphic Units of the Upper Cenozoic Continental Deposits	23
E. B. Khotina. Cenozoic of the Aldan Basin	29
E. I. Kornutova. Late Cenozoic of Basins of the Rivers of Tungir and Olekma	34
E. I. Kornutova, V. P. Tsvetkov. Cenozoic Sedimentogenesis of the Bargusin Depression	38
E. B. Khotina, O. N. Zhezhel, G. M. Romm. Cenozoic Deposits in the Aldan-Amga Stratotype Region, south Yakutia	44
V. K. Shkatova. Pliocene of the Middle Irtysh	51
B. A. Borisov, M. B. Chernyshova. Stratigraphy and Paleogeography of Quaternary Deposits of the Yaloman Depression, Gorny Altai	57
B. A. Borisov, E. A. Minina. Paleogeography of the Karakul Lake Basin in the Middle/Late Pleistocene, East Pamirs	63
E. A. Minina. Upper Pleistocene Seismogravitational Deposits of the Alai Depression and their Significance for an estimation of the Seismicity, Pamirs	67
V. D. Tarnogradsky, F. A. Kaplyanskaya. Classification of the Products of the Metamorphosis of Soft Bedrocks by Glaciotectonic Processes	73
Yu. F. Chemekov. The Space-time Conception of the Natural Objects Development and Structural Geomorphology	78
V. V. Solovjev. Interrelation between Lithosphere Structures and Modern Relief	84
V. V. Solovjev, V. M. Ryzhkova. Abissal Parameters of Morphostructures of the Central Type	91
V. M. Ryzhkova. Geological-morphological Analysis in Detailed Geological Researches	97
V. P. Tsvetkov. Structural-geomorphological and Neotectonic Analysis of the Baikal Rift Zone	104
Conclusion	109

КАЙНОЗОЙСКИЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ
И СТРУКТУРНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ СССР

Сборник научных трудов

Редактор и корректор *В. И. Гинцбург*
Технический редактор *А. А. Иванова*

Сдано в набор 06.05.87 г. М-21103. Подписано в печать 24.07.87 г. Печ. л. 7 $\frac{1}{2}$ +вкл.
Уч.-изд. л. 8,79. Формат бумаги 60×90 $\frac{1}{16}$. Тираж 400 экз. Цена 1 р. 30 к. Заказ 249.

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

Граница плиоцена и плейстоцена и периодизация верхнего кайнозоя. Зубаков В. А., Ганешин Г. С., Чемяков Ю. Ф.— В кн.: Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Л., 1987, с. 8—14.

Граница плиоцена и плейстоцена имеет зональный (или ярусный) ранг. Наиболее хорошо определяется и картируется естественно-исторический рубеж около 1 млн. лет. Варианты сниженной границы требуют пересмотра периодизации кайнозоя, не имеют глобального значения или практически не картируются.

Четвертичные отложения Евразии (на основе карты четвертичных отложений Евразии масштаба 1:5 000 000). Ганешин Г. С., Заррина Е. П., Краснов И. И., Мурзаева В. Э.— В кн.: Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Л., 1987, с. 14—19.

Выявлены климатические зональные варианты основных генетических типов четвертичных отложений. Дана их уточненная классификация. Установлена общепланетарная синхронность изменения физико-географических условий.

Межрегиональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Восточно-Европейской платформы и сопоставление ее с различными геохронологическими шкалами. Краснов И. И., Заррина Е. П.— В кн.: Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Л., 1987, с. 19—23.

Стратиграфическая схема удовлетворительно коррелируется со шкалой изотопных ярусов, датировками астрономической и палеомагнитной шкал, что дает возможность определить временные границы выделенных в схеме стратиграфических подразделений.

Местные стратиграфические подразделения новейших континентальных отложений. Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д.— В кн.: Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Л., 1987, с. 23—29.

Обосновывается система местных стратиграфо-генетических подразделений (стратогены, ряды, консеквенции и конгрегаты) для четвертичных и верхнеплиоценовых континентальных отложений.

Кайнозой бассейна Алдана. Хотина Е. Б.— В кн.: Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Л., 1987, с. 29—33.

Охарактеризованы датско-раннепалеогеновый, позднеоцен-раненолигоценый, позднеолигоценый, миоцен-раннеплиоценовый, позднеплиоцен-плейстоценовый этапы текто- и морфогенеза.

УДК 551.79(571.5)

Поздний кайнозой бассейнов рек Олекма и Тунгир. Корнутова Е. И.— В кн.: Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Л., 1987, с. 34—38.

Описываются неогеновые, плиоценовые, нижне-, средне- и верхнеплейстоценовые отложения бассейнов рек Олекма и Тунгир.

УДК 551.79 : 552.14

Кайнозойский седиментогенез Баргузинской впадины. Корнутова Е. И., Цветков В. П.— В кн.: Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Л., 1987, с. 38—44.

В сводном разрезе вскрываются каолинистая кора выветривания (доолигоценовая), раннеолигоценовый аллювий, каолинистая кора выветривания (средний—поздний олигоцен), тайхонская серия (миоцен), монтмориллонитовая кора выветривания (средний—верхний плиоцен), курумканская толща (верхний плиоцен) и плейстоценовые отложения.

УДК 551.77(571.56)

Кайнозойские отложения Алдано-Амгинского стратотипического района Южной Якутии. Хотина Е. Б., Жежель О. Н., Ромы Г. М.— В кн.: Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Л., 1987, с. 44—51.

Впервые в разрезе кайнозоя выделены верхнемеловые—палеоценовые, палеоцен—эоценовые, верхнеолигоценовые, нижнемиоценовые, верхнемиоценовые—нижнеплиоценовые, средне-верхнеплиоценовые, нижне-, средне- и верхнеплейстоценовые отложения.

УДК 551.782.2(571.1)

Плиоцен Среднего Прииртышья. Шкатова В. К.— В кн.: Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Л., 1987, с. 51—57.

Охарактеризован сводный региональный магнитостратиграфический разрез плиоцена на основе Павлодарского и Омского опорных разрезов.

УДК 551.79 : 551.8(571.15)

Стратиграфия и палеогеография четвертичных отложений Яломанской впадины (Горный Алтай). Борисов Б. А., Чернышева М. Б.— В кн.: Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Л., 1987, с. 57—62.

Описаны уникальные разрезы плейстоцена, включающие отложения четырех ледников и пяти межледниковий плейстоцена, а в низких террасах—самого молодого межледниковья и последних двух ледниковий.

УДК 551.891(575)

Палеогеография бассейна озера Каракуль (Восточный Памир) в среднем—позднем плейстоцене. Борисов Б. А., Минина Е. А.— В кн.: Кай-

нозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Л., 1987, с. 63—67.

Выраженные в рельефе озерные террасы и уровни Каракульской впадины формировались при деградации второго среднечетвертичного ледника, в позднем плейстоцене и голоцене.

УДК 551.791 : 550.34

Верхнеплейстоценовые сейсмогравитационные отложения Алайской впадины и их значение для оценки сейсмичности (Памир). Минина Е. А.— В кн.: Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Л., 1987, с. 67—73.

Описываемые отложения формировались в результате сейсмообвалов, возникающих в Алайской впадине при землетрясениях. Они датируются временем первого и второго межледниковий позднего плейстоцена.

УДК 551.332

Классификация продуктов гляциотектонической переработки рыхлых пород ледникового ложа. Тарноградский В. Д., Каплянская Ф. А.— В кн.: Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Л., 1987, с. 73—78.

В основу классификации ледниковых образований положены степень гляциотектонического метаморфизма исходных пород и дальность переноса от коренного местонахождения.

УДК 551.243 : 551.4

Пространственно-временная концепция развития природных объектов и структурная геоморфология. Чемяков Ю. Ф.— В кн.: Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Л., 1987, с. 78—84.

В развитии геоморфологических объектов выделяются фазы орто- и парадления, разделенные исходным, основным и конечным критическими временными рубежами. Дан опыт системного анализа морфоциклов.

УДК 551.4 : 551.14

Связь строения литосферы и современного рельефа. Соловьев В. В.— В кн.: Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Л., 1987, с. 84—91.

Корреляционный анализ гипсометрических ступеней суши СССР и карт Атласа геологических и геофизических карт СССР в масштабе 1 : 10 000 000 показал, что рельеф во многих случаях непосредственно связан с глубинной структурой литосферы.

УДК 551.243 : 551.4

Глубинные параметры морфоструктур центрального типа. Соловьев В. В., Рыжкова В. М.— В кн.: Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Л., 1987, с. 91—97.

Приведен ряд формул для определения глубинных и латеральных параметров крупных и локальных структур центрального типа.

УДК 551.4 : 550.8 : 528

Геолого-морфологический анализ при детальном геологическом исследовании. Рыжкова В. М.— В кн.: Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Л., 1987, с. 97—103.

На примере южного Сахалина показаны корреляционные связи локальных структур центрального типа с рельефом, приповерхностными геологическими образованиями, мощностью и строением земной коры.

УДК 551.248.2(571.5)

Структурно-геоморфологический и неотектонический анализ Байкальской рифтовой зоны. Цветков В. П.— В кн.: Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР, 1987, с. 104—109.

Различаются две группы блоков, анализируется роль дизъюнктивной тектоники и пластического компонента в их формировании. Основные впадины рифтовой зоны начали формироваться в течение позднего мела—палеоцена.

UDC 551.782/791

Pliocene/Pleistocene Boundary and Stratigraphic Division of the Upper Cenozoic. Zubakov V. A., Ganeshin G. S., Chemekov Yu. F.— In: Cenozoic Sedimentogenesis and Structural Geomorphology of the USSR. Leningrad, 1987, p. 8—14.

Pliocene/Pleistocene boundary is of zonal (or stage) rank. The most easily defined and mapped is the natural, historical, climate-stratigraphic, biostratigraphic and tectonic boundary about 1 Ma. Other variants of lowered boundary require revision of the stratigraphy division of the Cenozoic; they are of no global importance or of practically are not mapped.

UDC 551.79(0.84.3M5000)(4+5)

Quaternary Deposits of the Eurasia (on the Basis of the Map of Eurasia Quaternary Deposits, 1:5 000 000). Ganeshin G. S., Zarrina E. P., Krasnov I. I., Mursaeva V. E.— In: Cenozoic Sedimentogenesis and Structural Geomorphology of the USSR. Leningrad, 1987, p. 14—19.

Climatic zonal variants of the main genetic types of the Quaternary deposits are revealed. Specified genetic classification is given. Planetary synchrony of an alteration of physico-geographical conditions is established.

UDC 551.79(47)

Interregional Stratigraphic Scheme of Quaternary Deposits of the East European Platform and its Correlation with Various Geochronological Scales. Krasnov I. I., Zarrina E. P.— In: Cenozoic Sedimentogenesis and Structural Geomorphology of the USSR, Leningrad, 1987, p. 19—23.

Stratigraphic scheme correlates satisfactorily with a scale of isotopic stages, datings of astronomic and paleomagnetic scales, that gives an opportunity to define time boundaries of stratigraphic units.

UDC 551.7+551.79

Local Stratigraphic Units of the Upper Cenozoic Continental Deposits. Kaplyanskaya F. A., Tarnogradsky V. D.—In: *Cenozoic Sedimentogenesis and Structural Geomorphology of the USSR*, Leningrad, 1987, p. 23—29.

System of local stratigraphic-genetic units (stratogenes, rows, consequences and congregations) for Quaternary and Upper Pliocene continental deposits is grounded.

UDC 551.77(571.5)

Cenozoic of the Aldan Basin. Khotina E. B.—In: *Cenozoic Sedimentogenesis and Structural Geomorphology of the USSR*, Leningrad, 1987, p. 29—33.

Danian/Early Paleogene, Late Eocene/Early Oligocene, Late Oligocene, Miocene/Early Pliocene, Late Pliocene/Pleistocene epochs are characterized.

UDC 551.79(571.5)

Late Cenozoic of the Basins of the Rivers of Tungir and Olekma. Kornutova E. I.—In: *Cenozoic Sedimentogenesis and Structural Geomorphology of the USSR*, Leningrad, 1987, p. 34—38.

Neogene, Pliocene, Lower, Middle and Late Pleistocene deposits are described.

UDC 551.79 : 552.14

Cenozoic Sedimentogenesis of the Bargusin Depression. Kornutova E. I., Tsvetkov V. P.—In: *Cenozoic Sedimentogenesis and Structural Geomorphology of the USSR*, Leningrad, 1987, p. 38—44.

Kaolinite and montmorillonite crusts of weathering (pre-Oligocene, Middle/Late Oligocene, Middle/Upper Pliocene), Late Oligocene, Miocene, Upper Pliocene, Pleistocene deposits are exposed in the section.

UDC 551.77(571.56)

Cenozoic Deposits of the Aldan-Amga Stratotype Region, South Yakutiya. Khotina E. B., Zhezhel O. N., Romm G. M.—In: *Cenozoic Sedimentogenesis and Structural Geomorphology of the USSR*, Leningrad, 1987, p. 44—51.

Upper Cretaceous/Paleocene, Paleocene/Eocene, Upper Oligocene, Lower Miocene, Upper Miocene/Lower Pliocene, Middle/Upper Pliocene and Pleistocene are characterized.

UDC 551.782.2(571.1)

Pliocene of the Middle Irtysh. Schkatova V. K.—In: *Cenozoic Sedimentogenesis and Structural Geomorphology of the USSR*. Leningrad, 1987, p. 51—57.

Composite regional magnetostratigraphic section is characterized on the basis of Pavlodar and Omsk key sections.

UDC 551.79 : 551.8(571.15)

Stratigraphy and Paleogeography of Quaternary Deposits of the Yaloman Depression, Gorny Altai. Borisov V. A., Chernyschova M. B.—In: *Cenozoic Sedimentogenesis and Structural Geomorphology of the USSR*. Leningrad, 1987, p. 57—62.

Unique Pleistocene section are described. They include deposits of four glaciations and five interglacials of Pleistocene and in low terraces — the youngest interglacial and two last glaciations.

UDC 551.891(575)

Paleogeography of the Karakul Lake Basin in the Middle/Late Pleistocene, East Pamirs. Borisov B. A., Minina E. A.—In: *Cenozoic Sedimentogenesis and Structural Geomorphology of the USSR*. Leningrad, 1987, p. 63—67.

Lake-shore terraces expressed in relief and levels of the Karakul depression were formed during the degradation of the second Middle Quaternary glaciation, in the Late Pleistocene and Holocene.

UDC 551.791 : 550.34

Upper Pleistocene Seismogravitational Deposits of the Alai Depression and their Significance for Estimation of Seismicity, Pamirs. Minina E. A.—In: *Cenozoic Sedimentogenesis and Structural Geomorphology of the USSR*. Leningrad, 1987, p. 67—73.

The described deposits were formed by seismic collapses, arising in the Alai depression from earthquakes. They dated by the time of the first and second interglacials in the Late Pleistocene.

UDC 551.332

Classification of the Products of the Metamorphosis of Soft Bedrocks by the Glaciotectionic Processes. Tarnogradsky V. D., Kaplyanskaya F. A.—In: *Cenozoic Sedimentogenesis and Structural Geomorphology of the USSR*. Leningrad, 1987, p. 73—78.

Classification of glacial formations is worked out on a basis of a degree of glaciotectionic metamorphism of soft bedrocks and the distance of transportation from an source.

UDC 551.243 : 551.4

The Space-time Conception of the Development of the Natural Objects and Structural Geomorphology. Chemekov Yu. F.—In: *Cenozoic Sedimen-*

togenesis and Structural Geomorphology of the USSR. Leningrad, 1987, p. 78—84.

In the development of geomorphological objects phases of orto- and para-uration are distinguished. They are divided by initial, main and terminal critical boundaries.

UDC 551.4 : 551.14

Interrelation Between Lithosphere Structure and Modern Relief. Soloviev V. V.—In: Cenozoic Sedimentogenesis and Structural Geomorphology of the USSR. Leningrad, 1987, p. 84—91.

Correlation analysis of relief of the USSR and the Atlas of geological and geophysical maps of the USSR on a scale 1:10 000 000 showd that in many cases relief is connected directly with and abyssal structure of lithosphere.

UDC 551.243 : 551.4

Abissal Parameters of Morphostructures of the Central Type. Solov'ev V. V., Ryzhkova V. M.—In: Cenozoic Sedimentogenesis and Structural Geomorphology of the USSR. Leningrad, 1987, p. 91—97.

A series of formulas is given for determination of abissal and lateral parameters of central type morphostructures.

UDC 551.4 : 550.8 : 528

Geological-morphological Analysis in Detailed Geological Researches. Ryzhkova V. M.—In: Cenozoic Sedimentogenesis and Structural Geomorphology of the USSR. Leningrad, 1987, p. 97—103.

On an example of South Sakhalin by applications of geological-morphological analysis correlation relations of central type local structures with a relief, near-surface geological formation, thickness and constructions of the earth's crust are shown.

UDC 551.248.2(571.5)

Structural-Geomorphological and Neotectonic Analysis of the Baikal Rift Tsvetkov V. P.—In: Cenozoic Sedimentogenesis and Structural Zone. Geomorphology of the USSR. Leningrad, 1987, p. 104—109.

Two groups of blocks are distinguished, a role of disjunctive tectonics and plastic component in their forming are analysed. According to new data main depressions of the rift zone began to form in the Late Cretaceou/Paleocene.

1 р. 30 к.

5065