

## Научные сообщения

УДК 551.4(1/9)(571.651)

© 2006 г. О.Ю. ГЛУШКОВА, В.Н. СМИРНОВ

### ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКАЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ РАЙОНА ОЗ. ЭЛЬГЫГЫТГЫН (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧУКОТКА)

#### Введение

Озеро Эльгыгытгын, расположенное в метеоритном кратере на Чукотке, представляет собой уникальный объект для изучения палеоклиматов и палеогеографических обстановок Восточной Арктики в позднем кайнозое. Крупнейший среди самых молодых метеоритных кратеров Земли кратер Эльгыгытгын, возникший около 3.58 млн л.н., неоднократно исследовался различными специалистами. Опубликованы многочисленные работы, в которых изложены данные о его происхождении, возрасте, структуре, геоморфологии, петрологических свойствах импактитов [1–6]. Отметим, что существует и точка зрения об эндогенной природе кратера Эльгыгытгын, которую впервые высказал С.В. Обручев, а с 1982 г. отстаивает В.Ф. Белый [7, 8].

С 1998 г. в рамках международной программы началось целенаправленное изучение толщи озерных осадков, заключающих в себе непрерывную палеоклиматическую летопись позднего кайнозоя [9–13]. Одним из важных направлений выполняемых исследований являются палеогеографические реконструкции возрастных рубежей, которые отражают наиболее существенные преобразования как самой кратерной котловины, так и природной среды региона в целом.

Палеогеографические реконструкции выделенных возрастных срезов основаны на материалах геоморфологического анализа, данных по литологии и палиностратиграфии озерных и речных отложений (рис. 1), полученных в результате нескольких экспедиций в район оз. Эльгыгытгын в 1991–2003 гг., с привлечением опубликованных работ по другим районам Чукотки.

#### Основные элементы геоморфологии и морфоструктуры кратера

Оз. Эльгыгытгын находится в центральной части Анадырского плоскогорья. Основные горные сооружения территории: горы Академика Обручева, с которыми здесь связана линия Тихоокеанско-Арктического водораздела, Останцовые горы и примыкающий к ним с востока горный хребет, образующий водораздел между бассейнами рр. Энмываам и Юрумкувеем. Их абсолютная высота в среднем 700–800 м, максимальная – 941 м. Обусловленный сочленением указанных хребтов горный узел осложнен впадиной оз. Эльгыгытгын, урез воды которого 492.4 м. Озерная чаша состоит из узкой полосы прибрежной отмели (условно до глубин 10 м), прослеживающейся по всему периметру, относительно крутого склона шириной около 0.5 км до глубин

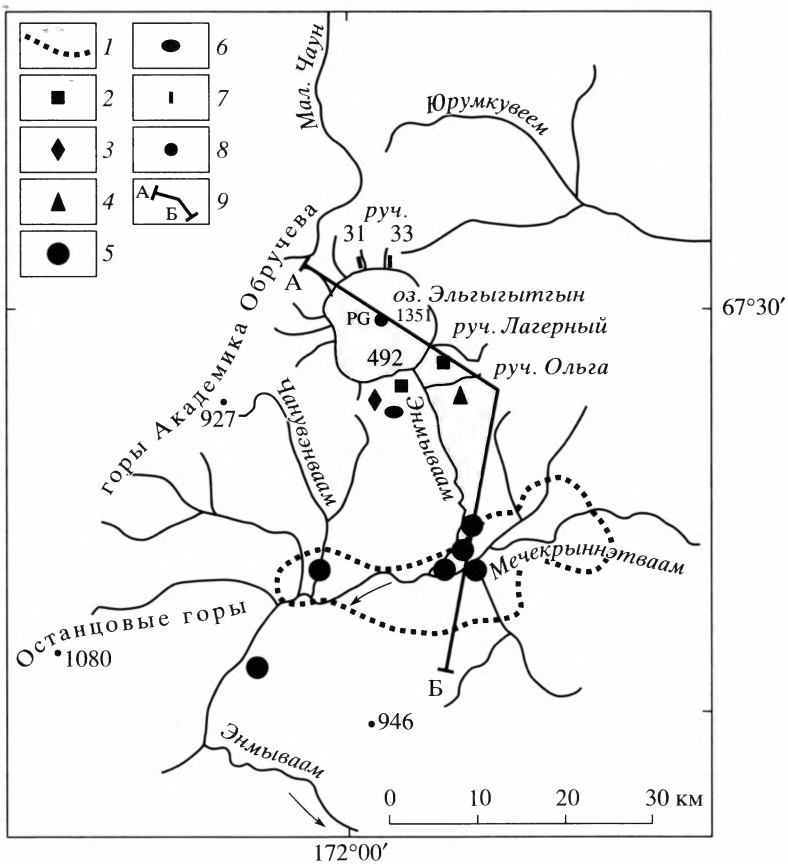


Рис. 1. Местоположение точек наблюдения и разрезов

1 – граница Мэчекрынетской впадины; обнажения террас высотой: 2 – 35–40 м, 3 – 9–11 м, 4 – 3 м; разрезы отложений: 5 – плиоценовых, 6 – делювиально-солифлюкционных; 7 – лихенометрические профили; 8 – керн буровой скважины; 9 – линия палеогеоморфологических профилей, представленных на рис. 3

примерно 70 м и слабо вогнутого дна с глубинами в центральной части до 171 м. Основными элементами морфоскульптуры кратерной котловины, не занятой водоемом, являются пляж и береговые валы, поверхности и уступы аккумулятивных и цокольных озерных террас различных уровней: 2.5–3.0, 9–10 и 35–40 м.

Озеро Эльгыгытгын, являясь местным базисом эрозии, оказывает решающее влияние на течение эрозионно-денудационных процессов в своем бассейне, ограничивая глубину их развития урезом воды. Его нынешнее асимметричное положение относительно кратерной котловины объясняется, скорее всего, общим наклоном исходной поверхности “мишени” к юго-востоку и, соответственно, более активным сносом с северо-запада. На крутых горных склонах котловины распространены скальные обрывы, обвальное-осыпные формы, глубоко врезанные долины ручьев. На пологих подножках склонов господствуют процессы делювиально-солифлюкционного сноса. На поверхности подгорной равнины широко распространены флювиальные формы многочисленных притоков озера, представленные руслами, поймами, поверхностями и уступами надпойменных террас, аллювиально-пролювиальными конусами. Кроме того, она осложнена разнообразными криогенными формами рельефа, из которых ведущими являются полигональные и мерзлотная солифлюкция.

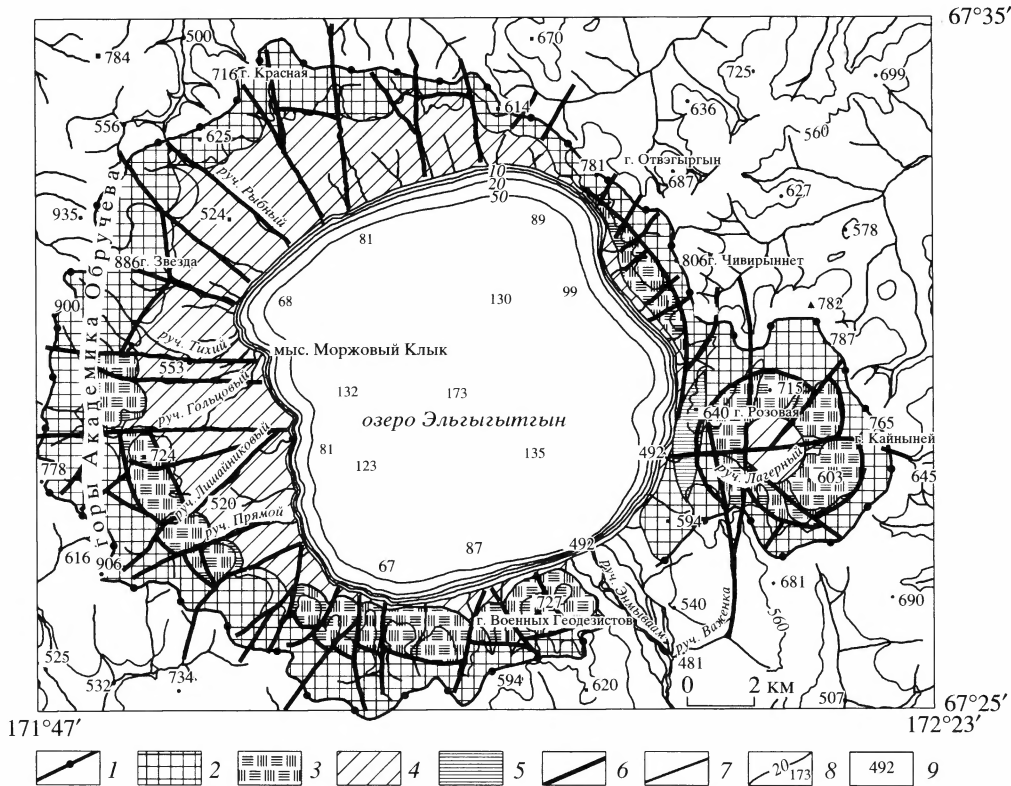


Рис. 2. Основные черты морфоструктуры кратера Эльгыгытгын [12]

1 – граница бассейна оз. Эльгыгытгын; элементы морфоструктуры кратеров Эльгыгытгын и Лагерный. Поднятия: 2 – внешние, 3 – внутренние; 4 – аккумулятивные поверхности; 5 – зона сочленения кратеров; 6 – разрывные радиально-концентрические системы. 7 – геоморфологические границы; 8 – изобаты и отдельные точки глубин озера; 9 – высота уреза воды озера

### Концентрическая морфоструктура кратера

В горном обрамлении кратера отчетливо выделяются внешнее (водораздельное) и внутреннее поднятия, разделенные отчетливо выраженной в рельефе дуговой системой разломов (рис. 2). Вместе с другими морфоструктурными элементами подгорной равнины и дна озера они образуют в целом концентрическую систему [3, 4, 12]. Осевая линия внешнего концентрического поднятия является границей бассейна оз. Эльгыгытгын. Она хорошо вписывается (за исключением бассейна руч. Лагерного) в окружность радиусом около 9.6 км с центром, несколько смещенным к западному берегу озера. Абсолютные высоты поднятия от 600 до 940 м. Внешняя дугообразная граница подгорной равнины вписывается в окружность радиусом около 7.7 км с центром, почти совпадающим с центром озера.

Внутреннее поднятие имеет вид дуги, охватывающей озеро с запада, юга и востока. Оно фиксируется в виде приподнятых блоков с абсолютными высотами 570–750 м и превышениями над озером от 75 до 260 м. Внутреннее поднятие отделено от внешнего серией глубоких седловин. На севере оно выклинивается и фиксируется только серией выступов на склонах массивов внешнего поднятия в интервале высот 400–600 м над у. м. Насыпного вала вокруг кратера не сохранилось. Его следами, по-видимому, являются массовые скопления крупных и гигантских глыб импактитов, залегающие в нескольких точках на поверхности внутреннего поднятия.

Внутреннее и внешнее поднятия разбиты системой окаймляющих и радиальных разрывных нарушений. Первые фиксируются в виде дуг различной протяженности, образованных уступами рельефа, цепочками седловин, фрагментами гидросети почти по всему периметру котловины. Непрерывность дуговых разломов нарушается во многих местах радиальными разломами протяженностью от 2 до 7 км, выраженными в рельефе в виде глубоких водораздельных седловин, уступов, эрозийных борозд и т.д. Крупные радиальные разрывные нарушения в пределах кратера Эльгыгытгын весьма многочисленны и достаточно равномерно распределены по его периметру. Подавляющее большинство из них освоены гидросетью. Лишь небольшая часть представляет собой слабо освоенные эрозией ложбины, рассекающие склоны. Некоторые из них имеют большую длину и уходят за пределы бассейна озера. Вертикальные перемещения по радиальным разломам оцениваются в десятки метров.

Говоря о морфологии кратера оз. Эльгыгытгын, нельзя не остановиться на аномальной морфоструктуре бассейна руч. Лагерный, впадающего в озеро в юго-западном секторе, резко деформирующей в целом правильную окружность границы бассейна озера [12]. В морфоструктуре бассейна руч. Лагерный отчетливо проявлена концентрическая зональность, во многом аналогичная кратеру Эльгыгытгын. Она подчеркивается дуговым расположением водоразделов разных порядков, цепью низких водораздельных седловин на склонах, обращенных к центральной, наиболее пониженной части бассейна. Здесь, так же как и у кратера Эльгыгытгын, выделяются три главных элемента. Внешнее поднятие, являющееся водоразделом ручья, вписывается в окружность радиусом 3.2 км с центром в 3.4 км к востоку от берега озера Эльгыгытгын. Его абсолютная высота в среднем около 700 м, максимальная – 787 м. Также отчетливо выражено внутреннее поднятие, отделенное от внешнего дуговой зоной разломов, которая трассируется по цепочке уступов рельефа и седловин. Эта граница вписывается в окружность радиусом 2.2 км, из которой выпадает только сектор, включающий скалу Розовую, где происходит сопряжение восточного борта кратера Эльгыгытгын и западного борта бассейна руч. Лагерный. Высота внутреннего поднятия в среднем около 600 м над у. м., средняя ширина – около 1.2 км. Оно окаймляет изометричную котловину, которая практически идеально вписывается в окружность радиусом около 1 км, проведенную по касательной к изогипсе 580 м. Поверхность котловины несколько деформирована эрозионно-денудационными процессами, ее уровень понижается к западу, в направлении течения руч. Лагерный от 560 до 500 м. В морфоструктуре бассейна ручья выделяется радиально-концентрическая система разломов, отчетливо выраженная в рельефе и на аэрофотоснимках.

В приустьевой части руч. Лагерный пересекает горную гряду, которая разделяет его бассейн с бассейном оз. Эльгыгытгын. Гряда сильно раздроблена, многочисленные мелкие разрывные нарушения формируют структуру “битой тарелки”. Отмеченные особенности бассейна руч. Лагерный в целом резко отличают его от других притоков оз. Эльгыгытгын и обнаруживают полное сходство его структуры с радиально-концентрической структурой кратера Эльгыгытгын. Все это позволяет предположить, что бассейн руч. Лагерный представляет собой кратер-сателлит [12]. Примеры двойных метеоритных кратеров известны. Предполагается, что такие структуры возникают одновременно в результате распада космического тела вблизи Земли [14].

## Палеогеографические реконструкции

**Ранний плиоцен.** О палеогеографической обстановке раннего плиоцена в северо-западной части Анадырского плоскогорья можно судить по сохранившимся фрагментам древнего рельефа и составу осадков, обнаруженных в разрезах рыхлых отложений. В горном обрамлении оз. Эльгыгытгын часто встречаются плоские водораздельные поверхности – следы древнего денудационного выравнивания рельефа [12], образующие разновысотные ступени. Их абсолютные высоты колеблются от 600 до 900 м.

Они, как правило, имеют изометричную форму в плане и площадь до нескольких квадратных километров. Поверхности перекрыты чехлом элювия мощностью от 0.3 до 0.6 м, имеющего песчано-щебнистый и песчано-глинистый состав и возникшего за счет выветривания разных по составу вулканогенных пород позднего мела: игнимбри-тов, риолитов, базальтов, туфов разного состава. По данным электронно-микроско-пического анализа (аналитик Т.В. Анисимова), в глинистой фракции элювия наряду с ги-дролучной и монтмориллонитом встречаются каолинит, окислы железа и железобак-терии.

Элювий древней поверхности выравнивания коррелируется с погребенной корой выветривания, обнаруженной к югу от оз. Эльгыгытгын в береговых обнажениях рр. Энмываам, Мечекрыннэтвеем и Чанувэнваам. Она развивалась на разных по составу вулканогенных породах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и представлена пестро окрашенными песчано-глинистыми отложениями мощностью от 1 до 6 м. В зависимости от состава материнских пород ее цвет варьирует от ярко-оранжевого до черного. К югу от оз. Эльгыгытгын на расстоянии 20–24 км, в береговых обнажениях рр. Энмываам и Чанувэнваам в основании разрезов на коре выветривания обнаружен горизонт пойменных аллювиальных отложений мощностью от 1.5 до 3 м, которые соответствуют верхней возрастной границе коры выветривания [4, 5]. Это слоистые осадки, состоящие из хорошо окатанного мелкого галечника, гравийника, тонкозернистого песка с линзами и прослоями лигнитизированного растительного детрита и гумуса. По заключению Б.В. Белой, состав спорово-пыльцевых спектров из них свидетельствует о существовании лесного типа растительности [5]. “Это были хвойно-мелколиственные леса из сосен и лиственниц, елей и пихт с вкрапленностью тсуг, мел-колиственные формации березовых и ольховых лесов с редкими широколиственными породами. Значительные территории были заняты сфагновыми болотами, кустарни-ковыми сообществами (ерники, ольховники, ивняки), верещатниками и травяными це-нозами – спутниками лесной растительности, кустарников, лугов и водоемов” [5, с. 13]. Как считает Б.В. Белая, полученный по нескольким разрезам в долинах рр. Энмываам и Чанувэнваам палинокомплекс обнаруживает большое сходство с комплексами, изу-ченными в Нижнеколымском районе, на северо-западной окраине Чаунской низмен-ности, на о-ве Айон и в других районах Колымы и Чукотки [5]. Согласно Региональ-ной стратиграфической схеме палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России, он соответствует бегуновскому горизонту. Среднеянварская температура в это время – –13–17°C, среднеиюльская – +14–17°C. По палеомагнитным данным бегу-новский горизонт относится к ортозоне Гильберт (3.4–5.1 млн. лет) [15].

Особенности литологического состава коррелятных осадков (мощные коры вывет-ривания, пойменные фации аллювия), а также присутствие в современном рельефе древней выровненной поверхности, позволяют предположить, что рельеф территории в раннем плиоцене был слабо расчлененным холмисто-равнинным. Он дренировался разветвленной сетью водотоков равнинного типа.

**Конец раннего плиоцена, образование кратера Эльгыгытгын.** Этот момент уста-новлен по данным радиоизотопного датирования импактных пород кратера Эльгы-гытгын. Первые определения возраста импактитов калий-аргоновым методом дали значения около  $3.5 \pm 0.5$  млн. лет [3]. Позднее возраст импактных пород был опреде-лен по  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методу, который показал 3.58 млн. лет [11].

В работе [3] приведены реконструкции строения возникшего кратера, согласно ко-торым диаметр кратерной котловины по гребню цокольного вала составлял 17–18 км, высота вала была 0.6–0.9 км, а глубина воронки 1.3–1.5 км. Общий эрозийный срез с момента взрыва и по настоящее время составляет 400–500 м. Приблизительный рас-чет мощности закратерных выбросов показал, что на расстоянии 17 км она должна была составлять около 30 м, а на расстоянии 25.5 км – около 8 м. Оценка мощности пород аутигенного комплекса лежит в пределах 370–400 м, а мощности толщи озер-ных осадков – 200–220 м.

В 2000 г. в результате проведения сейсмического зондирования дна озера установлено, что мощность аутигенной брекчии в днище озера достигает 240 м, а мощность озерных осадков около 160 м, при этом в центральной части выделяется купольное поднятие, свойственное крупным метеоритным кратерам [13].

Момент импактогенеза запечатлен также в формировании отложений, содержащих многочисленные включения обломков импактных пород, в различном удалении от кратера (рис. 3, А). На право- и левобережье р. Энмываам и в долине р. Чанувенваам в нескольких точках установлено, что на описанных выше озерно-аллювиальных отложениях раннего плиоцена залегает своеобразный “хаотический” горизонт мощностью от 1.5 до 3 м [4, 12]. Он состоит из деформированных масс смещенной коры выветривания, аналогичной наблюдавшейся в ненарушенном залегании на коренных породах в основании разрезов рыхлых отложений Мечекрынтэвеевской впадины в 20–24 км к югу от оз. Эльгыгытгын. Его образуют пестро окрашенные песчано-глинистые массы коры выветривания, представленные хаотически расположенными глыбами, смятыми и скрученными пластинами, “рваными” слоями и линзами неправильной формы и разной величины, которые содержат беспорядочные включения разноразмерных галек, валунов, неокатанных обломков, в том числе большое количество импактитов. Отсутствие в этом горизонте слоистости вместе с отмеченными выше свойствами указывает на одновременность, одноактность его формирования. Отложения хаотического горизонта резко отличаются от подстилающих и перекрывающих аллювиальных осадков. По составу и текстуре этот горизонт сходен с оползнями-потоками или связными селями [16]. Известно, что оползни и сели практически всегда возникают во время землетрясений. По-видимому, хаотический горизонт образовался после взрыва метеорита, сопровождавшегося мощным сотрясением поверхности и выбросом большого количества обломков импактитов и пород “мишени”. В результате сотрясений на многих участках произошло массовое смещение материала кор выветривания вместе с выпавшими импактными породами в долины, где и сформировался хаотический горизонт, перекрывающий существовавшие в то время аллювиальные отложения. На хаотическом горизонте залегают песчано-галечные отложения с линзами мелких песчаных гравийников, имеющие по данным палинологического анализа тот же, что и подстилающие породы, возраст, соответствующий второй половине раннего плиоцена, что свидетельствует о сохранении в данный период равнинного режима реки [5].

**Средний–поздний плиоцен.** Во второй половине плиоцена началась активизация тектонических движений, которая с разной степенью интенсивности проявилась на всем Северо-Востоке России [17]. Произошло общее воздымание Анадырского плоскогорья, которое продолжалось в течение эоплейстоцена и раннего плейстоцена. Возникли дифференцированные малоамплитудные поднятия и локальные впадины, что привело к усилению эрозионных процессов, ускорению разрушения внешней структуры кратера (насыпного вала и цокольного поднятия) и заполнения кратера осадками.

Неотектонические движения и структуры в районе кратера реконструированы на основе высотного положения фрагментов поверхности выравнивания, разломов и ограниченных ими неотектонических блоков, а также анализа схем вершинной и базисной поверхностей. Установлено, что здесь возникли два слабо дифференцированных поднятия на месте нынешних гор Академика Обручева и Останцовых гор. Первое из них было представлено крупным блоком северо-восточного простирания, на юго-восточном склоне которого расположено оз. Эльгыгытгын. Воздымание неоструктуры происходило уже после возникновения кратера, на что указывает унаследованная радиально-концентрическая структура рельефа, выраженная в характерном дуговом и центростремительном рисунке разрывных нарушений и гидросети, отдельных горных массивов, цепочек водораздельных седловин, сквозных долин и впадин [4, 12].

Подъем неотектонических блоков приводит к накоплению в смежных впадинах грубослоистых, с крупными обломками древесины аллювиальных толщ мощностью от 12 до 22 м. В разрезах рыхлых отложений в долине р. Энмываам палинологические



спектры из этой толщи характеризуют растительность открытых пространств с травянистыми ценозами и “хвойно-мелколиственных редколесий с редкой примесью умеренных широколиственных пород. Большие площади занимали кустарниковые заросли березы и ольховника, кое-где встречались заболоченные участки” [5]. Они обнаруживают большое сходство со спектрами, характеризующими кутуйхский горизонт (средний–верхний плиоцен), во время формирования которого происходила последовательная смена ландшафтов в сторону более широкого распространения тундры и расширения площадей лиственнично-березовых лесов на фоне уже возникшей вечной мерзлоты [15]. Подобные палинокомплексы обнаружены в осадках глубоких скважин в Анюйской, Чаунской впадинах, в хр. Золотом, в бассейне нижнего течения р. Колымы [5].

**Эоплейстоцен–нижний неоплейстоцен.** Усилившаяся в связи с поднятием эрозионная деятельность привела к значительному врезанию рек и формированию отложенных террас высотой от 60–70 до 140 м в пределах Мечекрыннеэтвеемской впадины. Аллювиальные отложения верхней части 70-метровой цокольной террасы на левобережье р. Энмываам в 18 км ниже устья р. Чанувэнваам представлены грубослойстой толщей разноразмерного галечника с прослоями и линзами разноразмерного песка с растительным детритом. Характерно ожелезнение некоторых горизонтов и значительное уплотнение толщи в нижней части разреза. По данным Б.В. Белой, спорово-пыльцевые спектры из верхней части этих осадков (с глубины 5.3–5.6 м) позволяют реконструировать безлесные ландшафты, занятые травянистыми и травяно-гипновыми тундрами [5]. Лишь участками произрастали лиственничные леса с примесью березы, редкими елями, по долинам росла ольха, изредка в подлеске с лещиной и восковницей. На каменистых склонах господствовали плаунки. Подобный тип растительности характеризует достаточно холодные климатические условия. Выделенный палинокомплекс сопоставляется с олерским горизонтом, который в современной Российской стратиграфической шкале квартера соответствует верхней части эоплейстоцена и нижней – неоплейстоцена [18].

**Средний неоплейстоцен.** К среднему неоплейстоцену мы относим цокольную террасу оз. Эльгыгытгын высотой около 35–40 м, которая установлена нами в 2000 г. на юго-восточном побережье озера к югу от руч. Лагерный. Этот фрагмент террасы хорошо сохранился, имеет четко выраженные бровку, поверхность и тыловой шов. На слабо наклонной поверхности залегают скопления хорошо окатанного галечника явно озерного происхождения, разнообразного по петрографическому составу. Средне-неоплейстоценовый возраст ее пока принимается предположительно, исходя из морфологического и морфометрического сопоставления с датированными поздне-неоплейстоценовыми озерными террасами высотой 9–12 м. Озерных террас более высоких уровней достоверно не установлено, поэтому можно считать, что терраса 35–40-метрового уровня фиксирует максимальную высоту стояния воды в озере примерно на изогипсе 530 м. В среднем неоплейстоцене озерные воды на этом уровне распространялись в западную и северную части кратера более чем на 2 км от современного берега (рис. 3, Б). В восточной и южной частях береговая линия отстояла от современной на десятки и первые сотни метров, лишь в бассейне руч. Лагерный возник залив протяженностью до 3 км. По долине р. Энмываам акватория распространялась на расстояние около 10 км. В этом месте отмечается резкое сужение долины от 3.3 км до 1.3 км, что может свидетельствовать о существовании здесь в прошлом водораздела, препятствовавшего стоку озерных вод до уровня 530 м.

В течение среднего неоплейстоцена в районе продолжалось похолодание климата. По палинологическим данным, полученным Н.Б. Верховской, проанализировавшей около 80 разрезов континентальных и морских отложений Чукотки, “лиственничные леса с примесью ели, сосны, пихты, тсуги, а также мелколиственных и даже широколиственных деревьев и крупных кустарников раннего плейстоцена сменились лиственнично-березовыми лесами и редколесьями с примесью ели в первой половине среднего плейстоцена, а затем типичными тундрами во второй половине среднего

плейстоцена” [19, с. 77]. По ее мнению, похолодание в первой половине этой поры вызвало рост ледников, заполнивших горные долины и значительные площади низменностей. Предполагается, что ледники того времени были самыми крупными, однако реконструируются они очень фрагментарно из-за плохой сохранности форм ледникового рельефа. В районе оз. Эльгыгытгын следов этого оледенения не установлено.

Дальнейшее похолодание шло параллельно с континентализацией и иссушением климата. В самом конце среднего неоплейстоцена, по-видимому, установился безледный период, “сходный с наблюдаемым сейчас на Чукотке” и даже холоднее. Это заключение Н.Б. Верховской находит подтверждение при анализе донных осадков оз. Эльгыгытгын. В разрезе скважины РГ–1351 на основании палинологического изучения образцов из керна донных осадков установлено 13 спорово-пыльцевых зон [9, 20]. Спектры зоны EG1, зафиксированной в основании разреза в интервале глубин 1283–1175 см, характеризуются резким преобладанием травянистых растений и спор. Они указывают на развитие в это время арктических мозаичных тундр с травянистым несомкнутым покровом в экстремальных климатических условиях среднего неоплейстоцена. Следующие спорово-пыльцевые зоны EG2, EG3, EG4, EG5 до глубины 593 см характеризуются более высоким количеством пыльцы древесно-кустарниковых таксонов и отражают неоднократную смену травянисто-березовых тундр травянистыми или травянисто-ольховниково-березовыми.

В среднем неоплейстоцене темп и контрастность новейших движений увеличились. Особенно отчетливо это проявилось к югу от озера Эльгыгытгын, в бассейне среднего течения р. Энмываам, где продолжилось прогибание Мечекрыннетвеемской впадины. В связи с этим произошло значительное понижение местного базиса эрозии, которое обусловило врезание верховьев Энмываама, увеличение стока из озера Эльгыгытгын и снижение его уровня. К этому времени относится формирование озерной террасы высотой 35–40 м.

**Поздний неоплейстоцен.** В стратиграфической схеме позднего неоплейстоцена утвердилось четырехчленное деление с двумя ледниковыми и двумя межледниковыми горизонтами, получившими на Северо-Востоке названия по схеме В.Н. Сакса [21]. Выделяются казанцевское и каргинское межледниковья (межстадиалы) и зырянское и сартанское оледенения. Наши наблюдения и данные геолого-съёмочных работ в районе озера не выявили каких-либо следов работы ледников в виде гляциальной морфоскульптуры и морен. А.С. Кундышев и Н.Б. Верховская также считают, что “...в рассматриваемом районе позднеплейстоценовые ледники не выходили за пределы каров, отмеченных только на юго-восточном склоне Останцовых гор” [22, с. 69]. Результаты бурения донных осадков оз. Эльгыгытгын указывают на то, что на протяжении последних 300 000 лет осадконакопление в озере шло непрерывно и что кратерная котловина не закрывалась ледниками [12, 13]. Ближайшие следы деятельности ледников отмечаются в 40 км к западу в Илirianском краже, где ледники протяженностью до 25 км спускались по долинам рр. Тытыльвеем и Илirianвеем на юг к долине р. Мал. Аной.

Начало позднего неоплейстоцена (казанцевское межледниковье) в осадках оз. Эльгыгытгын фиксируется в скважине РГ–1351 в интервале глубин 593–448 см [20]. По результатам палинологического анализа здесь выделено несколько спорово-пыльцевых зон (EG6–8). В то время в районе озера распространялись сообщества крупнокустарниковых тундр с кедровым стлаником, ольховником. Возникали условия для существования переходных между тундрой и лиственничной тайгой фитоценозов. Климатические условия были неоднородными: на диаграмме отчетливо выделяются два эпизода потепления и один, разделяющий их, похолодания. Осадки представлены пятнисто-слоистым илом от темно-серого до серо-коричневого. В озерных террасах осадков этого возраста пока не обнаружено.

Зырянское оледенение охватывало наиболее высоко поднятые горные массивы Анадырского плоскогорья и окружающих их хребтов. Отложения, синхронные зырянскому времени, установлены только в донных осадках в скважине РГ–1351 [20].

Спектры зоны EG9 представлены тундровыми злаково-травянистыми сообществами, отражающими глубокое похолодание климата, и сопоставляются с кислородно-изотопной стадией 4.

Каргинский межстадиал установлен в озерных отложениях на глубине 390–267 см. Палинологические спектры характеризуют поlyingно-злаковые тундры с небольшим участием кустарников, развивавшиеся в более суровых, чем современные, условиях [20]. Они коррелируются со спектрами, полученными из нижней части озерной террасы высотой 9–12 м на южном берегу озера [12]. Фрагменты террасы этого уровня распространены на побережье достаточно широко. На южном и юго-западном побережье она крутыми уступами обрывается к полосе пляжа. Ширина террасы колеблется от 20 до 60 м. Строение отложений, слагающих террасу, заметно варьирует, но в целом осадки представлены темно-серым грубослоистым гравийником в супесчаном заполнителе с линзами и прослоями плохо окатанного галечника и грубозернистого песка. По спорово-пыльцевым спектрам реконструируется растительность березово-кустарниковой тундры с участием ольховника и кедрового стланика.

Сартанский стадиал запечатлен в осадках скажины PG–1351, где ему соответствует палинологическая зона EG11, подчеркивающая преимущественное распространение тундровых злаковых сообществ, отражающих глубокое похолодание климата [20], а также в отложениях озерных террас. В средней и верхней частях 9–12-метровой террасы на южном берегу озера Эльгыгытгын установлены спектры, сходные по составу со спектрами скважины [12]. Осадки представлены коричнево-серым суглинком и плотно сцементированным плохо окатанным галечником в суглинистом заполнителе.

9–12-метровая терраса фиксирует уровень стояния озера и контуры береговой линии в позднем неоплейстоцене (рис. 3, Б). По сравнению со средним неоплейстоценом акватория озера значительно уменьшилась. По изогипсе 500 м береговая линия отстояла от современной на расстояние в первые сотни метров и лишь на некоторых участках в западной части котловины – до 1 км. В это время озерные воды покинули бассейн руч. Лагерный и долин притоков Энмываама, однако крайний юго-восточный контур береговой линии не намного изменил свое положение по сравнению со среднеплейстоценовым временем.

**Голоцен.** В озерных осадках в интервале 75–47 см (зона EG12) отмечается резкое изменение состава спектров, характерное для всех переходных от плейстоцена к голоцену пыльцевых комплексов Западной Берингии 12 300 л.н. [19]. В разрезах низких озерных террас, в аллювиальных террасах руч. Лагерный и р. Энмываам установлены осадки, датированные ранним, средним и поздним голоценом [6]. В устье первого левого притока р. Энмываам в уступе высотой 2.5–3.0 м обнаружена слоистая толща пойменных отложений, состоящих из линз и прослоев иловатого песка, буро-коричневого слабо разложившегося торфа, растительного детрита с крупными обломками и корнями кустарников, возраст которых по данным радиоуглеродного анализа от  $9125 \pm 30$  л. (МАГ–994) до  $7450 \pm 55$  л. (МАГ–1433). Состав спорово-пыльцевых спектров свидетельствует о распространении в это время растительности типа крупнокустарниковой тундры с островками березовых лесов, существовавшей в достаточно теплых климатических условиях.

Верхняя часть разреза накапливалась в среднем голоцене  $6620 \pm 30$  л.н., когда в растительном покрове значительная роль принадлежала кедровому стланику [9]. К позднему голоцену –  $5080 \pm 35$  л.н. (МАГ–1435),  $4850 \pm 400$  л.н. (МАГ–1434) – относится формирование толщи делювиально-солифлюкционных отложений, перестилающих поверхность подгорной равнины кратера и низкие озерные террасы высотой 2.5–3.0 м.

Примерно 5000 лет назад возобновилось снижение уровня озера, хотя и несколько медленнее, чем в конце неоплейстоцена–первой половине голоцена, и постепенно оформились современные контуры береговой линии. Самые последние стадии снижения береговой линии озера зафиксированы в береговых валах, широко распространенных на западном и северном побережьях.

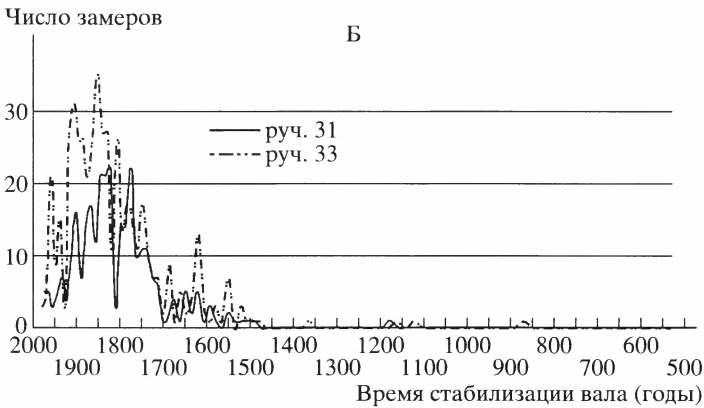
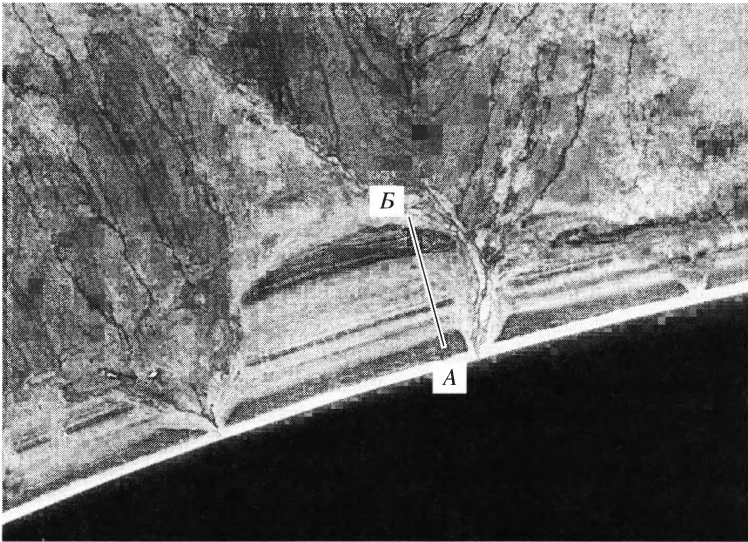


Рис. 4. Современная динамика береговой зоны

А – береговые валы на северном берегу оз. Эльгыгытгын близ устья руч. № 31. Линия А–Б – лихенометрический профиль.

Б – вариограммы времени экспозиции поверхности береговых валов по лихенометрическим данным (составил А.А. Галанин)

На большей части побережья фиксируются один, редко два береговых вала. Только в районе руч. № 31 и № 33 (рис. 1) на северном берегу наблюдаются фрагменты 3–4 береговых валов. Большая их часть в этом секторе кратерной котловины в настоящее время перекрыта делювиально-солифлюкционными шлейфами и конусами выноса временных водотоков.

Максимальная ширина древней береговой зоны наблюдается в северной части кратерной котловины, в районе устья руч. № 31, где она достигает более 360 м. Древние береговые валы, их морфология и площади распространения, а также соотношения с другими формами рельефа отлично дешифрируются на аэрофотоснимках (рис. 4, А). Нами сделано подробное описание морфологии валов и с целью установления их возраста выполнено метрическое изучение колоний лишайников *Rhizocarpon sp.*, покрывающих валунно-галечный материал, слагающий валы. Установлены три ясно выраженных вала, фиксирующих последние стадии отступления береговой линии озера. На

поверхности первого вала, пока еще практически не затронутой мерзлотными и другими процессами, нами по двум профилям (вблизи руч. № 31 и № 33) выполнено метрическое изучение колонии лишайников *Rhizocarpon sp.*

В районе руч. № 31 в интервале от уреза воды до 12 м расположен пляж, сложенный сыпучим песчаным и гравийно-галечным материалом и ограниченный штормовым валом высотой около 1.7 м. За ним отмечается узкое понижение глубиной до 1 м, от которого начинается первый береговой вал, имеющий высоту до 3 м и ширину около 49 м (на расстоянии до 61 м от берега озера). На стороне вала, обращенной к озеру в некоторых местах обнаруживаются следы заплеска во время самых сильных штормов. На выположенной гребневой части вала на гальках и валунах развита популяция накипных лишайников *Rhizocarpon sp.* Проявлений мерзлотного растрескивания на всей поверхности вала не наблюдается.

От 61.0 до 72.5 м от берега фиксируется понижение между валами и далее еще два вала и также понижение между ними. Поверхность последних уже сильно деформирована активными мерзлотными процессами и для лихенометрического датирования не подходит. Явных следов мерзлотного промерзания на внешнем склоне первого вала не обнаружено. Аналогичная картина наблюдается и в районе руч. № 33, где также выполнен лихенометрический профиль на первом береговом валу.

Предварительные заключения относительно возраста описанных выше береговых валов получены в результате анализа выборок (300 и 500 измерений) диаметров слоевищ лишайника *Rhizocarpon sp.* Анализ выполнен к. г. н. А.А. Галаниным. Он показал, что валы окончательно сформировались в течение последних 300 лет, хотя начало их становления отодвигается до 500 лет назад (рис. 4, Б). В целом приведенные вариограммы свидетельствуют о динамичной береговой обстановке в период формирования валов.

### Заключение

В развитии ландшафтов района оз. Эльгыгытгын выделяются следующие основные этапы.

В раннем плиоцене район оз. Эльгыгытгын представлял собой всхолмленную денудационную равнину, покрытую корой выветривания, со слабоврезанными речными долинами, выполненными аллювиальными осадками малой мощности. В результате метеоритного удара 3.58 млн. л.н. возникли кратер Эльгыгытгын и, предположительно, кратер-сателлит Лагерный.

С конца плиоцена началось дифференцированное поднятие Анадырского плоскогорья. Возникли малоамплитудные горсты и локальные впадины, что привело к усилению эрозионных процессов, ускорению разрушения внешней структуры кратера и заполнению его осадками.

В среднем неоплейстоцене скорость новейших движений увеличилась, сформировался современный план гидросети, горных сооружений и межгорных впадин. В кратерной воронке накапливались отложения озерной террасы высотой 35–40 м, фиксирующей максимальное стояние озера в неоплейстоцене. В среднем и позднем неоплейстоцене район находился в перигляциальной зоне. С увеличением глубины эрозионного вреза произошло снижение уровня озера.

Во второй половине каргинского интервала и в сартанскую эпоху (35–12.5 тыс. л.) в кратере накапливались осадки террасы высотой 9–12 м. Окончательно оформилась долина истока р. Энмываам. Первая половина голоцена характеризовалась значительным потеплением климата. В долинах и нижних частях склонов распространялась крупнокустарниковая растительность, в понижениях рельефа шло заболачивание и торфообразование. Во второй половине голоцена отмечено похолодание и снижение уровня озера до современного.

1. Некрасов И.А., Раудонис П.А. Метеоритные кратеры // Природа. 1963. № 1. С. 102–104.
2. Dietz R.S., McHone J. El'gygytyn: probably world's largest meteorite crater // *Geology*. 1976. V. 4. № 7. P. 391–392.
3. Гуров Е.П., Гурова Е.П. Метеоритный кратер Эльгыгытгын на Чукотке как пример молодого морфологически выраженного кратера // Геология и петрология взрывных метеоритных кратеров. 1982. С. 125–135.
4. Глушкова О.Ю. Геоморфология и история развития рельефа района озера Эльгыгытгын // Природа впадины озера Эльгыгытгын (проблемы изучения и охраны). 1993. С. 26–48.
5. Белый В.Ф., Белая Б.В., Райкевич М.И. Плиоценовые отложения верхнего течения реки Энмываам и возраст импактогенеза впадины озера Эльгыгытгын. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 24 с.
6. Glushkova O.Yu., Lozhkin A.V., Solomatkina T.B. Stratigraphy and paleogeography of the Elgygytyn Lake in the holocene (Northeastern Chukotka) // Тихоокеанск. геол. 1995. Т. 14. № 4. С. 23–30.
7. Обручев С.В. На самолете в восточной Арктике. Л.: Изд-во ВАИ ГУСМП, 1934. 184 с.
8. Белый В.Ф. Впадина озера Эльгыгытгын – метеоритный кратер или геологическая структура новейшего этапа развития Центральной Чукотки? // Тихоокеанск. геол. 1982. № 5. С. 85–91.
9. Brigham-Grette J., Glushkova O.Yu., Minyuk P. et al. El'gygytyn crater lake in northeast Siberia: deep sediment fill 3.6 million year Arctic paleoclimate record // *Arctic forum* 2001. The arctic research consortium of the U.S. (ARCUS), Fairbanks. AK. 2002. P. 24–25.
10. Glushkova O.Yu., Smirnov V.N. Paleogeography of the Elgygytyn crater lake district // *AGU EOS Transactions*. 1999. V. 80. № 46. PF485.
11. Layer P. Argon-40/argon-39 age of the El'gygytyn impact event, Chukotka, Russia // *Meteorit. Planet. Sci.* 2000. V. 34. P. 591–599.
12. Глушкова О.Ю., Смирнов В.Н., Минюк П.С., Шарптон Б. Новые данные о морфоструктуре метеоритного кратера Эльгыгытгын // Пробл. геол. и металлогении северо-востока Азии на рубеже тысячелетий: четвертичная геология, геоморфология, россыпи. 2001. Т. 3. С. 20–22.
13. Niessen F., Korch C., Wagner B. et al. The IMPACT Project: Seismic investigation of Lake El'gygytyn, NE Russia – Implications for sediment thickness and depositional environment // *AGU EOS Transactions*. 2000. V. 81. № 48. F230.
14. Масайтис В.Л., Данилин А.Н., Мащак М.С. и др. Геология астроблем. Л.: Недра, 1980. 231 с.
15. Гриненко О.В., Сергеев А.И., Белолобский И.Н. Палеоген и неоген Северо-Востока России. Ч. 1. // Объяснит. зап. к регион. стратиграф. схеме палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России. Якутск: Изд. ЯНЦ СО РАН, 1998. 68 с.
16. Белый Л.Д. Инженерная геология. М.: Наука, 1985. 231 с.
17. Смирнов В.Н. Морфотектоника областей горообразования Северо-Востока Азии: Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. М.: МГУ, 1995. 41 с.
18. Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СПб.: Изд. ВСЕГЕИ, 2000. С. 22–29.
19. Верховская Н.Б. Плейстоцен Чукотки // Палинстратиграфия и основные палеогеографические события. 1986. 112 с.
20. Шило Н.А., Ложкин А.В., Андерсон П.М. и др. Первая непрерывная пыльцевая летопись изменений климата и растительности Берингии за последние 300 тысяч лет // Докл. РАН. 2001. Т. 376. № 2. С. 231–234.
21. Сакс В.Н. Четвертичный период в советской Арктике. М–Л.: Водтрансиздат, 1953. 627 с.
22. Кундышев А.С., Верховская Н.Б. Развитие гидросети в верховьях Анадыря // Геоморфология. 1984. № 4. С. 68–73.

СВКНИИ ДВО РАН, Магадан

Поступила в редакцию  
20.07.2005

## GEOMORPHOLOGY AND LATE CENOZOIC PALEOGEOGRAPHY OF LAKE ELGYGYTGYN (CENTRAL CHUKOTKA)

O.Yu. GLUSHKOVA, V.N. SMIRNOV

### S u m m a r y

Paleogeographic reconstructions of the area of meteorite crater Elgygytyn were fulfilled for several epochs in the Late Cenozoic: 3.58 million years – the fall of the meteorite; the second half of the Pliocene – tectonic activation and uprise of the Anadyr Highland; the Middle Pleistocene – accumulation of sediments of the socle terrace 35–40 meters high, marking the maximum level of Lake Elgygytyn; the Late Pleistocene – accumulation of sediments of 9–12 meters terrace; the Early Holocene – accumulation of sediments of 2–3 meters terrace; late 5000 years – decrease of the lake's level and formation of the contemporary coastline.