

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

УДК 551.42 (571.56+571.65)

### ПЛИОЦЕНОВЫЙ ЦИКЛ ГОРООБРАЗОВАНИЯ ХРЕБТА ЧЕРСКОГО (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

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

\*Институт мерзлотоведения СО РАН, г. Якутск

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

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

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

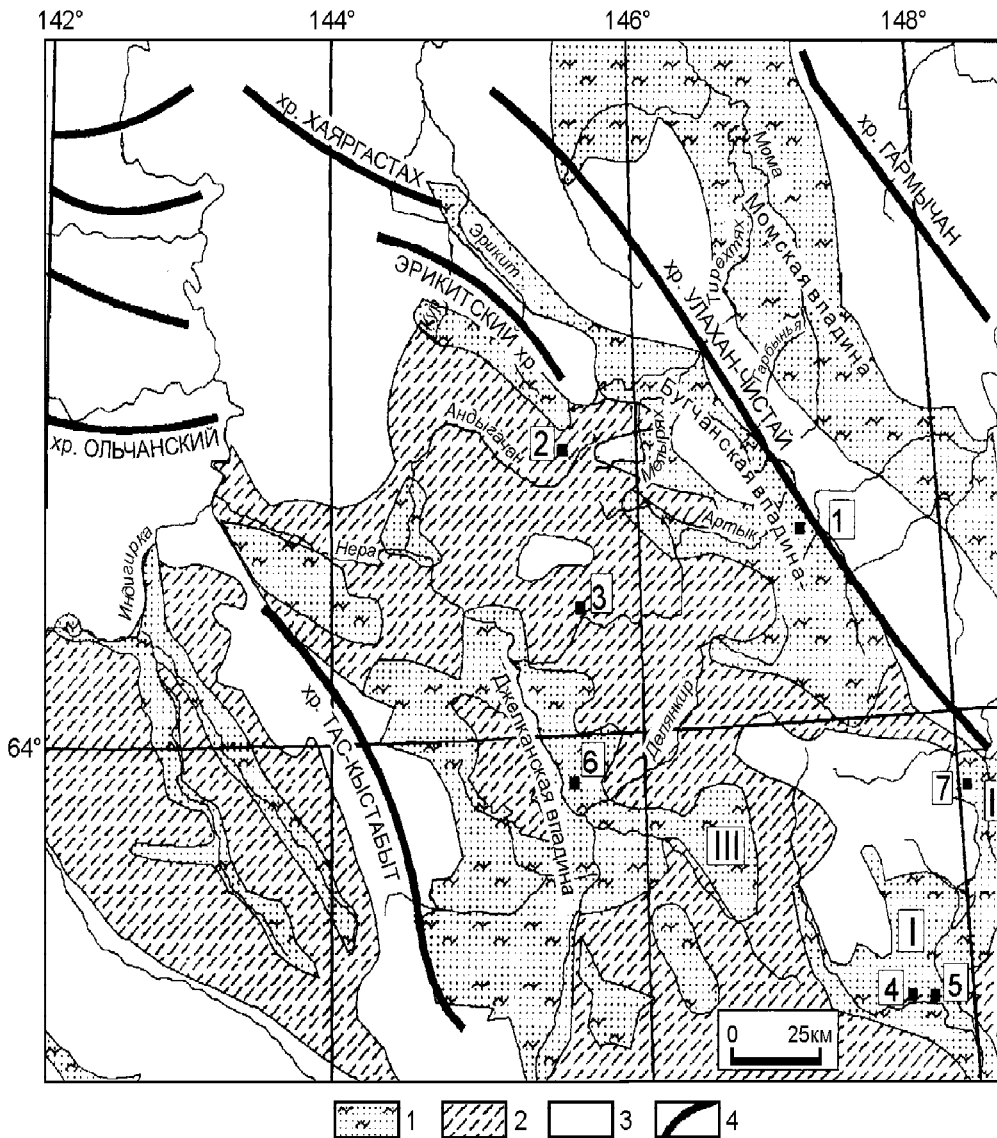
#### ВВЕДЕНИЕ

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

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

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

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



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

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

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

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

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

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

#### ВОЗРАСТ ОТЛОЖЕНИЙ, КОРРЕЛЯТНЫХ ОСНОВНЫМ СОБЫТИЯМ ПЛИОЦЕНОVOГО ГОРООБРАЗОВАТЕЛЬНОГО ЦИКЛА

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

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

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

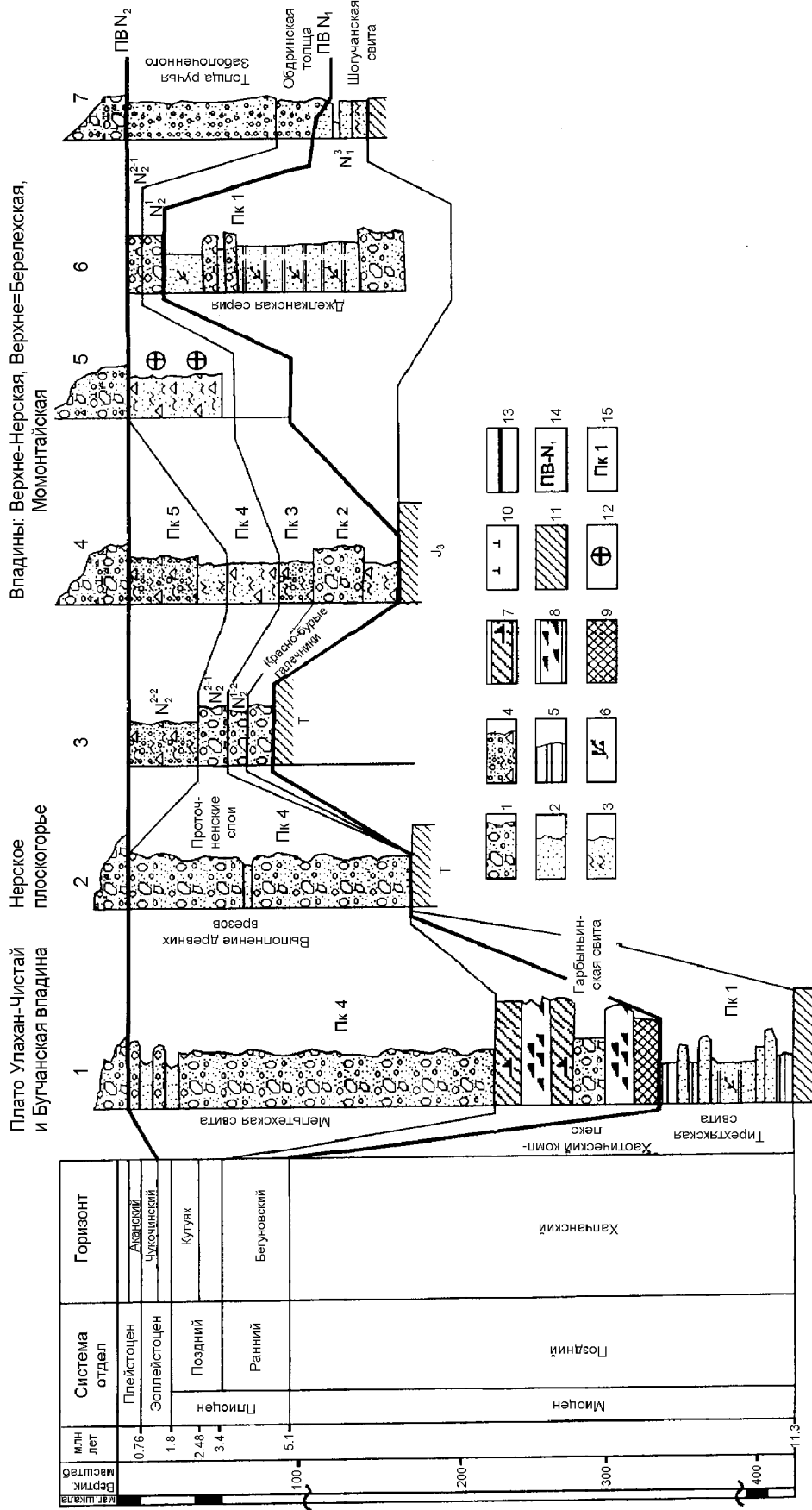


Рис. 2. Схема сопоставления опорных разрезов позднего кайнозоя центральной части горной системы Черского и смежных территорий.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

#### ФАЗЫ ГОРООБРАЗОВАТЕЛЬНОГО ЦИКЛА

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

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

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

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

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

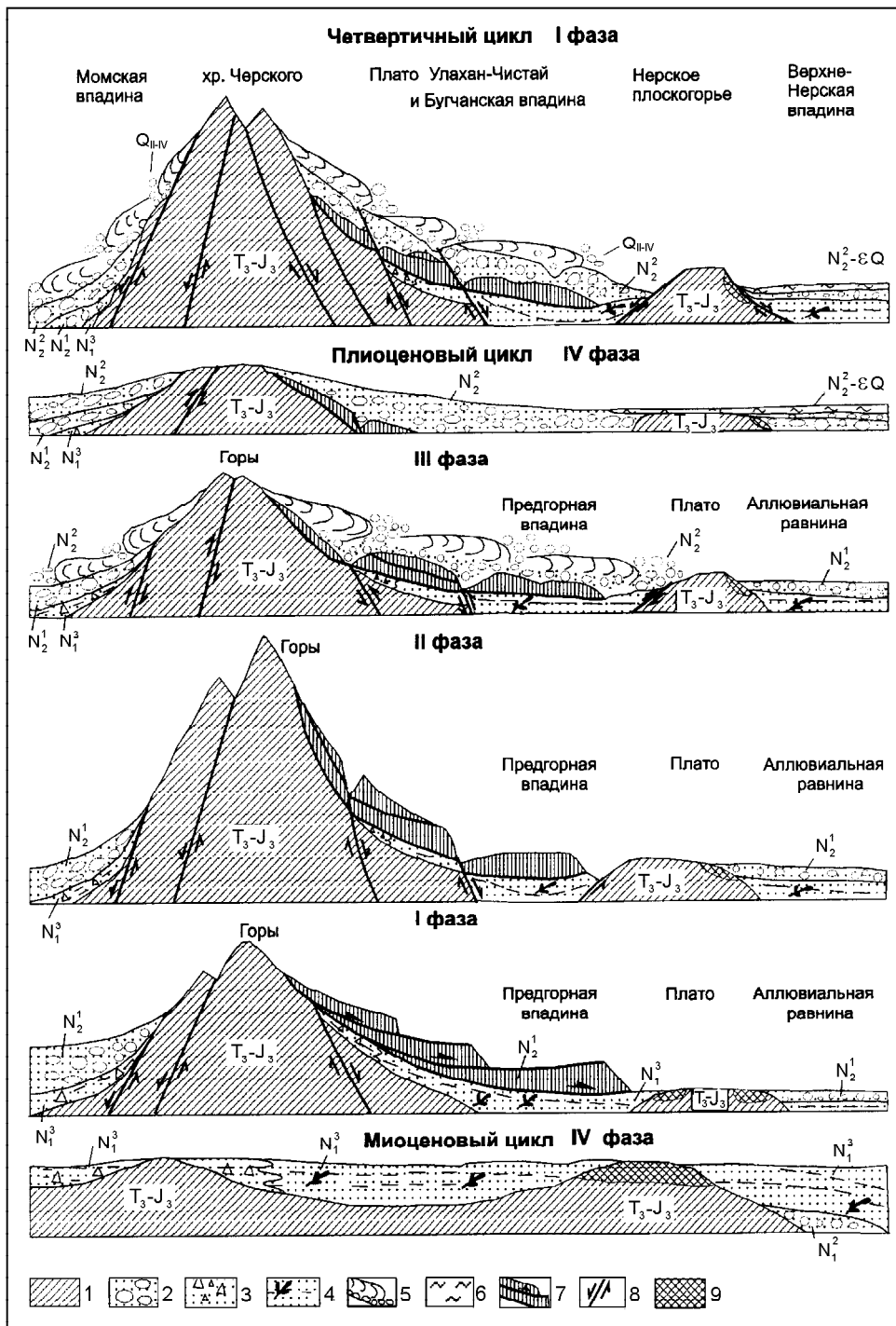
После эпохи позднемиоценового выравнивания, отвечающей фазе "дряхлости" [28], в плиоценовом цикле отчетливо выделяются: 1) фаза резкого поднятия, соответствующая стадии "юности"; 2) фаза равномерного поднятия, которую можно отнести к стадии "зрелости"; 3) фаза снижения рельефа, закончившаяся образованием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

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

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

Горные сооружения занимали территорию, примерно совпадающую с современным хребтом Улахан-Чистай. Высоту раннеплиоценового хребта можно реконструировать по составу отложений, выполняющих подгорную Бугчанскую впадину. Во впадине в этот период формируется хаотический комплекс и тектонические покровы [20]. В месте расположения корней покрова (центральная часть хр. Улахан-Чистай) в основании аллохтона наблюдается сгущение наклонных трещин и интенсивный будинаж, указывающие на горизонтальное растяжение, а на фронте покрова - сложные складки, свидетельствующие о горизонтальном сжатии. Покров, скорее всего, имеет тектоно-гравитационную природу. Его движение началось при относительно пологих (до 30°) углах наклона сколовых трещин, переходящих в трещины скольжения, при относительно слабо расчлененном рельефе. Для образования сколового разрыва под поверхностью склона нормальное давление в сечении должно преодолеть предел прочности на скалывание в условиях свободного скольжения нижнего края блока. Для песчаников условно-мгновенная прочность на скалывание составляет 750 кг/см<sup>2</sup>, а для глинистых сланцев - 260 кг/см<sup>2</sup>. Поскольку плотность пород составляет около 2,5 г/см<sup>3</sup>, то необходимое давление должно создаваться высотой столба пород 750×10<sup>3</sup>: 2,5 = 3000 м для песчаников и около 1000 м для глинистых сланцев.

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



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

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



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

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

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

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

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

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

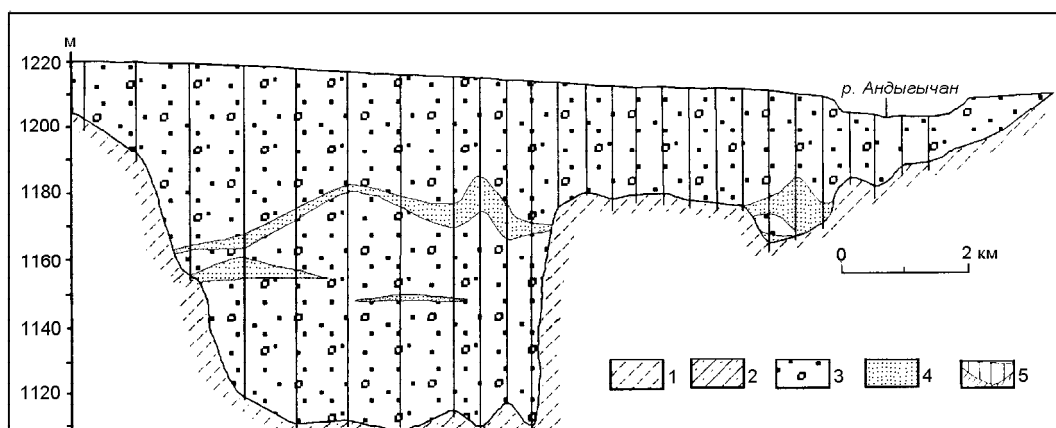


Рис. 4. Схематичный разрез погребенной долины в верховьях р. Андыгычан, по данным И.Е. Покидова (1972г.).

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

крыльях до  $10^\circ$ . В приразломных зонах углы падения слоев увеличиваются до нескольких десятков градусов.

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

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

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

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

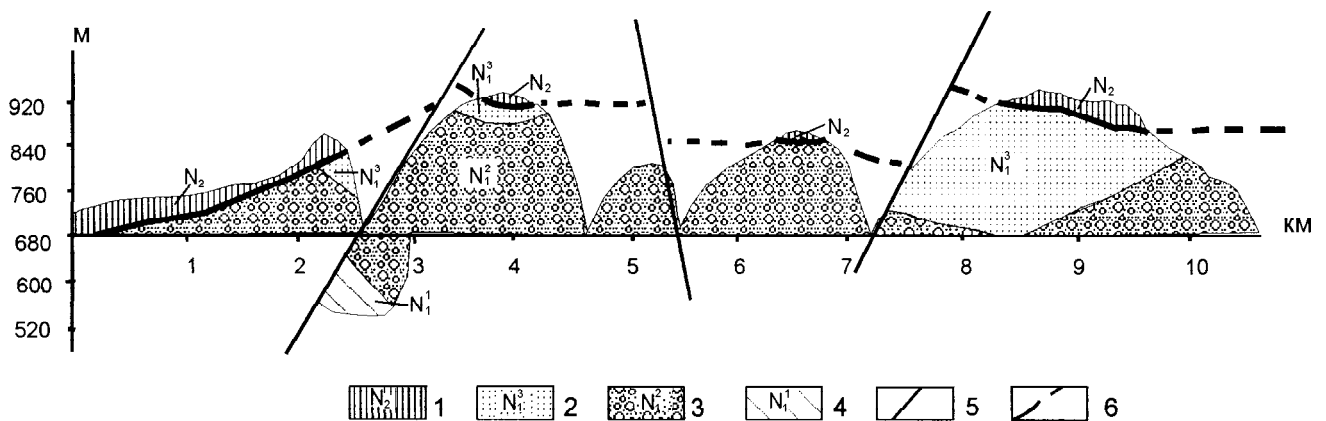


Рис. 5. Структурное несогласие миоценовых и плиоценовых отложений в Джелканской впадине.

1 - плиоценовые отложения; 2 - позднмиоценовые пески; 3 - среднмиоценовые галечники и валунники; 4 - раннмиоценовые; 5 - разрывные нарушения; 6 - деформированная позднмиоценовая поверхность выравнивания.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

#### КИНЕМАТИКА И ДИНАМИКА ПЛИОЦЕНОВОГО ГОРООБРАЗОВАТЕЛЬНОГО ЦИКЛА

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

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

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

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

#### ЛИТЕРАТУРА

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

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

*Поступила в редакцию 17 ноября 1998 г.*

*Рекомендована к печати А.А. Врублевским*

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

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

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