

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ  
ФЕДЕРАЦИИ  
САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Институт наук о Земле  
Кафедра геоморфологии

**Выпускная квалификационная работа**

на тему:

**ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ “ЖИЗНИ” ОЗЁР АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ  
НА ПРИМЕРЕ ОЗЁР ЭЛЬГЫГЫТГЫН И ЛЕВИНСОН-ЛЕССИНГА**

**Выполнил:**

Магистрант 2 курса

Мошенский Николай Викторович

**Научный руководитель:**

Доцент, к.г.н. Федоров. Г.Б.

**Рецензент:**

Ст. преподаватель, к.г.н., Анисимов. М.А.

Санкт-Петербург

2018

## СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИССЛЕДУЕМЫХ РЕГИОНОВ.....	6
1.1. Физико-географическая характеристика полуострова Таймыр и котловины озера Левинсон-Лессинга .....	6
1.1.1. Полуостров Таймыр.....	6
1.1.2. Озеро Левинсон-Лессинга.....	11
1.2. Физико-географическая характеристика Чукотского полуострова и котловины озера Эльгыгытгын.....	16
1.2.1. Полуостров Чукотка.....	16
1.2.2. Озеро Эльгыгытгын.....	22
ГЛАВА 2. МЕТОДОЛОГИЯ И РАСЧЁТЫ.....	39
2.1. Методология.....	39
2.2. Исходные данные.....	42
2.3. Расчёт продолжительности “жизни” озера Эльгыгытгын.....	43
2.4. Расчёт продолжительности “жизни” озера Левинсон- Лессинга.....	45
ГЛАВА 3. АНАЛИЗ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ И ВЫВОДЫ.....	47
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	53

Литература.....	55
Фондовая литература.....	60
Ресурсы сети Интернет.....	60

## ВВЕДЕНИЕ

В настоящем проблема изменения климатических условий на Земле является крайне актуальной. Инструментальные изменения климатических параметров охватывают лишь последние 150 лет, что является недостаточным основанием для прогнозов изменения климата планеты. Осадки арктических озёр являются очень мощным инструментом в реконструкциях палеоклимата, благодаря своему географическому положению вдали от источников антропогенного воздействия. Как правило, осадконакопление озёр очень редко связано с уровнями денудации водосборных бассейнов напрямую. Основываясь на этом факте, некоторые исследователи смогли реконструировать влияние изменения окружающей среды в позднем плейстоцене и голоцене, а также деятельности человека на потоки масс водосборных бассейнов различных небольших озёрных систем в Европе и Северной Америке. (Svendsen и др., 1989, Evans, 1997; Camru и др., 1998; Gay и др., 1998; Zolitschka, 1998). Подобное количественное изучение крупных озер затруднено из-за высокой дисперсионности системы осадконакопления. На данный момент большинство исследований посвящено отдельным областям осадконакопления или конусам выноса (Scholz, Finney, 1994). Таким образом, исследование больших озёрных систем может дать представление о денудационно – аккумуляционных системах (системы DA) лишь в очень упрощённом виде, по крайней мере до тех пор, пока не появятся датированные трехмерные данные о заполнении бассейна озера.

В работе исследователей (Hinderer, Einsele, 2001) применяется концепция денудационно - аккумуляционных систем для крупных озер мира. Рассчитываются показатели процессов денудации водосборных бассейнов, скорости механического осадконакопления и время “жизни” озер и сравниваются с наблюдаемыми данными. Это позволяет наиболее точно оценить предполагаемый максимально возможный возраст отдельного взятого озера.

Объект исследования данной работы – озёра арктической зоны, предмет – продолжительность их существования.

Таким образом, целью работы является определение предполагаемого время существования озера Эльгыгытгын и озера Левинсон-Лессинга.

Для этого были поставлены следующие задачи:

1. Дать физико-географическую, геологическую характеристику, описать историю исследования изучаемых регионов.
2. Используя метод, предложенный Matthias Hinderer и Gerhard Einsele, рассчитать предполагаемое время существования изучаемых озёр.
3. Сравнить полученные результаты для каждого озёра.

Практическая значимость данной работы заключается в возможности использования полученных выводов и структурированной информации при дальнейшем изучении озёр арктической зоны.

## **ГЛАВА 1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИССЛЕДУЕМЫХ РЕГИОНОВ**

При реконструкции палеогеографических условий отдельных геологических этапов необходимо производить сравнение физико-географическими условий с современными. Лишь сравнительный анализ на как можно более комплексной основе с привлечением различных данных, позволяющих судить об условиях осадконакопления, климате, растительности дает возможность подразделить озёрные отложения различного возраста на образования ледниковой и межледниковой. Таким образом, является целесообразным дать как можно более полную физико-географическую характеристику исследуемого района. Азиатская часть арктического региона охватывает большую территорию, где в условиях суровой климатической обстановки на тундровых и лесотундровых пространствах расположены многочисленные озера.

### **1.1. Физико-географическая характеристика полуострова Таймыр и котловины озера Левинсон-Лессинга**

#### **1.1.1. Полуостров Таймыр**

Полуостров Таймыр занимает обширную территорию самой северной материковой части Евразийского континента, довольно разнородную по своим физико-географическим условиям. Расположен полуостров между Енисейским заливом Карского моря и Хатангским заливом моря Лаптевых. Таймыр - крупнейший полуостров России, площадь которого составляет порядка 400000 км<sup>2</sup>. На самом севере расположен глубоко вдающийся в море полуостров Челюскин с одноимённым мысом. В центре полуострова находится крупнейший пресноводный водоем Арктики – озеро Таймыр.

Условно территорию Таймырского полуострова можно разделить на две части, именуемые Гвоздецким (1978) провинциями: горную северную (горы

Бырранга) и равнинную южную (Южно-Таймырская провинция) (рис.1). На восточном горном Таймыре находится один из узлов современного оледенения, который одновременно является самым северным на материке и самым южным на арктической суше. Горы Бырранга протягиваются на расстоянии 800 км и имеют ширину около 250 км. Они имеют сложное геологическое строение с разновозрастными и разнообразными горными породами.

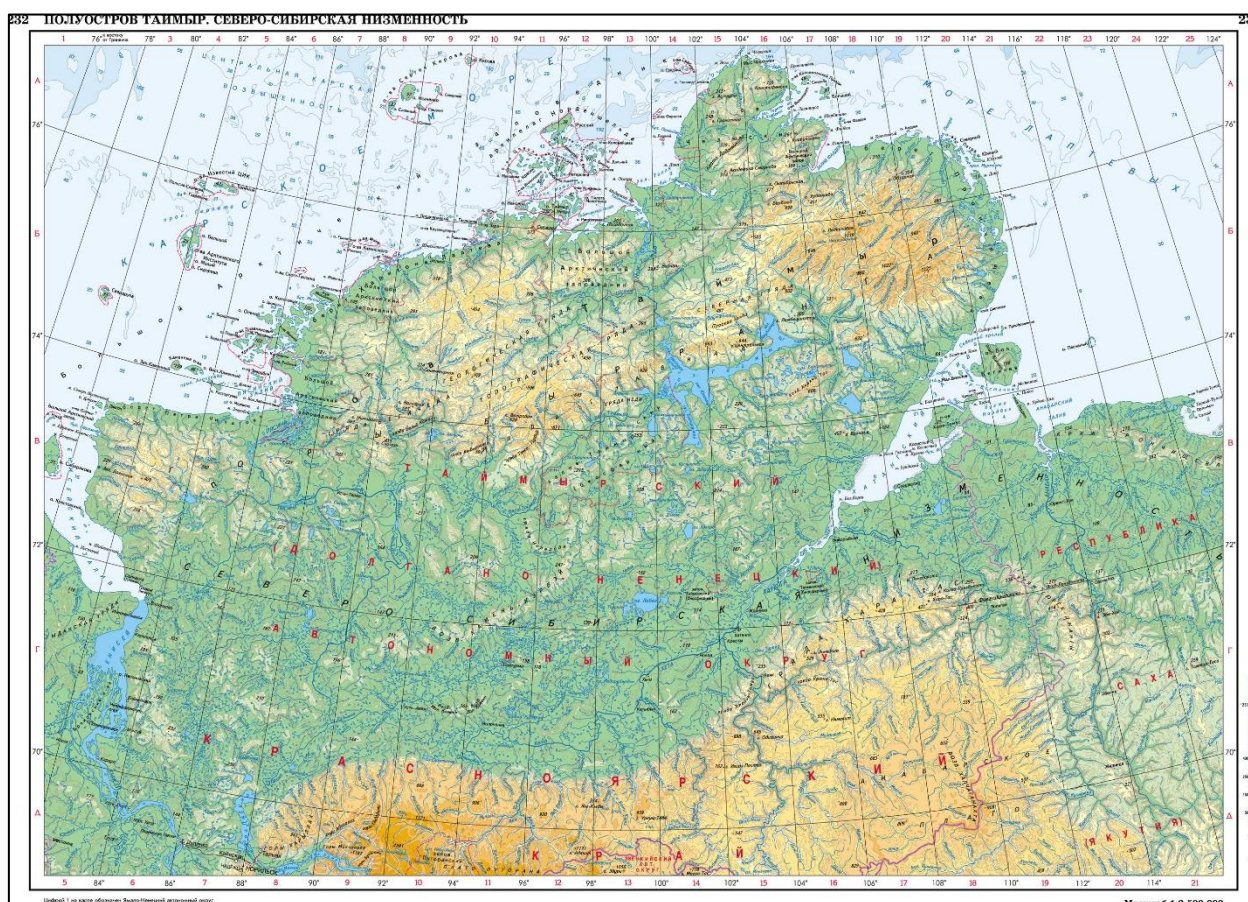


Рисунок 1. Физико-географическая карта полуострова Таймыр (по <https://geographyofrussia.com>)

Эти горы представляют из себя систему из 15 невысоких горных гряд и платообразных массивов, между которыми имеются большие разделения с межгорными понижениями. Самой высокой вершиной является гора Ледниковая (1146 м) на Северо-Восточном хребте, являющимся самым высоким хребтом этих гор. Понижение же идёт к северу, к прибрежным районам, где горы уже становятся холмистой равниной со скалистыми

выходами горных пород. На юге же высота гор Бырранга куда более значительна, однако на западе они уже становятся невысокими изолированными горами с высотой 350-500 м и холмами. Между реками Пяпина и Нижняя Таймыра высота гряд достигает 625 м, и к востоку от этой реки количество параллельных гряд и увеличивается до 15. Также между грядами гор находятся платообразные возвышения шириной от 10 до 30 м с бугристым рельефом. Согласно Гвоздецкому (1978), вершины и склоны же гор Бырранга покрыты каменистыми осыпями.

Отдельно следует упомянуть о возрасте гор Бырранга. Южная часть относится к зоне герцинской складчатости, в то время как северная входит в состав байкальской зоны. Породы также разновозрастны. В северной части преобладают породы, образованные в нижнем палеозое, протерозое с прорванными каледонскими интрузиями, а также сильно метаморфизованные породы, к примеру, кварциты, кристаллические сланцы и гнейсы, песчаники и известняки, а на юге – нижнепалеозойские породы, что образовали складчатую основу гор, и вулканическое покрытие тунгусской свиты, базальты и диабазы, что предохраняют поверхность от размыва. Гвоздецкий (1978) отмечает, что современный вид горам Бырранга придало четвертичное поднятие. В западной части провинции сохранились следы значительного четвертичного оледенения. Вершины горных массивов здесь нередко сглажены ледниками, долины представляют собой типичные трюги, есть морены и ледниково-морские четвертичные отложения. На востоке же четвертичное оледенение не было покровным, и сейчас там имеются современные ледники. Их площадь может достигать 30 м<sup>2</sup>, а самые крупные в длину достигают 5 км. Кроме того, с 250-300 до 800 м преобладает арктическая пустыня с каменистыми россыпями и осыпями. Тут редко встречаются лишайниково-травянистые кустарники, а зелёные мхи можно увидеть лишь до высоты 400 м, а прочие, корневые, накипные, цетрарии, пармелии, чуть выше. Ниже



арктических пустынь располагается арктическая тундра с осоково-разнотравными участками с высокой травой и покрытосеменными растениями. Высота же снеговой границы составляет около 1000 м, поэтому ледники, в основном, и распространены на востоке 34 гор. Тектонические уступы же обрывают горы Бырранга у берега Прончищева и у Северо-восточной низменности. И сама впадина этой низменности является волнистой, всхолмленной и обладает абсолютными высотами междуречий до 200 м, однако ориентировки у холмов практически не наблюдается. При этом, всхолмленность этой впадины при близости к горам растёт.

Пармузин (1964) описывает долины рек как широкие и пологосклонные. В долинах рек, впадающих в оз. Таймыр, развиты аллювиальные террасы высотой до 30 м. Иногда в террасовых отложениях можно встретить обломки лиственниц и торф, что помогает сделать вывод о прежнем более северном местоположении лесов. Ввиду того, что амплитуда поднятий увеличивается с запада на восток, то омоложение морфоструктур наблюдается, наоборот, к западу. Самые древние и крупные проявления этого процесса отмечаются в центральных частях гряды Главной (залив Нестора Кулика и оз. Левинсон-Лессинга). В западных частях гряды такие котловины менее масштабны и, вероятно, моложе (озера Щель, Горное и др.). Кроме того, подобные озёра имеют ряд отличительных особенностей таких как, плохо выработанная речная сеть, большая глубина (от 70 до 130 м), маленькая площадь водосбора относительно площади самого озера, удлинённая форма, расположение в долинах субмеридионального простираения и наличие крутых бортов. Также самыми крупными притоками озёр на Таймыре являются, в основном, притоки, текущие на юг и впадающие в озёра с севера, но из озёр с юга вытекают, как правило, по одной реке или ручью. Практически весь материал, приносимый в озера, аккумулируется в них со скоростью 0,7-1 мм/год, образуя при этом ленточную слоистость. В ландшафтном рисунке эти озера выглядят как импактные (наложенные) образования на более древний ландшафт.

Заложение наиболее древних котловин озер, имеющих тектоническое происхождение, произошло на рубеже среднего и позднего неоплейстоцена (150-70 тыс. лет назад). Такие котловины расположены на оси максимального поднятия хребтов восток-северо-восточного простирания и приурочены к трещинам растяжения. Заложены они, чаще всего, по глубинным разломам земной коры субмеридионального простирания. К примеру, можно рассмотреть случаи образования Нижней Таймыры, залива Нестора Кука и озера Таймыр, что, согласно Федорову (2003), произошли в результате взаимодействия неотектонических структур. Также, если обратить внимание на динамику береговых процессов, то можно обнаружить, что, как и на всех крупных озерах арктической зоны, немалую роль в ней играют деятельность плавучего льда, в результате подвижек которого и штормов на южных и северных оконечностях озёр, образуются береговые валы из-за меридионального направления ветров. Террасы же у таких озёр можно увидеть редко, и они являются абразионными.

Климатические особенности Таймырского полуострова обусловлены его географическим положением в высоких широтах. Близость ледовитых морей, малое количество солнечной радиации, вторжение холодных воздушных масс делают климат очень суровым, особенно в северной части полуострова. На полуострове Таймыр распространена многолетняя мерзлота, средняя мощность многолетнемерзлых пород составляет 500 м, а максимальная – 800 м. Кроме того, много находок погребенного льда различного происхождения (жильный, морской, глетчерный лед и др.). На Таймыре антициклонный режим погоды господствует в зимние месяцы, в остальное же время погода неустойчива. Ветры близ озера гораздо слабее, чем на побережье, снежный покров равномернее, а, следовательно, и растительность выше и гуще. Среднегодовая температура на Таймыре составляет 13,7°C, положительная среднемесячная температура имеется только 3-4 месяца в году, а выше 5°C

только 1-2 месяца на станции и на озере в Усть-Таймыре. Самыми тёплым месяцем является июль, а наибольшая температура наблюдается в августе и составляет 20°C. Следует отметить, что при движении от побережья к центру полуострова увеличивается континентальность климата. Годовое количество осадков невелико и составляет 146 мм на станции Усть-Таймыра, и 230 мм - в бухте Ожидания. Около 70 % количества осадков приходится на летние месяцы с июля по сентябрь.

### 1.1.2. Озеро Левинсон-Лессинга

Озеро Левинсон-Лессинга (74°28' с.ш., 98° 38' в.д.) находится в горах Бырранга примерно в 15 км к западу от бухты Ледяной (оз. Таймыр) и расположено перпендикулярно их простираню, т.е. с северо-северо-запада на юго-юго-восток (рис.2).

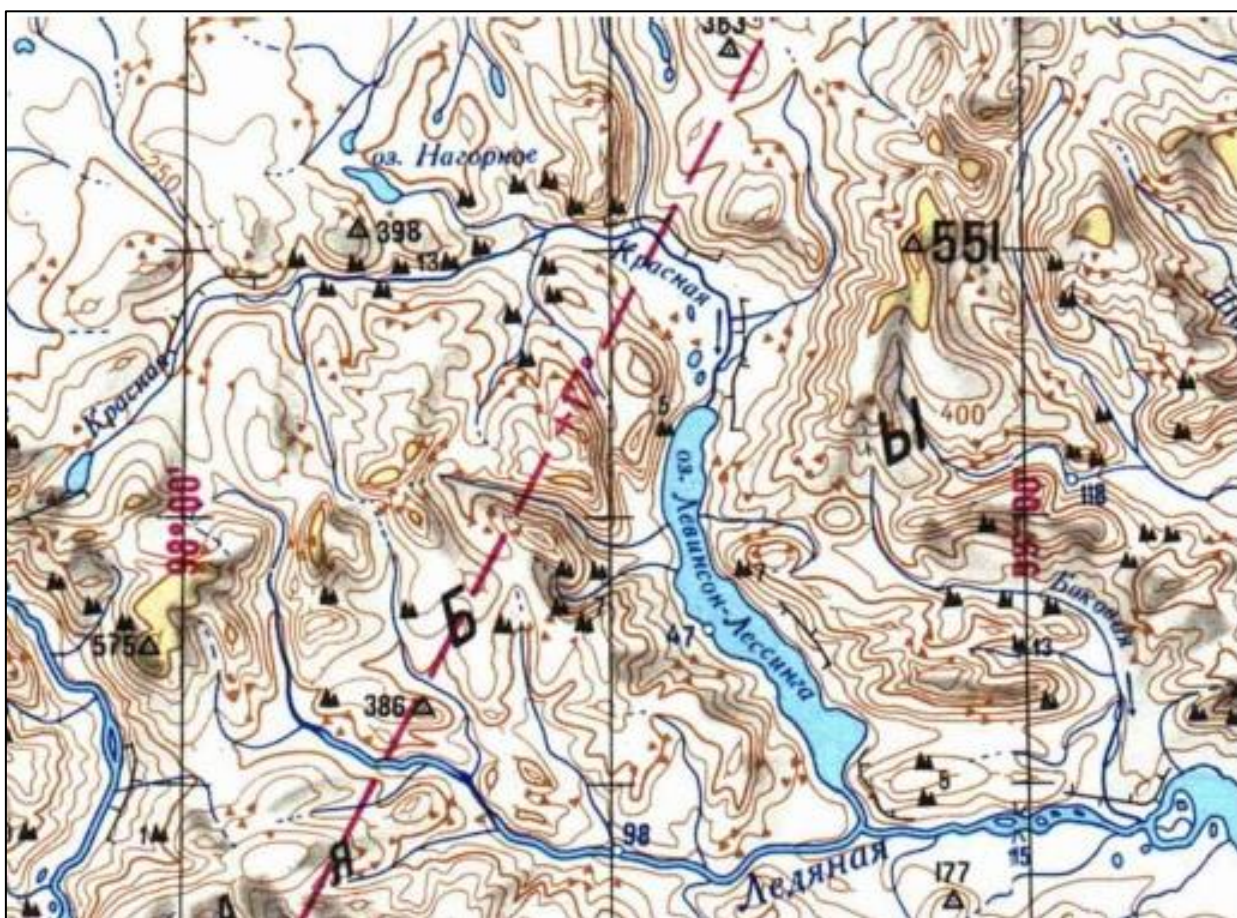


Рисунок 2. Район расположения озера Левинсон-Лессинга. Масштаб 1:250000 (лист карты S-47-XV, XVI бухта Ледяная.)

Озеро Левинсон-Лессинга протягивается на расстояние порядка 15,5 км, в то время как наибольшая ширина составляет 2,3 км. Его площадь составляет около 24,55 км<sup>2</sup>, и находится на абсолютной высоте 47 м над уровнем моря. Площадь водосбора 496 км<sup>2</sup> (Большаинов, 2006). Озеро располагается в пределах провинции гор Бырранга, абсолютная высота которых в данном месте составляет 400-500 м. Оно находится в пределах арктических горных тундр. Крупнейшей рекой, впадающей в озеро, является р. Красная, дренирующая территорию к северу от него и занимающая 70% водосборной площади. Кроме того, в озеро впадает ещё несколько небольших рек с западной и восточной части, а общее количество водотоков, принимаемое озером, составляет порядка 50. На юге озера берет начало небольшой ручей Проточный, который впадает в р. Ледяную, несущую свои воды в оз. Таймыр.

Существует несколько теорий происхождения озера, наиболее вероятной является его тектоническое происхождение. На различных этапах развития котловина озера испытала влияние эрозионных факторов, была занята морскими бассейнами, являясь при этом фьордом, и, в основном, длительное время была резервуаром пресных вод. Наиболее крутыми являются западные и восточные склоны котловины, северный и южный более пологие. Кроме того, склоны котловины осложнены террасой на глубине 50 – 60 метров, которая выражена и с северной, и с южной части озера. Анисимов и др. (2000) в монографии “Морфометрический анализ террасовых уровней озера Левинсон-Лессинга (Центральный Таймыр)” пишут: “Самым высоким уровнем является морская стометровая терраса хорошей сохранности, распространенная не только в районе водосбора оз. Левинсон-Лессинга, но и далеко за его пределами - в долинах рек Ледяной, Каровой, Угленосной, Верхней и Нижней Таймыре и т.д. Эта терраса хорошо известна в литературе: Егоров И.С. относит отложения этой террасы к санчуговской свите, когда береговая линия проходила по 100-метровому цокольному уступу (Четвертичные..., 1959). Позднее С.А. Стрелков писал об этой террасе как об

одном из этапов бореальной трансгрессии (Стрелков, 1965). Эта терраса имеет четкие горизонтальные площадки, сложена хорошо окатанным материалом, иногда встречается в виде абразионной террасы, вырезанной в коренных породах. Вышележащие террасовидные формы рельефа имеют спорный генезис, неопределенный разброс высот и удалены друг от друга на большие расстояния.” В общей сложности авторами выделяются 11 террас, которые разбиты на две группы: морского и озёрного происхождения, отличающиеся друг от друга по высоте, характеру отложенного материала (форма, размеры, степень окатанности) и высотному положению водораздела между оз. Левинсон-Лессинга и р. Ледяной (табл.1).

	Номер террасового уровня	Высота над уровнем озера	Абсолютная высота	Частота встречаемости
Морской террасовый комплекс	XI	51—53	99—101	8
	X	41—42	89—90	16
	IX	36—38	84—86	8
	VIII	27—29	75—77	15
Озерный террасовый комплекс	VII	22	68	4
	VI	13	61	10
	V	10	58	21
	IV	3—4	51—52	25
	III	2	50	8
	II	1	49	42
	I	0—1	48—49	18

Таблица 1. Соотношение различных террасных уровней с высотой над уровнем озера, абсолютной высотой в морских террасовых комплексах и озёрных террасовых комплексах (по Анисимов М.А и др., 2000)

Анисимов М.А. и др. (2000) отмечают, что террасы озерного комплекса часто встречаются на конусах выноса ручьев, стекающих в озеро с обрамляющих его склонов. Авторами все конусы выноса были разделены на три группы: 0-2°, 3-5, 6-10° в зависимости от крутизны склона. Отмечается, что на конусах первых двух групп, т.е. с углами склонов до 5°, в разных местах можно встретить

практически весь набор террасовых уровней озерного комплекса, особенно широко распространены террасы с высотами 1 и 10 м. На более крутых конусах выноса высокие озерные террасы отсутствуют, встречаются только террасы на высоте до 4 м над уровнем озера. Малые различия в изменениях уровней террас и отсутствие однонаправленных повышений или понижений их высот позволяют говорить о том, что, по крайней мере за период с момента формирования стометрового уровня заметных (в пределах точности используемого метода) блоковых тектонических движений в районе оз. Левинсон-Лессинга не происходило (Анисимов, Ромащенко,... 2000).

Максимальная глубина озера Левинсон-Лессинга составляет 110 метров, при этом плоское дно озера наблюдается на глубине 80 – 90 метров. Благодаря продолжительному времени существования озера дно котловины покрыто значительным слоем тонких алеврито - глинистых осадков (Научно-технич. отчет, 1993). Озеро расположено в пределах распространения мохово-лишайничковых тундр. Климатические условия здесь достаточно суровые. Из-за частых прорывы холодного арктического воздуха с севера в котловине озера создается особый микроклимат, и температура воздуха обычно на 2-3 градуса ниже близлежащей равнины и межгорных котловин.

В 1995 г. ходе экспедиции А-162-А на полуострове Таймыр в апреле-ноябре из центральной части оз. Левинсон-Лессинга была отобрана колонка донных отложений PG 1228 мощностью 22,4 м. Отбор проводился с глубины 108 м и на расстоянии более 0,6 км от берега. Данный керн представляет собой верхнюю часть озерных осадков и состоит из частично переслаивающихся глинистых алевритов и глин с неравномерными прослоями хорошо сортированных песков мощностью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Цвет осадка (сероватые и темно-зеленые тона) свидетельствует об анаэробных условиях осадконакопления.

Другая колонка донных отложений была отобрана в южном заливе озера с глубины 52 метра. Общая мощность колонки в сухом состоянии 78 см.

Гранулометрический состав колонки варьирует от алеврита опесчаненого до алеврита глинистого с частыми прослоями песка мелкозернистого и алевритового. Верхняя часть колонки (до глубины 25 см) сложена алевритом глинистым с песчаными прослоями на глубинах 2,5 см, 3 см, 4 см и 9-9,8 см. Последний из них самый мощный на этом участке колонки и содержит органический материал в виде веточки. Верхние 1,5 см деформированы. Ниже колонка сложена алевритом опесчаненным с большим количеством песчаных прослоев. Наиболее мощные находятся на глубинах 26,5-26,8 см, 44,8-45 см, 46,9-47,2 см (с включениями вивианита), 53,8-54,2 см (с включениями веточек растений), 55,3-55,7 см. В некоторых, еще не названных, песчаных прослоях содержатся веточки растений (прослой 64-64,2 см). Также наблюдаются включения вивианита в алевритово-песчаном материале на глубине 26,5 см.

Порода горизонтально и горизонтально-волнисто-слоистая по всей мощности. Последний характер слоистости присутствует на участке 30-32,5 см. Верхний и нижний контакты резкие. Горизонтальная слоистость обусловлена чередованием светлых и темных прослоев алеврита глинистого и алеврита опесчаненного. Средняя мощность пары слоев составляет 0,04-0,07 см (рис.3).



Рисунок 3. Фрагмент керна из оз. Левинсон-Лессинга (Большиянов, 2006).

В результате проведенных сейсмо-акустических исследований было установлено, что средняя мощность осадков в озере составляет 60 м. Характер записи свидетельствует о горизонтальном залегании отложений. Мощность осадков увеличивается в южной части озера (Научно-технич. отчет, 1996).

В результате проведенного спорово-пыльцевого анализа колонки донных отложений PG1228 мощностью 22,4 м было установлено, что осадки отлагались в течение неоднократной смены климатических условий.

Учитывая среднюю скорость осадконакопления (0,75 мм/год) и сопоставление с пыльцевыми комплексами, имеющими абсолютные датировки, было сделано предположение, что нижняя часть керна относится к среднему плейстоцену (Nahne and Melles, 1999).

## 1.2. Физико-географическая характеристика Чукотского полуострова и котловины озера Эльгыгытгын

### 1.2.1. Полуостров Чукотка

Чукотская область занимает самые северные районы Дальнего Востока — хребты Чукотского нагорья и Анадырское плоскогорье. Условной северо-западной границей является река Амгуэма, являющаяся второй по величине бассейна рекой Чукотки. С севера полуостров омывается водами Чукотского моря, с восточной части Беринговым проливом, и с юга — Беринговым морем. Площадь Чукотского полуострова составляет около 110 000 км<sup>2</sup>, из которых более одной трети приходится на низменные равнины, межгорные котловины и долины рек, которые сложены четвертичными отложениями (рис.4).





Рисунок 4. Физико-географическая карта Чукотского полуострова (по <https://geographyofrussia.com>)

Чукотское нагорье — это система низкогорных массивов и средневысотных хребтов, которые простираются на восток от Чаунской губы (Пегтымельский — до 1810 м, Экиатапский и Шелагский — до 1522 м и др.) (Голубчиков, 2003). Приподнятые участки нагорья характеризуются интенсивным членением с распространением альпийских форм рельефа: цирков и каров, а также глубоких ледниковых долин. На восток от реки Амгуэмы происходит переход хребтов в характерные для собственно Чукотского полуострова возвышенности высотой 500—1000 м. Очертания этих возвышенностей более сглажены. Они разделяются на отдельные горные гряды и группы, между которыми пролегают широкие долины. Сильно расчлененный вид имеет и береговая линия. Здесь множество глубоких заливов, среди которых нередки фьорды (к примеру, бухта Провидения). В верхнечетвертичную эпоху по заливам Чукотки к океану спускались ледники. Для всего Чукотского нагорья в целом характерен крутой спуск к югу, к сложенному покровами мезозойских эффузивов Анадырскому плоскогорью.

Средняя высота Анадырского плоскогорья составляет 800—1000 м, с превышением на отдельных участках. Преобладающие элементы рельефа плоскогорья — столовые горы со ступенчатыми склонами высотой порядка 800 м. Резко расчлененное среднегорье периодически сменяется низкогорьем и межгорными впадинами с равнинным рельефом. Эта смена объясняется изменением состава горных пород. Плоскогорье сложено покровами мезозойских эффузивов. Рельеф однообразный, с небольшими по отношению к соседним горным районам колебаниями высот. Встречаются сформированные массивными столовыми горами участки. На самом севере плоскогорья, у стыка с Илирнейским кряжем, расположено озеро Эльгыгытгын.

Южнее Анадырского нагорья простираются Чуванский и Щучий хребты, описанные Гвоздецким (1978). Для этих хребтов характерна развитая термическая эрозия, а также формирование нагорных террас и зон курумов. Такими же особенностями отличается лежащий северо-восточнее плоскогорья Осиновский хребет. Среди низменностей следует выделить Чаунскую, Анадырскую и часть Колымской — Анюйскую. Поверхность последней представляет собой заболоченную всхолмленную равнину едомного типа. На существенной части низменности интенсивно развивается термокарст.

Территория Чукотки отличается неоднородностью в геологическом отношении (рис. 5). Северную часть Чукотского нагорья включают в Чаунско-Амгуэмскую зону, которая относится к мезозойской складчатости. Породы складчатого фундамента залегают поверхностно. Основу северной части нагорья образует Чукотский антиклинорий, ядро которого сложено из докембрийских метаморфических пород с осадочно-вулканогенными эпохи нижнего палеозоя. Весьма широко распространены юрские и триасовые отложения, которые были собраны в складки во времена верхнего мезозоя. Тогда здесь наблюдались интенсивные проявления магматической деятельности. Южная половина Чукотского нагорья и примыкающее Анадырское плоскогорье входят в окраинный вулканический пояс зоны кайнозойской складчатости. Северная часть нагорья в верхнем мезозое сформировала устойчивую глыбу, подвергавшуюся впоследствии колебательным движениям, приводившим к разрывам. В межледниковое время вследствие дизъюнктивных нарушений образовался Берингов пролив, который отделил Чукотку от Северной Америки. Дизъюнктивные тектонические движения не прекратились и во время последнего оледенения.



Основной климатообразующий фактор Чукотского полуострова — его географическое положение. В качестве регуляторов температуры нижних слоев атмосферы прибрежной области выступают омывающие ее холодные моря. В результате здесь температуры зимой выше, чем во внутренних частях полуострова, а летом — ниже (Петров, 1966). На климат территории основное влияние оказывают Северный Ледовитый океан, обуславливающий циклоническую деятельность алеутский барический минимум и холодное Берингово море. Продолжительность зимы — восемь месяцев. В западных районах средние температуры января  $-30$ – $-32$  °С, в восточных  $-20$ – $-23$  °С. Минимальные температуры  $-45$ – $-55$  °С. Лето на Чукотке прохладное и короткое, со средней температурой в июле  $3$ – $8$  °С. Для области характерно повсеместное распространение многолетней мерзлоты. За счет разницы в нагревании моря и суши формируется ветренная погода. Количество осадков невелико. В восточных областях — до  $500$ – $650$  мм, на западе — в среднем порядка  $250$ – $300$  мм. Однако высокая влажность воздуха и низкие температуры в сочетании малым испарением вызывают избыточное увлажнение территории. Частые туманы (особенно на востоке) приводят к сокращению получаемого солнечного тепла. Прибрежные области в результате отличаются типично морским климатом (Гвоздецкий, 1978).

Вследствие сурового климата на территории области преобладают тундры и гольцовые ландшафты. Для прибрежной зоны характерна субарктическая тундра. На ее низинных участках типично распространение влажных осоково-пушицевых тундр и перемежающимися с ними гипново-травяных болот. На дренированных повышениях произрастают злаки, северное разнотравье, стелющиеся кустики ивы, карликовой березы и пр. Промежутки между кочками заняты малохарактерными для такого типа тундры лишайниками. Тундровые глеевые почвы перемежаются с перегнойно-торфяно-болотными. Примерно 20% площади приходится на лишенные растительности участки, в т.ч. полигональные тундры. Дальше на север в районе Чаунской губы, на

мысе Шмидта, острове Врангеля на смену субарктической тундре приходит арктическая, также перемежаемая гипново-травяными болотами. На восток от мыса Шмидта в сторону Колючинской губы тянется полоса, покрытая гипново-травяными и травяными болотами (Гвоздецкий, 1978). Для северной части Анадырско-Пенжинской области обычно доминирование тундры травянистого и лишайникового типов с редкими невысокими кустами ольховника, ивы и березки. А.П. Васьковский назвал такой тип растительности «ольхотундрой». Почвы тундрово-болотные. В долинах на хребте Пекульней встречается и кедровый стланик, помимо ольховника. На каменистых склонах кряжей и останцев Анадырско-Пенжинской области на абсолютных высотах больше 100 м скопления кедрового стланика становятся более густыми, а почва покрыта лишайником. До 300—400 м простираются кустарничково-лишайниковые тундры горного типа. На юге такие тундры доходят до высот 700 м. Эта зона сменяется поясом осыпей и скал, которые покрывают корковые и накипные лишайники.

На массивах и кряжах Чукотского нагорья с наблюдаемыми следами горно-долинного или карового оледенения, небольшими ледничками и снежниками растительность в верхней части практически полностью отсутствует. Ниже по склонам отмечена разреженная растительность горно-тундрового типа, с изредка встречающимися приземистыми стелющимися березами и полярными ивами. Для вершин кряжей и гор характерна арктическая горная пустыня с множеством каменистых осыпей и полностью голых скал. Растительность здесь крайне скудна, только местами на камнях растут накипные лишайники. Зачастую горные каменистые пустыни опускаются ниже по склонам в направлении моря (у мысов Дежнева и Чукотского). Изредка помимо накипных кустарников здесь можно встретить листоватые или кустистые лишайники, включая алектории, кладонии и центрарии. Еще реже здесь попадаются одиночные экземпляры высших растений: альпийской зубровки, камнеломки, незабудки, проломника охотского. На Анадырском

плоскогорье обычны горные тундры. Здесь меньше практически лишенных растительности каменистых вершин.

На территории Чукотской области разведано много различных полезных ископаемых (при недостаточной пока исследованности здешних недр). Особенно богата Чукотка месторождениями олова. Самые ценные из них расположены в районе Певека. Здесь разрабатываются как россыпные (Паркакайское, Красноармейское), так и коренные месторождения (Валькумейское). В бассейне Амгуэмы расположены залежи ртути и олово-вольфрамовые месторождения. В области также имеются молибденовые и полиметаллические руды, сопровождаемые ценными компонентами. В восточных районах добывается каменный уголь (Гвоздецкий, 1978).

#### 1.2.2. Озеро Эльгыгытгын

Озеро Эльгыгытгын является кратерным озером, расположено на Анадырском плоскогорье в Центральной Чукотке, в северо-восточной части Сибири (рис.6). Комплекс геоморфологических и геологических исследований позволил предположить, что район озера не подвергался оледенению в прошлом и, тем самым, его осадки могут нести палеоклиматическую информацию от позднего плиоцена до современности (порядка 3,6 миллионов лет), тем самым представляя особый интерес для исследований. В пользу этого могут свидетельствовать наличие плиоценовых аллювиальных отложений в бассейне р. Энмываам, включающих прослой импактитов (Глушкова, 1993; Белый, Белая, Райкевич, 1994), а также анализ гляциальной геологии и четвертичной стратиграфии окружающих районов озера (Arkhipov и др., 1986; Glushkova, 1992). Этот вывод подтверждается материалами по другим районам Чукотки (Brigham-Grette и др., 2001; Heiser, 1997).

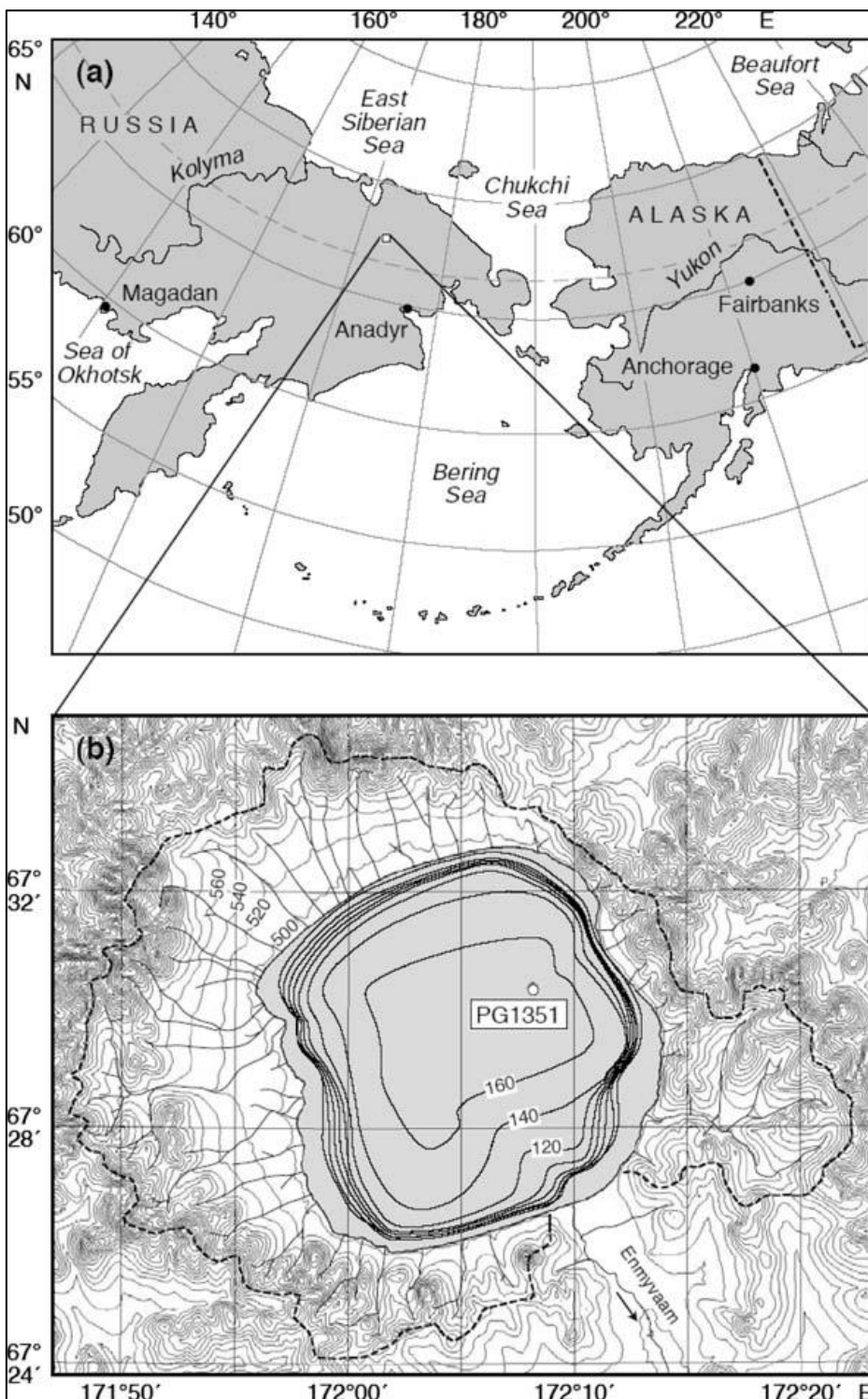


Рисунок 6. Местоположение озера Эльгыгытгын (верхний), кратер и батиметрическая карта озера (нижний), единицы измерения выражены в метрах (по Niessen, 2007).

Впервые структура была обнаружена и описана С.В.Обручевым как гигантский вулканический кратер в 1933 году (Обручев, 1957). Он отметил его разительное сходство с лунными кратерами, впрочем, не имея ввиду его метеоритного происхождения. В 1934 году в Чаунском районе были

проведены исследования Западно-Чукотской экспедицией под руководством С.В. Обручева, а в феврале 1935 г. С.В. Обручев провел первые геологические маршруты на побережье (Обручев, 1934, 1938). В результате чего, совместно с В.Г. Дитмаром, была составлена схематическая геологическая карта масштаба 1: 1 000 000, на которой были показаны меловые и кайнозойские вулканогенные образования. В конце 40-х - начале 50-х годов на оз. Эльгыгытгын проводили исследования начальник Анадырской мерзлотной станции В.М.Пономарев и географ П.Г.Стеценко, которыми были произведены первые замеры глубин, измерена температура, взяты пробы воды. В апреле-июне 1955 г. на озеро был отправлен отряд Анадырской мерзлотной станции под руководством И.А.Некрасова (1958, 1963). Особый интерес представили метеорологические наблюдения, проводившиеся непрерывно в течении 80 суток. Помимо этого, была проведена съемка береговой линии озера и измерены его глубины по всей акватории. Отобраны многочисленные образцы горных пород из скважин и обнажений, образцы донных отложений озера, пробы планктона, контрольные пробы озерной воды. И.А.Некрасовым было высказано предположение о наличии на поверхности нагорной равнины, обрамляющей озеро, трех озерных террас и сделан вывод о значительно больших размерах озера в прошлом. И.А.Некрасов и П.А.Раудонис (1963) высказали предположение о возможности метеоритного происхождения впадины оз. Эльгыгытгын, несмотря на то, что каких-либо признаков ударного метаморфизма в это время обнаружено не было.

В 1956 г. К.В.Паракецовым и В.Ф. Белым в районе озера была проведена мелкомасштабная геологическая съемка и разработаны основы стратиграфии и структурного районирования территории. Изучение условий залегания вулканогенных пород на склонах восточного и юго-восточного обрамления озера, которые были разделены на 4 свиты, обнаружение явлений опускания (проваливания), позволили им рассматривать впадину озера, как



неотектоническую структуру обрушения. Аэромагнитная съемка масштаба 1:200 000 была выполнена в 1961 году под руководством А.А.Ворошилова. По резкой смене напряженности полей зафиксированы отдельные разломы, установлены границы вулканоструктур и их частей. В 1970 году Б.А.Редькиным на данной территории проведена гравиметрическая съемка масштаба 1:1 000 000. По сменам гравиметрического поля дешифрованы глубинные разломы, разграничивающие блоки фундамента с различными глубинами залегания.

Среднемасштабная геологическая съемка, проведенная во второй половине 60-х годов под руководством В.Г.Желтовского и Ф.Б. Раевского, позволила более детально расчленить меловые вулканогенные и рыхлые четвертичные образования. Были выделены каленьмуваамская, пыкарваамская, вороньинская свиты, мильгувеемская толща. В отложениях, отнесенных к четвертичной системе, по генезису выделены речные, озерно-речные, озерные, делювиально-солифлюкционные, делювиальные и элювиальные образования. Отложения сильно разрушенных эрозией речных террас высотой 60-70 м в долинах рр. Юрумкувеем и Бол. Пыкарваам по заключению палинолога Г.Р.Казаковой сформированы в эпоху первого среднечетвертичного межледниковья. Нижние части этих террас, также, как и террас высотой до 140 м, являются более древними, скорее всего раннечетвертичными. Среди верхнечетвертичных отложений выделены речные, слагающие террасы высотой 15-25 м, и озерные отложения.

В 70-х годах появились работы (Dietz, McHone, 1977, Pike, Dietz, McHone, 1977) в которых на основании изучения морфологии впадины оз. Эльгыгытгын, дешифрирования космических снимков была высказана гипотеза о метеоритном происхождении котловины. Аргументом в пользу этого высказывания послужили: неоспоримое свидетельство молодого возраста структуры, отчетливо выделяющейся на КС; треугольная форма поля развития тектитов, направленная одним из острых углов в сторону кратера;

отсутствие крупных кратеров вблизи. Эти исследователи оценили возраст кратера в 1 млн. лет и выдвинули гипотезу об этой структуре как возможном источнике австрало-азиатских тектитов.

В 1977-78 гг. были впервые получены доказательства космогенного происхождения озерной котловины. Во время проведения экспедиции Института геологических наук АН УССР под руководством Е.П.Гурова (Гуров, Вальтер и др., 1978; Гуров, Гурова, Ракицкая, 1979; Гуров, Гурова, Рябенко, 1980; Гуров, Гурова, 1981), а также экспедиции 1978-1979 гг., организованной Комитетом по метеоритам АН СССР и МГУ под руководством В.И.Фельдмана (1981), были обнаружены импактиты и ударно-метаморфизованные породы (рис.7). Впервые для вулканитов была разработана схема ступеней ударного метаморфизма в зависимости от давления, в породах были диагностированы высокобарические фазы кремнезема, проведено изучение импактитов, их геохимического состава и свойств. Были сделаны расчеты глубины кратера при принятом диаметре 17 км. Без учета центрального поднятия, которое обычно возникает у земных кратеров, его глубина должна была бы составлять 1300 м. При наличии центрального поднятия она должна быть 850 м.

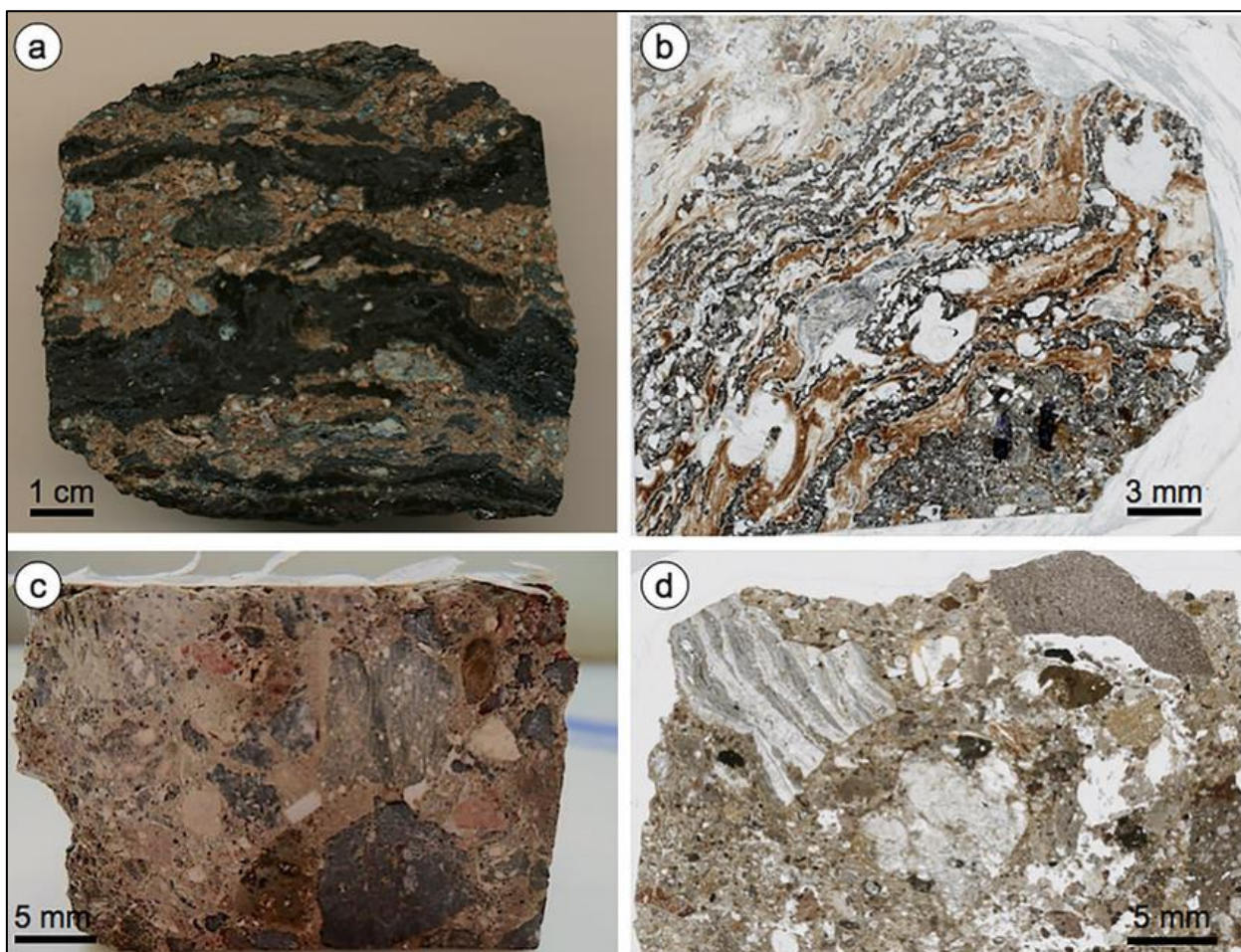


Рисунок 7. Образцы, отобранные в котловине озера Эльгыгыгтын.

- а) Импактит (образец Glass\_2D), образец состоящий из чередующихся слоев ударного стекла (черноватого) и импактной брекчии б) сечение образца Glass\_1E, которое имеет сходные черты с характеристиками, описанными в (а): коричневатый импактит, чередующийся с зёрнами брекчии в) Фрагмент сувевита из керна (образец 98Q5\_W11-15, 317,9 м) д) Сечение образца 98Q6\_W7-11, 318,1 м, состоящее из сувевита с обильными обломками вулканического происхождения (по El'gygytgyn impact crater, Chukotka, Arctic Russia: Impact cratering aspects of the 2009 ICDP drilling project)

Е.П.Гуровым (Гуров, Гурова 1981) были также проведены расчеты мощности выбросов на различном удалении от центра кратера. При радиусе 8,5 км она должна была составлять 300 м, на расстоянии 17 км - 30 м, на расстоянии 34 км - 3 м. Также было проведено определение возраста кратера. Ф.И.Котловской в институте геохимии и физики минералов АН УССР калий-аргоновым методом по трем образцам стекловатых импактитов получена дата  $3,5 \pm 0,5$  млн. лет. Результаты этих исследований изложены в многочисленных

публикациях Е.П. Гурова, Е.П.Гуровой, А.А.Вальтера, А.И. Серебрянникова, В.А. Рябенко, В.И. Фельдмана, Л.Б. Грановского, И.Г. Наумовой, Н.Н. Никишиной, Т.В. Селивановской, И.Г. Капустиной, Н.Н. Коротаевой, А.Т. Базилевского, Д.П. Деменко, Р.Б. Ракитской, Г.М. Колесова Л.А. Кудиновой, А.И. Райхлина, Н.Б. Решетняка, А.Д. Кирикова, В.С. Козлова и др. В 1982 году появилась работа В. Ф. Белого (Белый, 1982,1998) с анализом представлений о строении и происхождении впадины оз. Эльгыгытгын. В этой работе В.Ф. Белый утверждает, что впадина является геологической структурой новейшего этапа развития Центральной Чукотки (Информационный отчёт..., 1999).

В последующие годы на оз. Эльгыгытгын проводила работы целая серия экспедиций, в основном, биологического назначения. Некоторые данные изложены в (Природа..., 1993). Был изучен растительный и животный мир в окрестностях озера, уточнен видовой состав рыбы, населяющей его. Ю.П.Кожевниковым (там же) были охарактеризованы ландшафтно-экологические подразделения района оз. Эльгыгытгын. Установлено, что во флоре присутствуют около 100 редких видов растений, среди которых преобладают циркумполярные арктоальпийские. Присутствие реликтовых континентальных видов при преобладании океаничных свидетельствуют об усилении океаничности климата в районе озера.

В 1991 В.Ф. Белым, О.Ю. Глушковой, М.И.Райкевичем были проведены геоморфологические наблюдения и отобран ряд образцов импактитов из точек, установленных ранее Е.П.Гуровым. О.Ю.Глушковой были изучены многочисленные разрезы рыхлых склоновых отложений, аллювиальных и озерных террас в окрестностях озера Эльгыгытгын и в верхнем течении р. Энмываам. Ею обнаружен в аллювиальных отложениях плиоценовых террас р. Энмываам (25-35 км к югу от озера Эльгыгытгын) высотой 18-35 м своеобразный горизонт, насыщенный импактными породами. Изучены мощные горизонты коры выветривания по игнимбрикам, базальтам и туфам.

Получены первые радиоуглеродные даты, указывающие на время накопления 1 надпойменной террасы р. Энмываам, коррелятной с 1 озерной террасой оз. Эльгыгытгын и покровных отложений на склонах кратера. Под руководством В.Ф.Белого полевые исследования в окрестностях озера Эльгыгытгын проводились также в 1993 году. Результаты по стратиграфии рыхлых отложений изложены в работах (Глушкова, 1993; Глушкова, Ложкин, Соломахина, 1995, Белый, Белая, Райкевич, 1994). В.Ф.Белым и М.И.Райкевичем предложено систематическое описание геологического строения и состава импактных горных пород, высказано предположение, что импактогенез имел длительную историю в течение плиоцена и связывается с газовыми взрывами (Белый, Райкевич 1994; Белый, Белая, Райкевич, 1994; 1996). Сейсмическая съемка проводилась в экспедиции на озеро в 2000 году, в результате которой были получены данные с высоким разрешением и большой глубиной исследования. Сейсмические данные указывают на структуру ударного кратера в меловых вулканических породах, для которых характерны скорости  $> 5000 \text{ м с}^{-1}$ , верхние слои в 500-600 м представлены брекчиями. Озеро заполнено двумя разноструктурными типами осадков, верхний слой - хорошо расслоенный, а нижний - однородный по своему составу. В центральной части озера, общая толщина двух слоев осадков оценивается в 320-350 м. Поскольку, по крайней мере верхняя часть, по-видимому, не была подвержена оледенению, озеро должно дать уникальную информацию о палеоклиматическом развитии Восточно-Сибирской Арктики (Niessen, 2007). В 1998, 2000, 2003, 2008 и 2009 годах к озеру отправлялись международные экспедиции: исследователи Института геологии и геофизики Лейпцигского университета, Института полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера (Германия), Массачусетского и Аляскинского университетов (США), российские ученые из Арктического и антарктического НИИ Росгидромета (Санкт-Петербург) и Северо-Восточного комплексного НИИ Дальневосточного отделения РАН. В ходе экспедиций проводилось бурение дна с платформ и проводились исследования донных

отложений. Международный проект «Палеоклимат озера Эльгыгытгын» финансируется США и Германией.

Рельеф территории в целом относится к типу эрозионно-денудационного плоскогорья с абсолютными отметками от 600 до 1000 м. Наибольшей высотой обладают горы Академика Обручева и Останцовые, они достаточно глубоко расчленены, эрозионный врез в среднем составляет 300-500 м. Вершины часто имеют конусообразную форму и крутые верхние части склонов. Для остальной территории характерны высоты 600-800 м и неглубокий эрозионный врез. В основном это обособленные горные массивы с куполообразными или уплощенными вершинами, разделенные обширными плоскими седловинами. Склоны пологие, в привершинных частях - средней крутизны, с преобладанием на них делювиальных и солифлюкционных процессов.

Распределение высот и все крупные формы рельефа исследованной территории обусловлены неотектоническими движениями и особенностями морфоструктурного плана. Периоду неотектонической активизации территории предшествовала эпоха длительной стабилизации, сопровождавшаяся формированием кор выветривания. Реликты поверхности денудационного выравнивания достаточно полно сохранились в наименее поднятой части района, в основном к югу от Эльгыгытгынской впадины. Площади плосковершинных поверхностей, как правило, невелики - до нескольких десятков квадратных километров. Их морфология однообразна. Обычно это пологоволнистые междуречные пространства, перекрытые маломощным чехлом мелкообломочного и щебнисто-дресвянистого материала. Осадки, однозначно интерпретируемые как кора химического выветривания, обнаружены на абсолютной высоте 370-410 м в береговых обрывах рек Энмываам, Мечекрыннэтвеем и Чанувэнваам. Кора выветривания сохранилась на значительных площадях. Она развивалась на разных по составу материнских породах: игнимбритах, туфах, базальтах, аргиллитах

позднемелового возраста. Мощность ее в разрезах колеблется от 1 до 6 м. В зависимости от структуры и состава вмещающих пород ее цвет изменяется от ярко-оранжевого на игнимбритах до черного - на аргиллитах; гранулометрический состав - от щебнисто-дресвянистого до глинистого. На основании палинологического анализа спорово-пыльцевых спектров проб из подстилающих и перекрывающих кору осадков (определения Б.В.Белой) можно заключить, что формирование коры началось в послесенонское время и закончилось к раннему плиоцену (Информационный отчет..., 1999).

Морфоскульптура района с разной степенью детальности отражает основные этапы его геоморфологической истории: выравнивание, дифференцированные вертикальные движения на неотектоническом этапе и эрозионно-денудационное расчленение

Средний диаметр кратера составляет 18 км (рис.8), возрастом около 3,6 млн. лет (Layer, 2000), что делает его одним из крупнейших молодых кратерных структур на Земле (Hodge, 1994). Склоны кратера крутые, в некоторых местах до  $45^\circ$ , простираются до глубин 150 м), с дальнейшим уклоном к самой глубокой точке кратера к северо-востоку от центра озера. Окружающие холмы образованы вулканическими породами позднего мела, главным образом андезитами, риолитами, трахириолитами и их туфами (Masaitis, 1999), в которых и образовался кратер. Озеро имеет диаметр около 12 км и слегка смещено к юго-восточному краю кратера крупными донными отложениями, которые заполняют западную и северо-западную части бассейна (Dietz, McHone, 1977). Озеро почти круглое, имеет площадь около  $110 \text{ км}^2$  и содержит объем воды около  $14,1 \text{ км}^3$  с максимальной глубиной около 175 м (Nolan, Brigham-Grette, 2007). В глубоководной части дно озера слабо вогнутое, глубины от 120 до 169 м. Максимальная глубина зафиксирована в центре озера, абсолютная высота дна здесь около 320 м. Полоса пляжа, обрамляющая озеро, имеет различную ширину на различных участках побережья, изменяясь от 4-5 до 50 и более метров. Наиболее узкая - на южном и восточном

побережьях. Слабо наклонная поверхность его сложена, как правило, двумя-тремя береговыми валами высотой 0,5-0,7 м, сложенными валунным галечником, реже - песчано-гравийным материалом. На северо-западном побережье ширина пляжа возрастает до 50-100 м, количество береговых валов увеличивается до 4-5. В настоящее время здесь идет наращивание пляжевой зоны за счет размыва отложений, перекрывающих предгорную равнину. Внешняя граница пляжевой зоны неровная, происходит разрушение края предгорной равнины. Такое наступление озера на этом участке берега, по-видимому, связано с нагонным действием сильных юго-восточных ветров. На большей части побережья пляж плавно сочленяется со слабо наклонной поверхностью предгорной равнины, но на отдельных участках он ограничивается обрывами высотой от 3 до 15 м.

Фрагменты низких озерных террас высотой 2,5-3 м и 9-10 м отчетливо выделяются в современном рельефе. Наиболее полно 1 озерная терраса сохранилась на западном и юго-западном участках побережья. Терраса имеет ясно выраженный уступ и бровку, ее поверхность ровная, слабо задернованная. Тыловой шов выражен плохо, нередко сочленение террасы с поверхностью предгорной равнины незаметно. Отложения, слагающие террасу, по составу мало отличаются от пляжевых. Вторая озерная терраса высотой 9-10 м имеет более широкое развитие, ее фрагменты отмечаются по всему побережью.



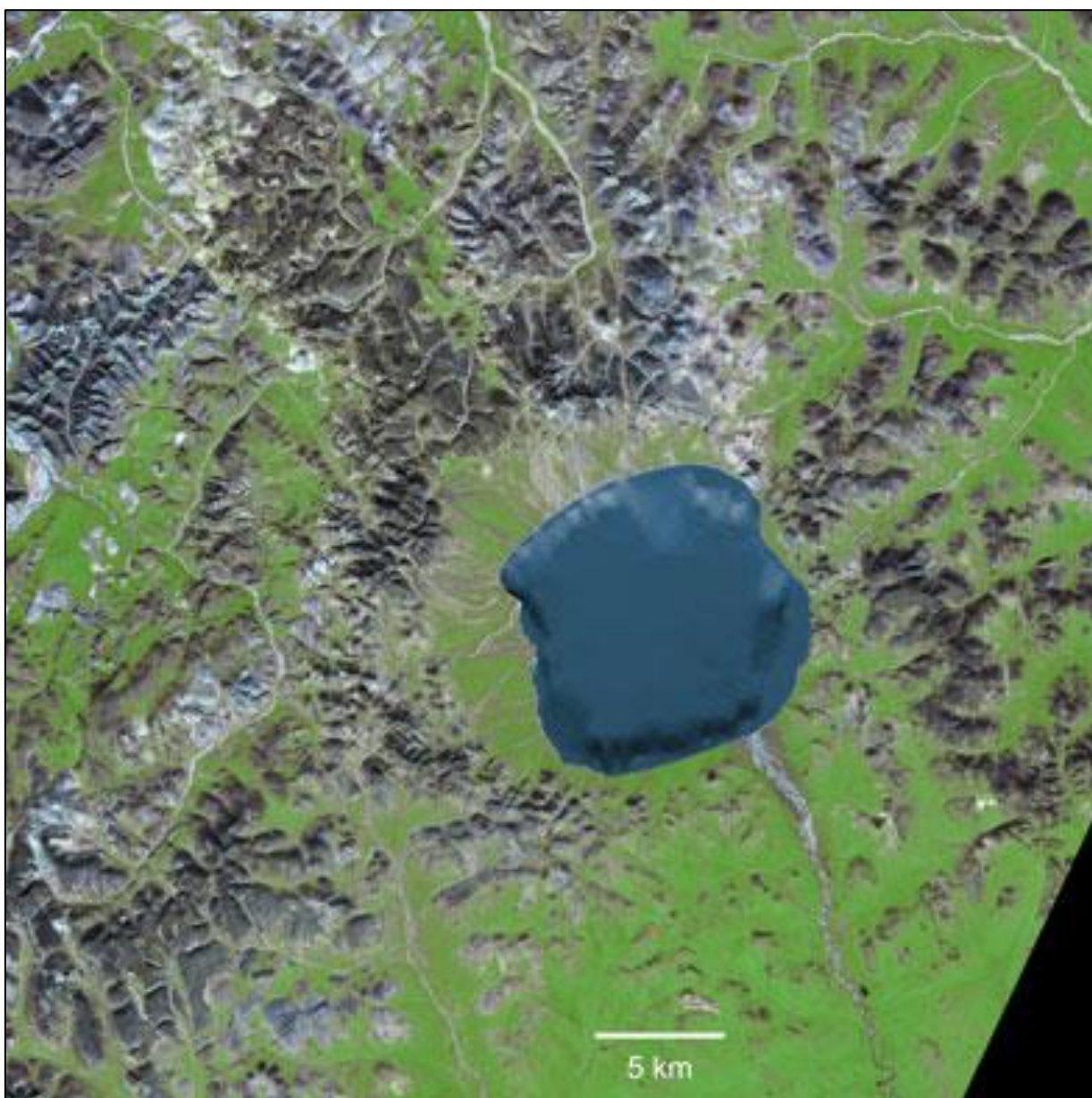


Рисунок 8. Кратер и непосредственные границы озера Эльгыгытгын (по El'gygytgyn impact crater, Chukotka, Arctic Russia: Impact cratering aspects of the 2009 ICDP drilling project)

С трех сторон озеро окружено плавно поднимающейся к горному обрамлению предгорной равниной. Только на восточном побережье озера, севернее устья руч. Лагерный крутые осыпные склоны вплотную подступают к берегу. На отдельных участках высота обрывистых стенок превышает 10-15 м. Диаметр котловины, включая и предгорную равнину, около 15,5 км. Котловина имеет практически округлую форму, ее центр расположен несколько западнее центра озера. Округлость котловины нарушается только коренным выступом

в районе г.Чувэринет на восточном побережье. Предгорная равнина, начинаясь во многих местах практически от берега озера, распространяется до высоты 570-580 м. Ширина ее неравномерна: она значительно возрастает на западном и северо-западном побережье, достигая 2,5-3,0 км, и сокращается до 400-500 м на северном и южном побережьях.

С точки зрения региональной геологии, кратер образован во внешней зоне вулканического Охотско-Чукотского пояса позднего мела (ОСВВ), в основном с участием игнимбритов и туффов Пыкырваамской свиты ( $88,5 \pm 1,7$  млн. лет, Stone et al., 2009) (рис.9). Лазерное  $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$  датирование неизменённых вулканических пород в кратере дало возрастной диапазон от 89,3 до 83,2 млн лет (Layer, 2000). Вулканическая последовательность включает в себя лаву, туфы и игнимбриты риолитовой до дацитовой композиции, ранний Воронинской и Кооквынской свиты редко встречаются андезиты и андезитовые туфы. Вся последовательность, в общем, мягко опускается на  $6^\circ$  до  $10^\circ$  на восток-юго-восток (Gurov, Koeberl, 2004). Подробные полевые наблюдения Гурова и его коллег в 1990-х годах позволили установить грубую стратификацию перед падением метеорита. Сверху до дна он состоит приблизительно из 250 м риолитовых игнимбритов, приблизительно 200 м риолитовых туфов и лавов, около 70 м андезитовых туфов и лав и 100 м риолитовой до дацитовой золы и сварных туфов. Эта последовательность доминирует в южной, западной и северной частях кратера, в то время как юго-восточная и восточная части кратера в основном состоят из дацитовых и андезитовых лав. Базальтовое плато толщиной около 110 м перекрывает риолиты и игнимбриты в северо-восточной части кратера (Gurov, Koeberl, 2004). Эти базальты, возможно, относятся к вулканическому комплексу Кооквын, который расположен над рядами Пыкырваам в вулканической последовательности ( $83,1 \pm 0,4$  млн. лет, Stone et al., 2009).

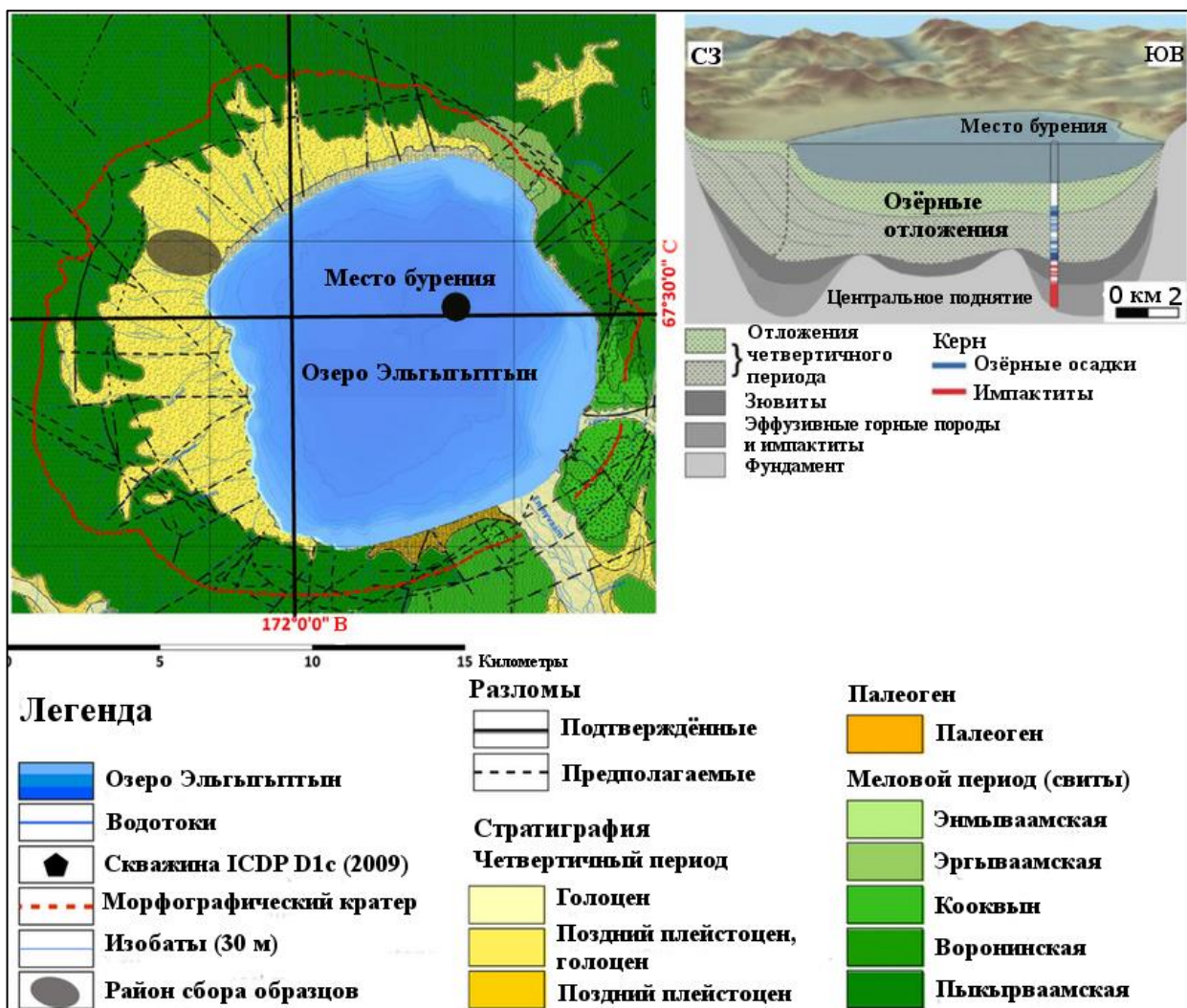


Рисунок 9. Региональная геология озера Эльгыгытгын (по Melles и др., 2007)

Большая часть водосбора в 293 км<sup>2</sup> ограничена областью внутри кратера (Nolan и др., 2003), которая включает в себя 50 небольших ручьев, впадающих в озеро (Nolan, Brigham-Grette, 2007), из озера вытекает только одна река - Энмываам (приток реки Белой, бассейн Анадыря) (рис.10). Предгорная равнина дренируется многочисленными ручьями, впадающими в озеро, часть из них не имеет постоянного стока. Подавляющее большинство ручьев имеет 1-2 порядок (по классификации В.П.Философова). К третьему порядку относятся всего три ручья: Лагерный - на восточном побережье и два безымянных ручья - на западном. Протяженность большинства ручьев не превышает 2-3 км. Самые короткие из них впадают в озеро с востока и северо-востока. Протяженность ручья Лагерного 7 км, ручья, впадающего в озеро в

районе мыса Моржовый Клык, около 9 км. Морфология долин, за исключением водотоков восточного побережья, в целом однотипна. Долины достаточно широкие, обладают небольшим уклоном и в целом неглубоким врезом. В среднем течении ручьев глубина вреза составляет первые десятки метров, а в нижнем - от 3 до 9-15 м. Глубина вреза и крутизна продольного профиля водотоков восточного побережья намного больше.

Более детально изучена морфология долин водотоков южного побережья. Почти все они берут начало с низких водораздельных седловин, абсолютная высота которых 570-600 м. Последние представляют собой слабо вогнутые заболоченные пространства шириной 200-300 м, перекрытые мощным чехлом покровных отложений и разбитые частой сетью мерзлотных полигонов. В истоках эти ручьи в настоящее время интенсивно врезаются. Днища долин имеют облик каньонов с почти вертикальными стенками высотой 4-5 м.

В среднем течении ручьев в малочисленных естественных обнажениях высотой 1-2 м вскрываются покровные отложения предгорной равнины, представленные белесо-серым щебнем, обломками в глинисто-песчаном заполнителе. В основании разрезов часто наблюдается сильно трещиноватый цоколь, сложенный меловыми вулканитами, что свидетельствует о незначительной мощности покровных отложений на предгорной равнине южного обрамления озера. Ширина равнины здесь меняется от 0,5 км до 1,2 км. Ее поверхность плавно понижается от 60-70 м до 3-10 м в сторону озера. Микрорельеф поверхности представляет собой чередование заболоченных участков с относительно сухими, разбитыми частой сетью мерзлотных полигонов диаметром от 0,8 до 3-7 м. В нижнем течении большинство ручьев имеют висячие устья, их днища заметно сужаются, крутизна склонов долин возрастает, приустьевые конусы отсутствуют.

Характер водотоков западного и северо-западного побережья и водораздельные пространства, разделяющие их, имеют некоторые отличия по

сравнению с другими участками. Здесь предгорная равнина достигает максимальной ширины - 2,5-3 км, очень полого повышается в сторону гор Академика Обручева. Врез многочисленных ручьев, пересекающих равнину, незначителен. В нижнем течении их днища, как правило, заметно расширяются, осложняются рядом ветвящихся русел. В приустьевой части ручьи заканчиваются дельтами и обширными конусами выноса, достигающими 1,5-2,3 км по внешней дуге. Обильное поступление в озеро обломочного материала привело к отступанию берега почти на 2 км. Постоянно расширяющаяся дельта наиболее протяженного ручья западного побережья оттесняет устья небольших соседних ручьев к северу от мыса Моржовый Клык. Такая аномально высокая аккумуляция осадков и интенсивное наращивание западного берега озера объясняется не только относительно большими размерами водотоков, но и, возможно, пока еще не изученным характером вдольбереговых течений, а также особенностями климатических и гидрологических условий. В других районах побережья, несмотря на сходные абсолютные высоты и крутизну обрамляющих озеро горных массивов, протяженность и водность водотоков, дельты и крупные конусы выноса отсутствуют. Так, в устье ручья Лагерного (длина его 7 км) приустьевой конус выдвинут в сторону озера всего на 250 м.

Средние январские температуры составляют от  $-32$  до  $-36$  °С, а средняя температура июня составляет от  $+4$  °С до  $+8$  °С. Только с середины июля до середины сентября озеро полностью свободно ото льда. Некоторые российские исследователи предполагают, что кратер и окружающие холмы никогда не испытывали оледенения (Глушкова и др., 1995), что соотносится с выводами о ледниковой истории других частей Чукотского полуострова (Brigham-Grette et al., 2007). Таким образом, озеро имеет огромный потенциал для палеогеографических реконструкций. В 1998 году был извлечён керн осадков длиной 13 метров из самой глубокой части озера (Melles и др., 2007),

предположительный возраст составил около 250 000 лет (Nowaczyk, Melles, 2007). Кроме того, он содержит полную и ненарушенную озерную

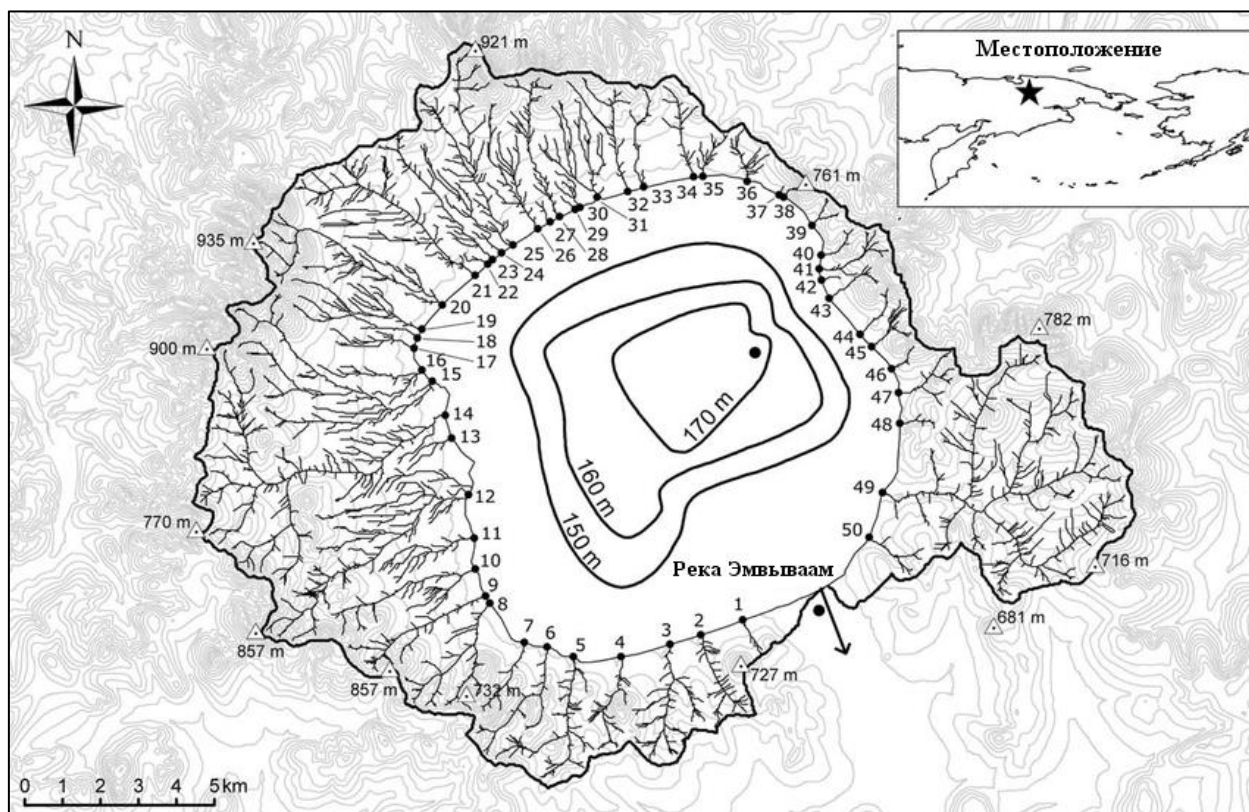


Рисунок 10. Схема водосборного бассейна озера Эльгыгытгын (по Nolan, Brigham-Grette, 2007)

последовательность осадконакопления последних трех климатических циклов без признаков ледниковых периодов (Melles et al., 2007).

## ГЛАВА 2. МЕТОДОЛОГИЯ И РАСЧЁТЫ

### 2.1. Методология

Концепцию денудационно-аккумуляционных систем и её применение в изучении больших озер Matthias Hinderer и Gerhard Einsele представили в 2001 году (Hinderer, Einsele, 2001). Следует отметить, что в этом исследовании рассматривается перенос только твердого вещества, то есть имеет место быть механическая денудация и седиментация (рис.11). Крупные озёра почти полностью захватывают поступающие обломочные породы, независимо от того, являются ли бассейны гидрологически закрытыми или открытыми. Кроме того, скорость денудации и скорость седиментации площади водосбора и площадь озера считается однородным, соответственно. Исходя из этих предположений, баланс масс крупных озер может быть описан элементарными уравнениями. Таким образом,  $M_{me}$  - эрозия масс за определённый промежуток времени,  $DR_{me}$  - средняя скорость механической денудации,  $SR_{me}$  - средняя скорость осадконакопления, равняются:

$$M_{me} = DR_{me} A_d \gamma_r \quad (1)$$

$$M_{me} = SR_{me} A_l \gamma_s \quad (2)$$

где  $A_d$  – площадь водосборного бассейна,  $A_l$  – площадь поверхности озера,  $\gamma_r$  – объемная плотность твердой породы, а  $\gamma_s$  – сухая объемная плотность осадков. Если пренебречь пористостью твердой породы и разрушением отдельных частиц минералов во время транспортировки, плотность зерен осадков может быть равной объемной плотности горных пород. Таким образом, объемная плотность осадка может быть непосредственно связана с плотностью пород в водосборном бассейне, если пористость  $n$  (= доле 1), известно:

$$\gamma_s = \gamma_r (1 - n) \quad (3)$$

Используя эти уравнения, скорости денудации могут быть преобразованы в скорости седиментации и наоборот:

$$DR_{me} Ad \gamma_r = SR_{me} Al \gamma_r (1 - n) \quad (4)$$

$$DR_{me} = SR_{me} Al / Ad (1 - n) \quad (5)$$

или

$$SR_{me} = DR_{me} Ad / Al (1 - n) \quad (6)$$

Седиментологическое время жизни озера зависит от различных экзогенных процессов данной территории. Если пренебречь биохимическим осадконакоплением, испарением с поверхности озера, а также уплотнением осадков, поступающих в озеро и рассматривать только механическое осадконакопление, то продолжительность “жизни” озера при осадконакоплении ( $T_1$ ) может быть выражена следующим образом:

$$T_1 = V_1 / (SR_{me} Al)$$

или с использованием скорости денудации дренажного бассейна:

$$T_1 = V_1 / (1 / (1 - n) DR_{me} Ad) \quad (8)$$

где  $V_1$  - объем озера, который соответствует данной методологии (Einsele & Hinderer, 1997).

В случае закрытых озер время жизни  $T_b$  зависит от объема бассейна озера,  $V_b$ , до его уровня переполнения:

$$T_b = V_b / (SR_{me} Al) \quad (9)$$

Вводя среднюю скорость падения уровня воды,  $R_s$ , для расчета времени “жизни”, уравнения (7) - (9) должны быть преобразованы следующим образом:

$$\text{из (7) в } T_1 = V_1 / (SR_{me} Al - R_s Al) \quad (10)$$

$$\text{из (8) в } T_1 = V_1 / (1 / (1 - n) DR_{me} Ad - R_s Al) \quad (11)$$

$$\text{из (9) в } T_b = V_b / (SR_{me} Al - R_s Ab) \quad (12)$$



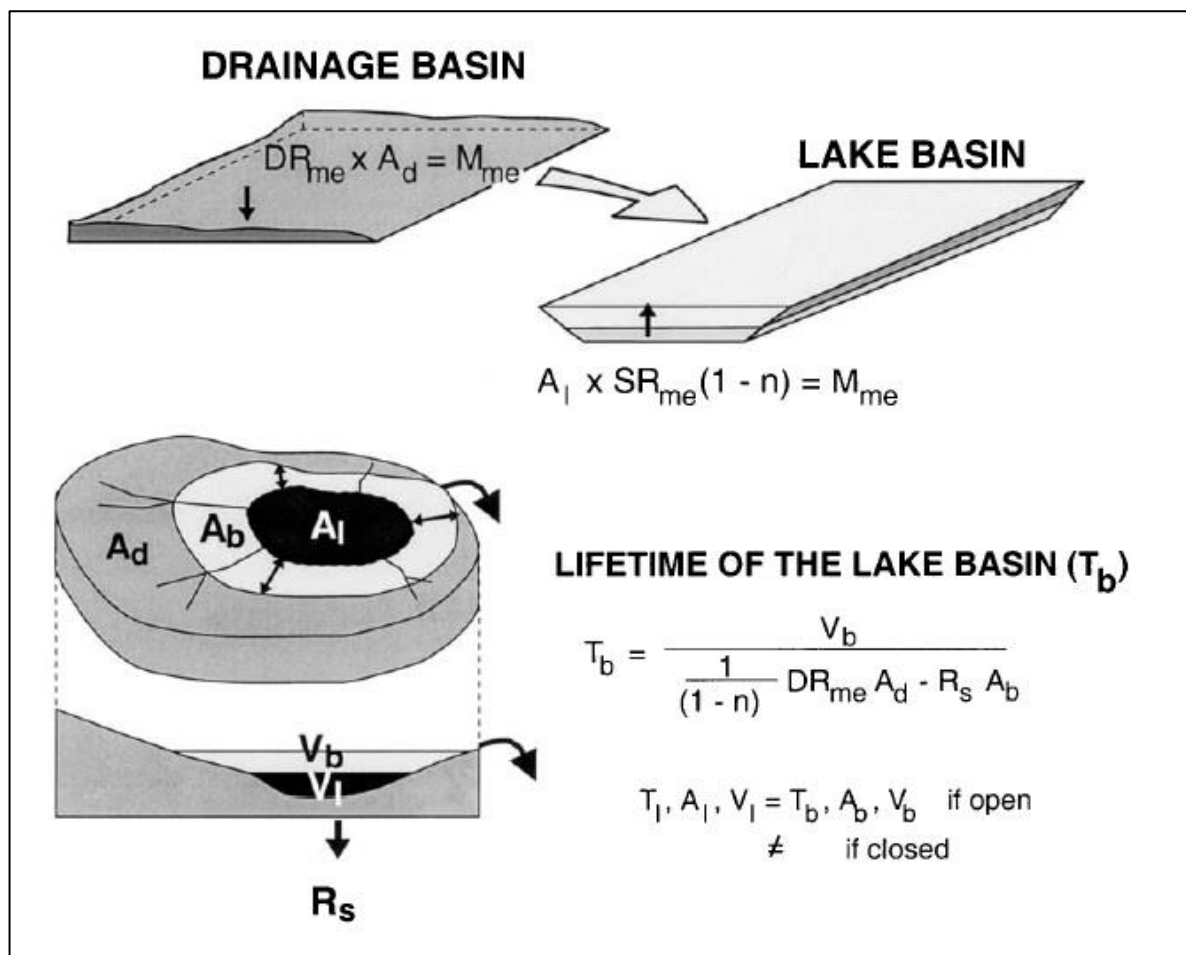


Рисунок.11. Схематическое изображение денудационно-аккумуляционных озерных систем. Основные уравнения связывают скорости денудации с седиментацией и позволяют оценивать время жизни озера (по Hinderer, Einsele, 2001).

( $A_d$  = площадь водосборного бассейн,  $A_b$  = площадь водосборного бассейна озера (притоки только 1-го порядка),  $A_l$  = площадь поверхности озера,  $V_l$  = объём озера,  $V_b$  = объём бассейна озера,  $n$  = коэффициент пористость,  $DR_{me}$  = скорость денудации,  $SR_{me}$  = скорость осадконакопления,  $M_{me}$  = эрозия масс за определённый промежуток времени,  $R_s$  = скорость падения уровня воды,  $T_b$  = продолжительность “жизни” озерного бассейна при осадконакоплении,  $T_l$  = продолжительность “жизни” озера при осадконакоплении)

Вышеизложенная методика основана на изучении современных морфометрических характеристик крупных озер мира (Herdendorf, 1988). Следует отметить, что исследуемые в данной работе озёра значительно

меньше по площади как непосредственно зеркала, так и водосборного бассейна, на что необходимо делать поправку.

## 2.2. Исходные данные

Основным источником информации расчётной части данной работы послужили данные арктического и антарктического научно-исследовательского института (ФГБУ "ААНИИ"). База данных о палеоклимате и вековых колебаниях уровня морей Арктики и Антарктики создаётся в ААНИИ с 2010 г. на основе палеогеографических исследований, проводимых институтом с конца 1950-х годов XX столетия. Создатели данной базы данных уверены в малой прогностической значимости моделей, не учитывающих естественные колебания климата нашей планеты хотя бы на протяжении последнего тысячелетия. По полученным палеогеографами данным современные изменения климата не являются настолько существенными по сравнению, хотя бы с изменениями, происходившими с климатом в последнем тысячелетии. Видя, на основе палеогеографических данных, циклические и значительно большие по размаху колебания климата и уровня морей, происходившие на Земле в недавнем прошлом (более 100 лет назад), разработчики сайта ААНИИ считают необходимым сбор информации о природной среде прошлого именно с целью применения её для прогнозов климата, создающихся на ближайшие десятилетия и столетия. Необходимость таких прогнозов, вероятно, ни у кого уже не вызывает сомнений. Объектами исследований и основанием базы данных стали полярные озёра, хранящие информацию о колебаниях климата и флуктуациях уровня морей на протяжении сотен и тысяч лет, древние береговые линии и четвертичные отложения арктических и антарктических побережий, изучение которых также даёт информацию о палеоклимате и палеоуровнях.

Для расчёта продолжительности “жизни” исследуемых в данной работе озёр используются уравнения

$$DR_{me} = SR_{me} A1 / Ad (1 - n) \quad (5)$$

для расчёта скорости денудации водосборной площади каждого озера и

$$T1 = V1 / (1 / (1 - n) DR_{me} Ad) \quad (8)$$

для непосредственного определения необходимых значений. Следует отметить, что в данной работе рассчитывается продолжительность “жизни” непосредственно озера, а не озёрного бассейна, кроме того, используются формулы, в которых не учитываются такие показатели как скорость падения (колебания) уровня воды.

### 2.3. Расчёт продолжительности “жизни” озера Левинсон- Лессинга

Площадь поверхности (зеркала) (A1) озера Левинсон – Лессинга составляет 24,55 км<sup>2</sup> (Большаинов, 2006), Площадь водосбора (Ad): 496 км<sup>2</sup>. Средняя скорость осадконакопления  $SR_{me} = 0,75$  мм/год (Hahne, Melles, 1999). Средняя пористость составляет 0,3 (30 %). Объём озера V1 составляет порядка 2,5 км<sup>3</sup>, основываясь на батиметрических данных (рис.12).

Таким образом, получаем уравнение для определения скорости денудации водосборного бассейна:

$$DR_{me} = (7,5 \cdot 10^{-7} \text{ км/год}) \cdot 24,55 \text{ км}^2 / 496 \text{ км}^2 \cdot (1 - 0,3) = 0,53 \cdot 10^{-7} \text{ км/год} = 0,053 \text{ мм/год.}$$

Имея необходимые данные рассчитываем продолжительность “жизни” самого озера

$$T1 = 2,5 \text{ км}^3 / (1 / (1 - 0,3) \cdot 0,53 \cdot 10^{-7} \text{ км/год} \cdot 496 \text{ км}^2) = 66500 \text{ лет}$$

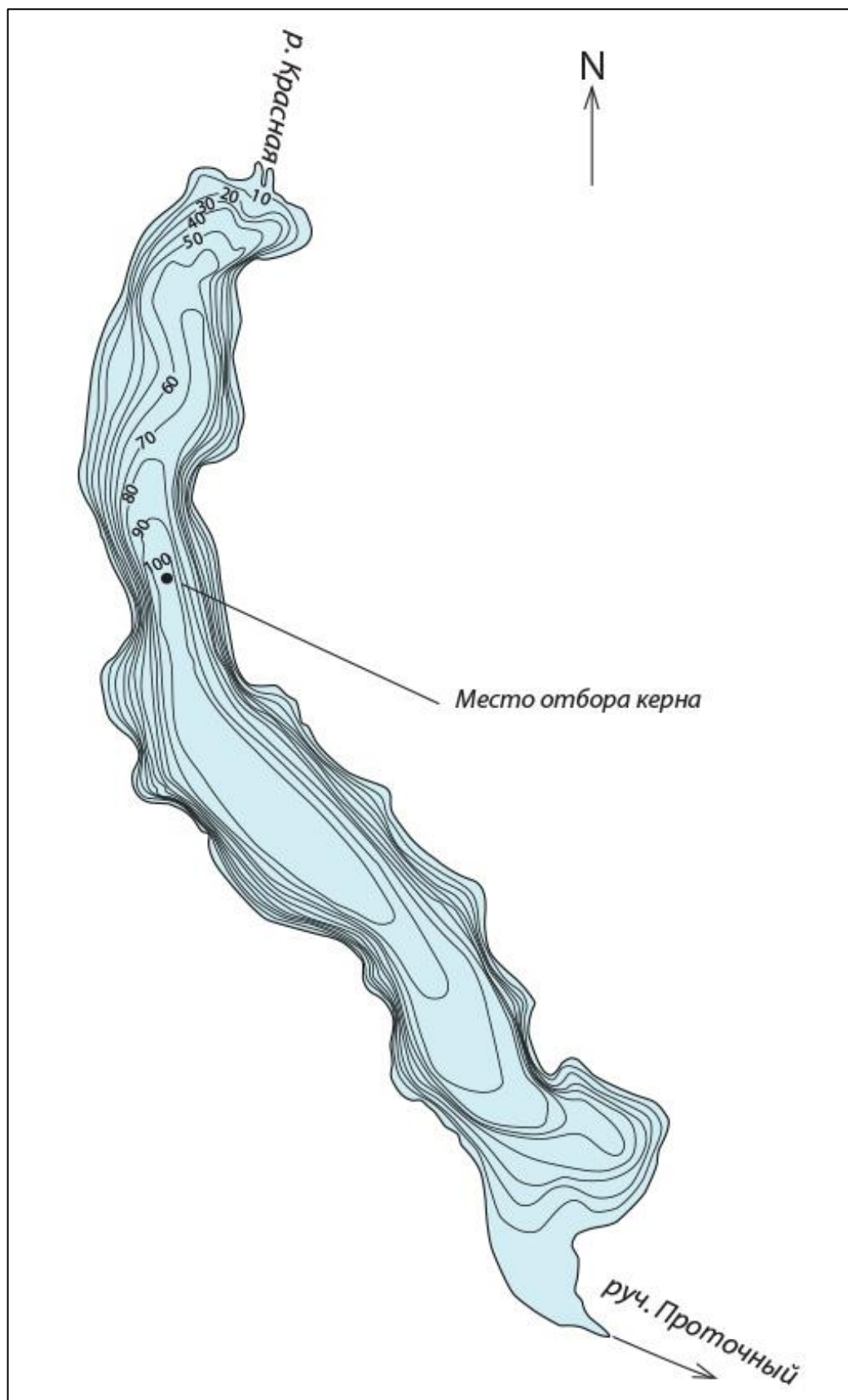


Рисунок 12. Батиметрическая схема озера Левинсон-Лессинга (по Большианов, 2006)

#### 2.4. Расчёт продолжительности “жизни” озера Эльгыгытгын

Площадь поверхности (зеркала) (A1) озера Эльгыгытгын составляет 110 км<sup>2</sup> (Большаянов, 2006), Площадь водосбора (Ad): 183 км<sup>2</sup>, максимальная глубина 175 м (Nolan, Brigham-Grette, 2007). Средняя скорость осадконакопления SRme = 0,5 мм/год (Schwamborn и др., 2006). Средняя пористость составляет 0,3 (30 %). Объём озера V1 составляет порядка 14,1 км<sup>3</sup>, основываясь на батиметрических данных (рис.13).

Таким образом, получаем уравнение для определения скорости денудации водосборного бассейна:

$$DRme = (5 \cdot 10^{-7} \text{ км/год}) \cdot 110 \text{ км}^2 / 183 \text{ км}^2 \cdot (1 - 0,3) = 4,2 \cdot 10^{-7} \text{ км/год} = 0,42 \text{ мм/год.}$$

Имея необходимые данные рассчитываем продолжительность “жизни” самого озера

$$T1 = 14,1 \text{ км}^3 / (1 - 0,3) \cdot 4,2 \cdot 10^{-7} \text{ км/год} \cdot 183 \text{ км}^2 = 128500 \text{ лет}$$

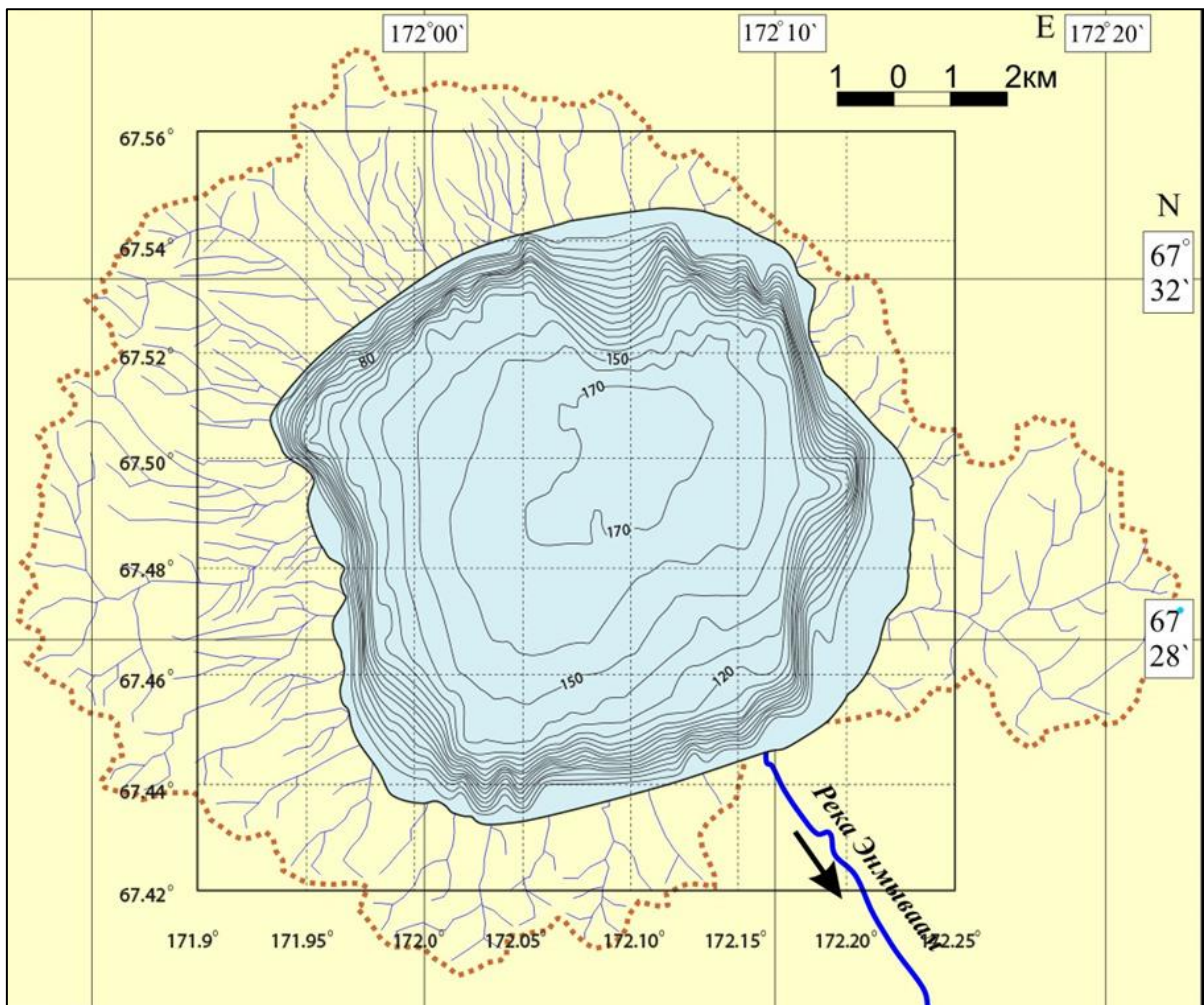


Рисунок 13. Батиметрическая схема и водосборный бассейн (Ad) озера Эльгыгытгын (по The Expedition El'gygytgin Lake 2003 (Siberian Arctic) // Ber. Polarforsch. Meeresforsch.509, 2005)

### ГЛАВА 3. АНАЛИЗ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ И ВЫВОДЫ

Прежде чем перейти к анализу полученных результатов уместным будет провести сравнение расчётных значений и полевых наблюдений, которые проводились различными исследователями (Hinderer, Einsele, 2001).

Скорости седиментации и время “жизни” отдельно взятого озера, полученные путём расчёта изменения уровней денудации, не могут быть непосредственно сопоставлены с данными кернов озерных осадков. В этом случае значения могут различаться в сильной мере. Это связано с несколькими причинами:

- Скорости седиментации значительно варьируют в пределах одного и того же озера. Керны, добытые в крупных озерах, позволяют получить данные для расчета только средней скорости седиментации для всего бассейна озера. При этом измерения в дельтах очень часто недоступны, несмотря на их значимость в общем масштабе осадконакопления.
- Большинство литературных данных не выделяют отдельно аллохтонные и автохтонные осадки.
- В основном определяются скорости линейного осадконакопления по датировкам  $^{210}\text{Pb}$  или  $^{14}\text{C}$  и, таким образом, не учитываются краткосрочные изменения в скоростях осадконакопления, продолжительностью менее 100 лет.
- Существуют различные источники обломочных осадков, по мимо тех, которые поступают с впадающими водотоками.
- Теория расчетного времени “жизни” озера опирается на наличие так называемых стационарных условий, которые, конечно же, не могут существовать в природе в течение продолжительного в геологическом масштабе периода времени из-за изменений климата, тектонических процессов и пр.

Ниже приводится график, на котором представлено отношение расчетных скоростей осадконакопления, полученных по скоростям денудации, по сравнению со скорректированными наблюдаемыми скоростями для 23 крупных озер по изучению кернов (рис. 14) (Hinderer, Einsele, 2001). Соотношение составляет от 36 (Аральское озеро) до 0,04 (озеро Эри), однако эти отклонения от 1 могут быть объяснены потенциальными ошибками, которые изложены выше. Соотношения  $> 1$  могут быть объяснены фактом, при котором не учитывается ветровая, а также дельтовая седиментация. Самые высокие показатели наблюдаются для ледниковых горных озер и озера Байкал, где в озёрном осадконакоплении в значительной степени преобладает проградация вместе с относительно высоким поступлением осадков. Озера с окружающими их большими аллювиальными равнинами, такие как озеро Арал, Большое Солёное озеро, озеро Цинхай и озеро Титикака также имеют коэффициенты  $> 1$ , которые отражают потерю осадков в районах за пределами озера. Это может вызвано наличием плотин, оросительных каналов и накоплением осадков вдоль речных путей (Létolle, Mainguet, 1996).

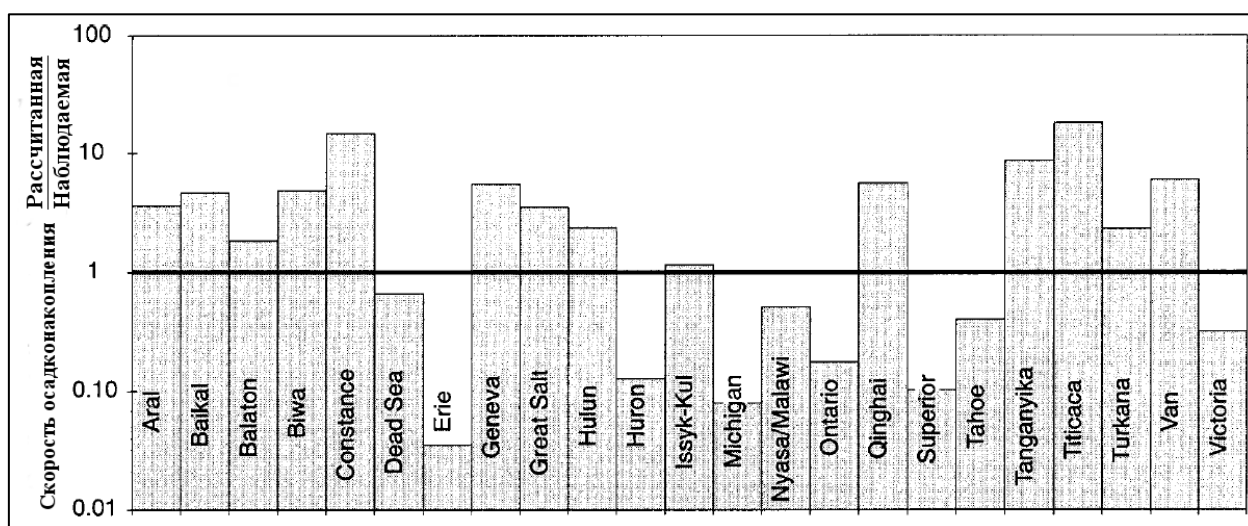


Рисунок 14. Соотношение расчетных и наблюдаемых скоростей седиментации для отдельных крупных озер (по Hinderer, Einsele, 2001).

Высокие соотношения значений для озера Бива, озера Танганьика и озера Ван можно объяснить тем, что фактические скорости осадконакопления основаны лишь на одном керне, место взятие которого находится вдалеке от впадающих



водотоков. Отношение величин  $<1$  говорит о том, что фактическая скорость седиментации выше, чем рассчитанная. Это относится ко всем североамериканским Великим озерам, которые частично имеют скорости осадконакопления в 10 раз больше, чем рассчитанные данные, полученные на основании настоящего речного осадка. Согласно (Evans, 1981) это может быть связано с ресуспензией, эрозией береговой линии и массопереносом в глубокие центральные части озера. Kemp (1977, 1978) оценил влияние рек на мощность осадков в озерах Эри и Верхнее. Полученные результаты составили только 28 и 30% от общего объёма осадков, соответственно для каждого озера. Высокие скорости осадконакопления, наблюдаемые в Мертвом море и на озере Виктория, могут быть обоснованы испарением и биогенным осаждением. Отмечается, что седиментацию в областях дельт можно количественно определить, если имеются сейсмические данные или скорости дельто-проградации. Scholz и Finney (1994) продемонстрировали это на примере озера Ньяса (Малави). Расчеты мощности отложений, основанные на сейсмических данных высокого разрешения, могут успешно воспроизводить скорости денудации. Они подсчитали, что средняя скорость денудации водосборного бассейна озера Ньяса составляет  $63 \text{ т} / \text{км}^2 \text{ год}$  для последних 78000 лет, что соответствует  $25 \text{ мм} / 1000 \text{ лет}$ . Современные оценки имеют примерно тот же порядок ( $40 \text{ мм} / 1000 \text{ лет}$ ). Несколько более высокую современную скорость можно объяснить более влажными условиями или воздействием человека. Основываясь на средних скоростях осадконакопления из датированных кернов осадочных пород, Yan (1998) вычислил скорости палеоденудации для озера Цинхай и озера Туркана. Для озера Цинхай среднедоклонные уровни денудации были наполовину современными, что, по-видимому, вызвано более сухим климатом. Напротив, более влажный климат в раннем голоцене привел к удвоению поступления осадков в озеро Цинхай. В Альпах скорость денудации, возможно, изменилась в 10 раз в течение позднего четвертичного периода, что может быть продемонстрировано для альпийских озер со времени последней дегляциации (Hinderer, 1999).

Ниже приводится график, показывающий распределение средних скоростей механической денудации (DRme) (рис.15).

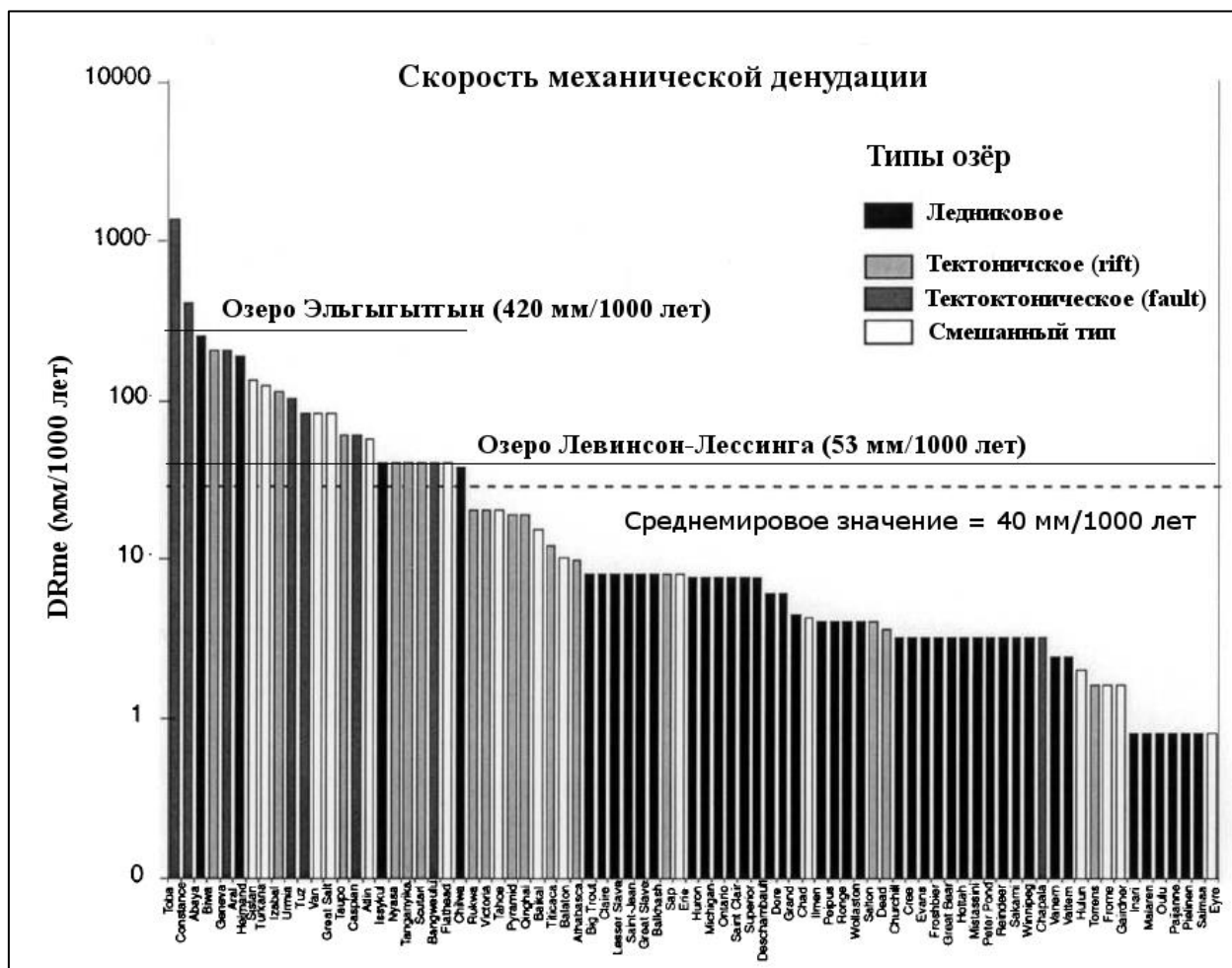


Рисунок 15. Ранжированные данные скоростей механической денудации (DRme) 81 крупных озёр. Скорость седиментации рассчитывается с использованием уравнения (6), значение пористости принимается за 0,3 (по Hinderer, Einsele, 2001).

Скорость денудации бассейна озера (Drme) Левинсон-Лессинга 53мм/1000 лет, что в небольшой степени превышает среднемировое значение. Скорость денудации бассейна (Drme) озера Эльгыгытгын 420мм/1000лет, что значительно превышает среднемировые значения. Это может быть связано с фактом небольшой площади водосборного бассейна, и большим количеством впадающих водотоков.

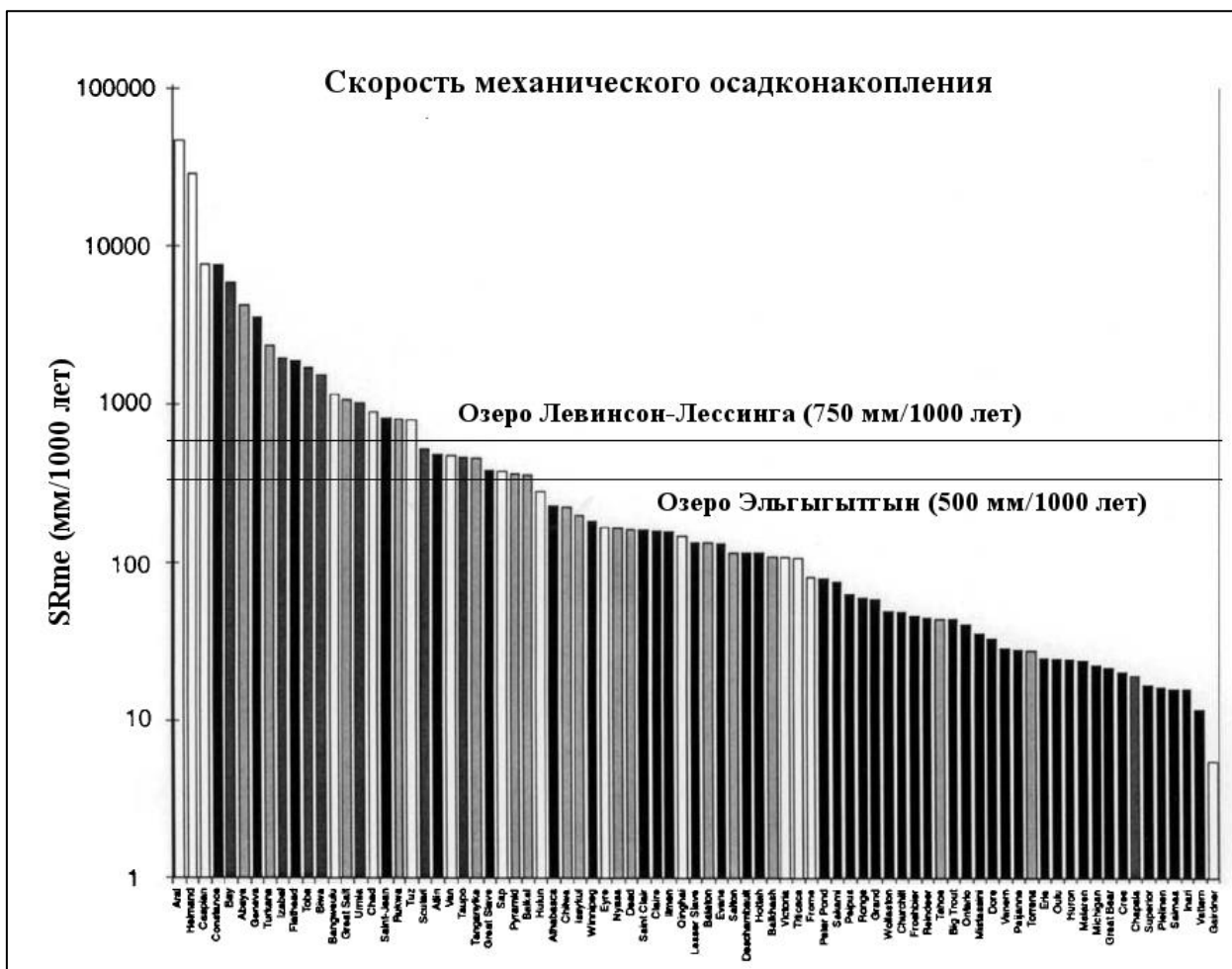


Рисунок 16. Ранжированные данные средних скоростей механического осадконакопления,  $SR_{me}$ . Скорости седиментации рассчитаны с использованием уравнения (6), пористость составляет 0,3 (по Hinderer, Einsele, 2001).

Средняя скорость осадконакопления  $SR_{me}$  озера Левинсон-Лессинга = 750 мм/1000лет (Nahne and Melles, 1999)

Средняя скорость осадконакопления озера Эльгыгытгын  $SR_{me} = 500$  мм/1000 лет

Следует отметить, что в данной работе рассчитывается продолжительность “жизни” непосредственно озера, а не озёрного бассейна, кроме того, используются формулы, в которых не учитываются такие показатели как скорость падения (колебания) уровня воды, поэтому сравнение производится с соответствующими данными (рис.16). Полученные данные являются приблизительными и гипотетическими, основанные на методике, описанной

выше. Ниже изображён график с основными результатами исследований, посвящённых определению продолжительности крупных озёр мира (рис.17).

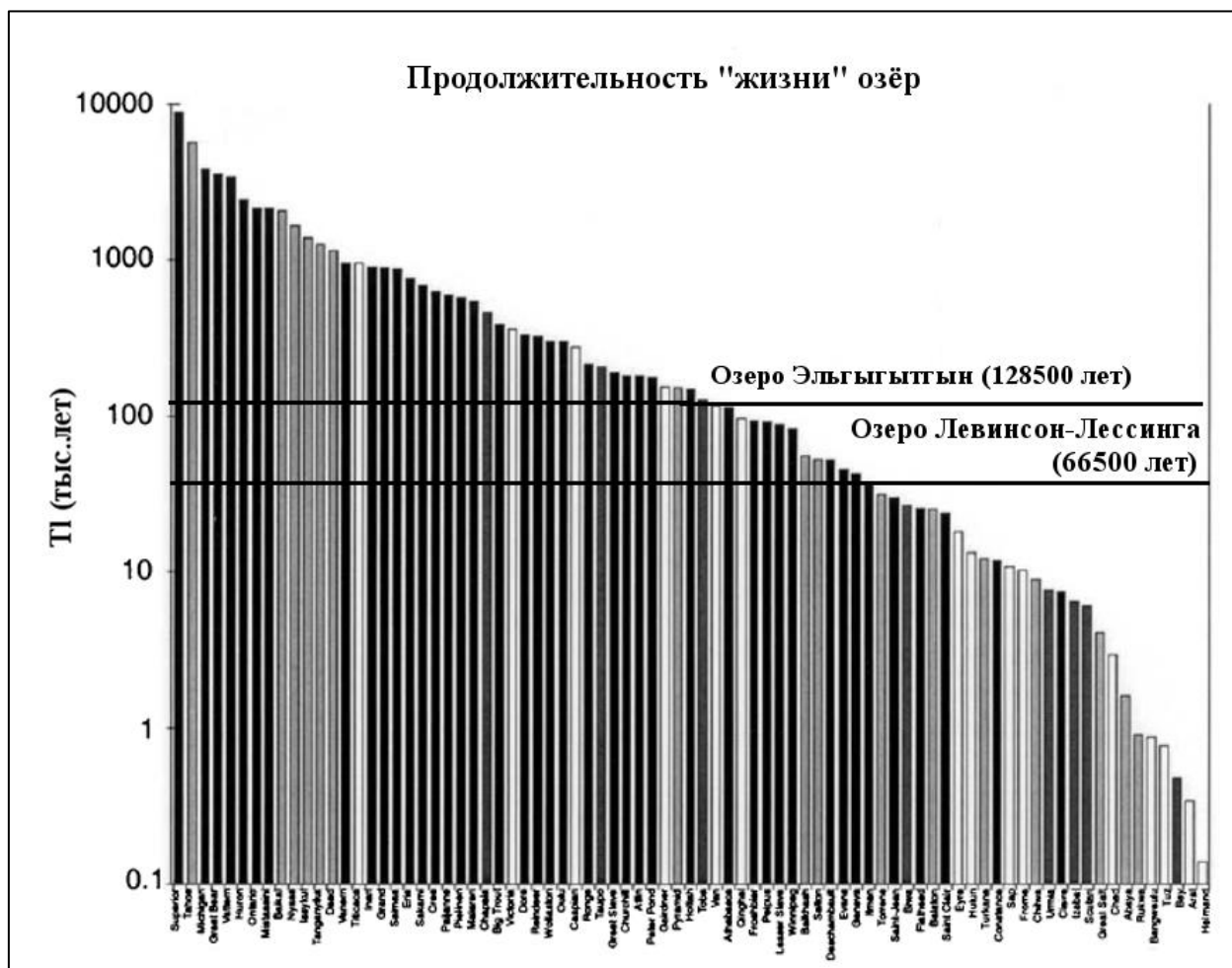


Рисунок 17. Ранжированные данные продолжительности “жизни” 81 озера мира без учёта падения уровня воды, рассчитаны по уравнениям (8) и (11), в тыс. лет (по Hinderer, Einsele, 2001).

Рассчитанная продолжительность “жизни” озера Левинсон-Лессинга: 66500 лет, что соотносится с данными таких озёр как Ильмень, Россия (40000 лет), Балхаш, Казахстан (60000 лет), Дешемболт, Канада (50000 лет), Эванс, Канада (50000 лет), Солтон, США (50000 лет) (Hinderer, Einsele, 2001).

Рассчитанная продолжительность “жизни” озера Эльгыгытгын: 128500 лет, что соотносится с данными таких озёр как: Тоба, Индонезия (130000 лет), Кукунор (Цинхай), Китай (100000 лет), Пирамид, США (150000 лет).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полярные области, учитывая их влияние на глобальную атмосферную и океанскую циркуляцию, играют центральную роль в климате нашей планеты. Надежный прогноз будущих климатических изменений в высоких широтах требует знания климата прошлого. Для его реконструкции проводятся исследования естественных архивов, таких как ледяные, морские и континентальные осадочные отложения, включая озерные осадки. В последние годы в Арктике были достигнуты большие успехи в области реконструкции истории климата и окружающей среды во время последнего ледниково-межледникового цикла.

Первые исследования донных отложений арктических озер относятся к середине прошлого века, когда появилась возможность получить новые физико-географические и палеогеографические данные. Начиная с середины 1990-х гг., в связи с потеплением климата, интерес к таким работам резко увеличился, а охват изучаемой территории сильно расширился. Большое внимание стало уделяться палеоклиматическим реконструкциям, основанным, главным образом, на данных спорово-пыльцевого анализа. Результаты многих исследований содержат информацию об изменении климата в течение всего голоцена, но все чаще объектом пристального изучения становятся донные отложения, несущие информацию о развитии природной среды за последнюю тысячу лет, поскольку это позволяет делать прогнозы изменения климата на ближайшее будущее. Предметом исследования данной работы стали озёра арктической зоны: Эльгыгытгын, расположенное на полуострове Чукотка, и озеро Левинсон-Лессинга, расположенное на Таймырском полуострове. В данной работе была тщательно изучена методология расчёта продолжительности жизни крупных озёр мира (Matthias, Einsele, 2001), и применена для расчёта исследуемых озёр. Были полученные следующие данные: рассчитанная продолжительность “жизни” озера Левинсон-Лессинга составила 66500 лет и 128500 лет для озера Эльгыгытгын. Зная

предположительное время образования озёр и рассчитанную продолжительность их “жизни” можно сделать вывод, что рассчитанная продолжительность жизни озер гораздо меньше того времени, что они уже существуют. Это может быть объяснено следующими фактами:

1. В основу данной методологии положен принцип баланса масс, следовательно, при расчётах учитываются только денудационно-аккумуляционные процессы, что, в свою очередь, является недостаточным для получения точных результатов.
2. Время образования котловины не совпадает со временем начала осадконакопления.
3. Для расчётов используется средняя скорость осадконакопления за весь период существования озера, которая может варьировать в зависимости от климатических условий.

Данная методика ранее не использовалась для подобных расчётов в отечественной литературе.

Кроме того, следует отметить большое количество иностранной литературы, посвящённой не только изучаемым озёрам, но и в целом арктической зоне России. Это говорит о международной заинтересованности в изучении полярных областей нашей страны. Во всей своей совокупности эти исследования непосредственно связаны с национальными и международными программами, в которых на первом плане находятся естественные и антропогенные изменения геосистемы.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Анисимов М.А., Ромащенко О.Г., Рязанова М.В. Морфометрический анализ террасовых уровней озера Левинсон-Лессинга (Центральный Таймыр). Изв. РГО. 2000. Т. 132. Вып. 2, с. 76-78.
2. Белый В.Ф. Впадина озера Эльгыгытгын - метеоритный кратер или геологическая структура новейшего этапа развития Центральной Чукотки // Тихоокеанская геология, 1982. № 5. С. 85-91.
3. 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.
4. Белый В.Ф., Белая Б.В. Поздняя стадия развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 108 с.
5. Белый В.Ф., Райкевич М.И. Впадина озера Эльгыгытгын. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 27 с.
6. Большиянов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб.: ААНИИ, 2006. – 296 с.
7. Гвоздецкий Н. А., Михайлов Н. И. Физическая география СССР. Азиатская часть: Учебник для студентов геогр. фак. ун-тов. — М.: Мысль, 1978.
8. Глушкова О.Ю. Геоморфология и история развития рельефа района озера Эльгыгытгын// Природа впадины озера Эльгыгытгын. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1993. С. 26-48.
9. Глушкова О.Ю., Ложкин А.В., Соломаткина Т.В. Стратиграфия и палеогеография озера Эльгыгытгын в голоцене (Северо-Западная Чукотка) // Тихоокеан. геол. -1995. -Т. 14, №4
10. Голубчиков Ю.Н. География Чукотского автономного округа. — М.: ИПЦ «Дизайн. Информация. Картография», 2003.
11. Гуров Е.П., Гурова Е.П. Геологическое строение и ударный метаморфизм вулканогенных пород метеоритного кратера Эльгыгытгын. Препринт 81-4. Киев: ИГН АН УССР, 1981. 61с.

12. Гуров Е.П., Вальтер А.А., Гурова Е.П., Серебренников А. И. Взрывной метеоритный кратер Эльгыгытгын на Чукотке // Докл. АН СССР. -1978. -Т. 240, №6. -С. 1407-1410.
13. Гуров Е.П., Гурова Е.П., Ракицкая Р.Б. Стишовит и коусит в ударнометаморфизованных породах кратера Эльгыгытгын на Чукотке // ДАН СССР, 1979. Т.248. №1 с.
14. Гуров Е.П., Гурова Е.П., Рябенко В.А. Импаكتиты и стекловатые бомбы метеоритного кратера Эльгыгытгын на Чукотке // Изв. АН СССР, сер. геол. 1980. №1. С. 54-61
15. Некрасов И.А. О происхождении и истории котловины озера Эльгыгытгын// Геология и геофизика, 1963. № 1. С.47-59.
16. Некрасов И.А. Экспедиция на оз.Эльгытхын// Проблемы Севера. № 1. М.: Изд-во АН СССР. 1958. С. 360-370.
17. Некрасов И.А., Раудонис П.А. Метеоритные кратеры // Природа. 1963. №1. С. 102-104
18. Обручев С.В. На самолете в восточной Арктике. Л.: Изд-во ВАИ ГУСМП. 1934. С.
19. Обручев С.В. 1957. По горам и тундрам Чукотки. Москва: Москва, Государственное географическое издательство, 198 с.
20. Пармузин Ю.П. Средняя Сибирь. – М.: Мысль, 1964. – 310 с.
21. Петров О.М. Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова Труды ГИН АН СССР, вып. 155 Москва. "Наука". 1966.
22. Природа впадины озера Эльгыгытгын // Под. Ред В.Ф.Белого, И.А.Черешнева. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 1993. 230с.
23. Стрелков С.А. Север Сибири // История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1965. С. 284-285.
24. Федоров Г.Б. Эволюция озерных геосистем полуострова Таймыр (Российская Арктика) // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата наук, СПб, 2003.



25. Фельдман В.И., Грановский Л.Б., Капустина И.Г., Каротаева Н.Н., Сазонова Л.В., Дабижа А.И. Метеоритный кратер Эльгыгытгын//Импактиты. М.: Изд-во МГУ, 1981. С.70-92.
26. Четвертичные отложения Советской Арктики / Под ред. В.Н. Сакса, С.А. Стрелкова. М.: Тр. НИИГА, 1959. Т. 91. 232 с.
27. Arkhipov S.A., Isaeva L.L., Bepaly V.G., Glushkova O.Yu. Glaciation of Siberia and north-east USSR// Quaternary Science Reviews, 1986. V. 5. P. 463-474.
28. Brigham-Grette, J, Hopkins, D.M, Benson, S.L, Heiser, P, Ivanov, V.F, Basilyan, A, Pushkar, V, (2001). Last interglacial sea level record and Stage 5 glaciation of Chukotka Peninsula and St. Lawrence Island. Quaternary Science Reviews 20, 419–436.
29. Brigham-Grette J, Melles M, Minyuk PS (2007) Overview and significance of a 250 ka paleoclimate record from El’gygytgin Crater Lake, NE Russia. J Paleolimnol DOI 10.1007/s10933-006-9017-6 (this issue)
30. Campy, M., J. F. Buoncristiani & V. Bichet, 1998. Sediment yield from glacio-lacustrine calcareous deposits during the postglacial period in the Combe D’Ain (Jura, France). Earth Surf. Process. Landforms 23: 429–444.
31. Gay, I., J.-J. Macaire & C. Cocirta, 1998. Evolution qualitative des flux particuliers depuis 12600 ans dans le bassin du lac Chambon, Massif central, France. Bull. Soc. Geol. France 169: 310–314.
32. Glushkova O.Yu. Paleogeography of late pleistocene glaciations of north-eastern Asia// Proceeding of the International conference on arctic margins. Russian Academy science, Far east branch. North-east Science Center, Magadan, 1992. P. 339-344.
33. Gurov E. P. and Koeberl C. 2004. Shocked rocks and impact glasses from the El’gygytgin impact structure, Russia. Meteoritics & Planetary Science 39:1495–1508.
34. Dietz R.S., McHone J.F. El’gygytgin: probably world’s largest meteorite crater//Geology, 1977. V. 4. P. 391-392.
35. Einsele, G. & M. Hinderer, 1997. Terrestrial sediment yield and the lifetimes of reservoirs, lakes, and larger basins. Geolog. Rundschau 86: 288–310.

36. El'gygytgyn impact crater, Chukotka, Arctic Russia: Impact cratering aspects of the 2009 ICDP drilling project Article in Meteoritics & planetary science, July 2013
37. Evans, J. E., T. C. Johnson, E. C. Alexander Jr., R. S. Lively & S. J. Eisenreich, 1981. Sedimentation rates and depositional processes in Lake Superior from  $^{210}\text{Pb}$  geochronology. *J. Great Lakes Res.* 7: 299–310.
38. Evans, M., 1997. Temporal and spatial representativeness of Alpine sediment yields: Cascade Mountains, British Columbia. *Earth Surf. Process. Landforms* 22: 287–295.
39. Hahne J, Melles M. Climate and vegetation history of the Taymyr Peninsula / Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History. Springer-Verlag, Berlin, 1999, 407-423.
40. Heiser P.A. Extent, Timing and paleogeographic significance of multiple pleistocene glaciations in Bering strait region (Ph.D. dissertation). Fairbanks. Alaska. University of Alaska, 1997. 132 p.
41. Herdendorf, C., 1988. Inventory of the morphometric and limnologic characteristics of the large lakes of the world. Technical Bulletin, Ohio Sea Grant Program, OHSU-TB-017, 1–78.
42. Hinderer, M., 1999. Late Quaternary and modern denudation of the Alps and implications for climate-controlled erosional processes. 4th Alpine Workshop, Tübingen, 24–26 September 1999. *Tübingen Geowissenschaftliche Arbeiten* 52: 70–71.
43. Hinderer M., & Einsele G. The world's large lake basins as denudation-accumulation systems and implications for their lifetimes / *Journal of Paleolimnology* 26: 355–372, 2001.
44. Hodge P. (1994). Meteorite craters and impact structures of the Earth. University Press, Cambridge, 124 pp
45. Kemp, A. L. W., G. A. MacInnis & N. S. Harper, 1977. Sedimentation rates and a revised sediment budget for Lake Erie. *J. Great Lakes Res.* 3: 221–233.
46. Kemp, A. L. W., C. I. Dell & N. S. Harper, 1978. Sedimentation rates and sediment budget for Lake Superior. *J. Great Lakes Res.* 4: 276–287.
47. Layer P. W. (2000). Argon-40/Argon-39 age of the El'gygytgyn event, Chukotka, Russia. *Meteoritics & Planetary Science* 35:591–599.

48. Letolle, R. & M. Mainguet, 1996. *Der Aralsee*. Springer-Verlag, Berlin, 517 pp.
49. Masaitis VL (1999) Impact structures of northeastern Eurasia: The territories of Russia and adjacent countries. *Meteoritics Planet Sci* 34:691–711
50. Melles M, Brigham-Grette J, Glushkova OY, Minyuk PS, Nowaczyk NR, Hubberten HW (2007) Sedimentary geochemistry of a pilot core from Lake El'gygytgyn—a sensitive record of climate variability in the East Siberian Arctic during the past three climate cycles. *J Paleolimnol* DOI 10.1007/s10933-006-9025-6 (this issue)
51. Niessen F., Gebhardt A. C., and Kopsch C. 2007. Seismic investigation of the El'gygytgyn impact crater lake (Central Chukotka, NE Siberia): Preliminary results. *Journal of Paleolimnology* 37:49–63.
52. Nolan M, Liston G, Prokein P, Brigham-Grette J, Sharpton V, Huntzinger R (2003) Analysis of lake ice dynamics and morphology on Lake El'gygytgyn, Siberia, using
53. Nolan M, Brigham-Grette J (2007) Basic hydrology, limnology, and meteorology of modern Lake El'gygytgyn, Siberia. *J Paleolimnol* DOI 10.1007/s10933-006-9020-y
54. Nowaczyk NR, Melles M (2007) A revised age model for core PG1351 from Lake El'gygytgyn, Chukotka, based on magnetic susceptibility variations correlated to northern hemisphere insolation variations. *J Paleolimnol* DOI 10.1007/s10933-006-9023-8 (this issue)
55. Pike R.J., Dietz R.S, McHone J.F. El'gygytgyn; probably world's largest meteorite crater// *Geology*, 1977. V.5. N5. P.262-263.
56. Scholz, C. A. & P. B. Finney, 1994. Late Quaternary sequence stratigraphy of Lake Malawi (Nyasa), Africa. *Sedimentology* 41: 163–179.
57. Schwamborn, G.; Meyer, H.; Fedorov, G.; Schirrmeister, L.; Hubberten, H.W. 2006: Ground ice and slope sediments archiving late Quaternary paleoenvironment and paleoclimate signals at the margins of El'gygytgyn Impact Crater, NE Siberia, *Quaternary Research* 66 259-272.
58. Stone D. B., Layer P. W., and Raikevich M. I. 2009. Age and paleomagnetism of the Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt (OCVB) near Lake El'gygytgyn, Chukotka, Russia. *Stephan Mueller Special Publication Series* 4:243–260.

59. Svendsen, J. I., J. Mangerud & G. H. Miller, 1989. Denudation rates in the Arctic estimated from lake sediments on Spitsbergen, Svalbard. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 76: 153–168.
60. Yan, J. P., 1998. Numerical modelling of topographically-closed lakes: impact of climate on lake level, hydrochemistry and chemical sedimentation. PhD thesis, University of Tübingen, Germany, Tübingen Geowiss. Arbeiten C46, 145 pp.
61. Zolitschka, B., 1998. A 14,000-year sediment yield record from western Germany based on annually laminated lake sediments. *Geomorphology* 22: 1–17.

#### Фондовая литература

1. Информационный отчет. Палеоклиматические данные озера Эльгыгытгын Глушкова О.Ю., Ложкин А.В., Минюк П.С., Стеценко Т.В., Белая Б.В. Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан 1999 г
2. Научно-технический отчет экспедиции А-162-А на полуострове Таймыр в июле-сентябре 1993 г. (Отчет ААНИИ, инв. № Р-4750). – 1993. – 77 с.
3. Научно-технический отчет экспедиции (А-162-А) на полуострове Таймыр и архипелаге Северная Земля в апреле-декабре 1996 г. (Отчет ААНИИ). – 1996. – 154 с.
4. The Expedition El'gygytgyn Lake 2003 (Siberian Arctic) // *Ber. Polarforsch. Meeresforsch.* 509. 2005

#### Ресурсы сети Интернет

1. <https://geographyofrussia.com>
2. <http://www.vsegei.ru>
3. <http://paleopolar.aari.ru>