

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт физико-химических и биологических
проблем почвоведения РАН

На правах рукописи

Веремеева Александра Анатольевна

Формирование и современная динамика озерно-
термокарстового рельефа тундровой зоны Колымской
низменности по данным космической съемки

Диссертация на соискание ученой степени кандидата
географических наук по специальности
25.00.25 – геоморфология и эволюционная география

Научный руководитель:
к.г.-м. н. Е. М. Ривкина

Пушино, 2017

Содержание

Введение	4
Глава 1. Формирование озерно-термокарстового рельефа при оттаивании ледового комплекса и его современная динамика	12
1.1. Распространение ледового комплекса	12
1.2. История изучения и современные представления о формировании озерно-термокарстового рельефа районов распространения ЛК северо-востока Евразии	16
1.2.1. Основные определения и история изучения термокарста	16
1.2.2. Особенности развития термокарста в районах распространения ЛК	22
1.3 Изучение озерно-термокарстового рельефа и его динамики по данным аэрофото- и космической съемки.....	27
1.3.1. Использование дистанционных методов для изучения озерно-термокарстового рельефа приморских низменностей Якутии	27
1.3.2. Современное состояние изученности динамики озерно-термокарстового рельефа по данным аэрофото- и космической съемки	29
Глава 2. Физико-географическая характеристика тундровой зоны Колымской низменности.....	38
2.1. Географическое положение.....	38
2.2. Геологическое строение и рельеф	39
2.3. Мерзлотная характеристика района исследований.....	43
2.4. Климат	44
2.5. Поверхностные воды	46
2.6. Почвенный покров	46
2.7. Растительный покров.....	47
Глава 3. Объекты и методы исследований. Дистанционные данные и ГИС-методы при изучении формирования озерно-термокарстового рельефа и его современной динамики	48
3.1. Выбор ключевых участков	48
3.2. Характеристика используемых дистанционных данных и ГИС-методов	49
3.3. Полевое дешифрирование космических снимков.....	50
3.4. Использование снимков Landsat для картографирования четвертичных отложений тундровой зоны Колымской низменности.....	51
3.5. Применение дистанционных данных для характеристики озерно-термокарстового рельефа тундровой зоны Колымской низменности	53

3.6. Анализ современной динамики озерно-термокарстового рельефа тундровой зоны Колымской низменности и ключевых участков на основе сопоставления разновременных дистанционных данных среднего и сверхвысокого разрешения	54
Глава 4. Закономерности формирования рельефа тундровой зоны Колымской низменности в голоцене	56
4.1. Распространение четвертичных отложений тундровой зоны Колымской низменности по данным космических снимков Landsat	56
4.2. Типы озерно-термокарстового рельефа и их характеристика	58
4.3. Развитие термокарста и изменение заозеренности в голоцене.....	67
4.4. Выводы.....	71
Глава 5. Современная динамика озерно-термокарстового рельефа тундровой зоны Колымской низменности	73
5.1. Изменение заозеренности тундровой зоны Колымской низменности с 1965 по 2015 гг. по данным космических снимков CORONA и Landsat	73
5.1.1. Динамика и закономерности распространения дренированных термокарстовых озер тундровой зоны Колымской низменности по данным космических снимков Landsat с 1973 по 2015 гг.	73
5.1.2. Изменение заозеренности района междуречья рек Алазея и Бол. Чукочьа по космическим снимкам CORONA за 1965 г. и Landsat 8 за 2014 г.	78
5.2. Изменение заозеренности с 1965 г. по 2015 гг. и межгодовая динамика термокарстовых озер ключевого участка "Озеро Большой Олер" с 1999 по 2015 гг.....	82
5.2.1. Динамика площади и количества термокарстовых озер ключевого участка "Оз. Большой Олер" за период 1965, 1999 и 2015 гг.	82
5.2.2. Межгодовая динамика площади термокарстовых озер ключевого участка "Озеро Бол. Олер" с 1999 по 2015 гг.	85
5.3. Динамика озерно-термокарстового рельефа в районе мыса Мал. Чукочий по дистанционным данным сверхвысокого разрешения.....	93
5.3.1. Динамика площади и количества озер заболоченных участков едомы.....	93
5.3.2. Изменение площади термокарстовых озер.....	100
5.3.3. Изменение площади участков развивающихся байджеяхов.....	104
5.4. Выводы.....	108
Заключение.....	109
Список литературы	111
Приложение 1-3.....	128

Введение

Актуальность темы исследования. Приморские низменности Якутии, рельеф которых сформировался в голоцене вследствие деградации поздненеоплейстоценовых высокольдистых отложений ледового комплекса (ЛК) (Катасонов, Бискэ, 1959; Томирдиаро, 1980; Каплина, 2009) привлекают в последние десятилетия особое внимание исследователей, что связано с наблюдаемым в высоких широтах процессом потепления климата (Overland et al., 2015).

Реакция мерзлотных ландшафтов на климатические изменения проявляется в активизации термокарстовых и термоэрозионных процессов, что приводит к перестройке гидросети (Григорьев и др., 2009; Vonk et al., 2015 и др.). Ведущим рельефообразующим процессом на приморских низменностях Якутии в голоцене является термокарст (Воскресенский, 2001), в результате которого сформировались останцовые возвышенности – едома, сложенная синкриогенными высокольдистыми преимущественно пылеватыми суглинками с мощными полигонально-жильными льдами, и озерно-термокарстовые котловины (аласы). В многолетнемерзлых отложениях приморских низменностей Якутии содержатся значительные запасы органического углерода (Strauss et al., 2013; Olefeldt et al., 2016; Shmelev et al., 2017), которые в случае увеличения глубины оттаивания будут способствовать новообразованию метана, диоксида углерода и других парниковых газов и их эмиссии в атмосферу (Schuur et al., 2015). Для оценки запасов углерода в мерзлых отложениях на выбранной территории необходимо знать площади распространения рельефообразующих четвертичных отложений.

Согласно метеорологическим наблюдениям, среднегодовая температура воздуха в районе пос. Черский в низовьях Колымы с 1970 по 2010 гг. повысилась с -12 до -9°C , а температура пород на глубине 15 м увеличилась с $-10,5$ до -9°C (Romanovsky et al., 2010). Изменение площади термокарстовых озер, характерных для районов распространения ЛК, может рассматриваться как важный индикационный признак реакции ландшафтов на климатические изменения (Кравцова, Быстрова, 2009). Одним из методов, позволяющих оценивать изменения ландшафтов во времени, являются методы дистанционного зондирования (Jorgenson, Grosse, 2016). К сожалению, данные аэрофото- и космической съемки охватывают только последние 70 лет. Дистанционные данные этого периода можно использовать для того, чтобы понять, отражаются ли современные изменения климата на изменении площади термокарстовых озер. Для анализа современной динамики изменения площади термокарстовых озер необходимо реконструировать историю развития термокарстовых процессов с конца неоплейстоцена – начала голоцена. Несмотря на то, что активные исследования четвертичных отложений и рельефа приморских низменностей Якутии ведутся с конца 1950-х гг. (Баранова, 1957; Катасонов, Бискэ, 1959), четвертичные отложения большей

части территории показаны лишь на карте масштаба 1:1000000 (Государственная геологическая..., 2000). Геологические карты масштаба 1:200000 составлены только на участки выходов кристаллических пород. Использование данных аэрофото- и космической съемки позволяет уточнить границы разных типов четвертичных отложений уже существующих карт с целью выявить тенденции формирования термокарстового рельефа в голоцене. Подобные исследования проводились ранее лишь на небольших по площади участках Анабар-Оленекской низменности (Grosse et al., 2006), а также в районе дельты Лены (Grosse et al., 2005; Morgenstern et al., 2011; 2013; Günther et al., 2013).

Цель работы – выявление закономерностей динамики озерно-термокарстового рельефа в районах распространения ледового комплекса тундровой зоны Колымской низменности в голоцене по данным космической съемки.

Основные задачи работы:

1. На основе использования дистанционных данных и применения ГИС-технологий разработать методику геоморфологического анализа озерно-термокарстового рельефа районов распространения ЛК.

2. Провести картографирование четвертичных отложений тундровой зоны Колымской низменности по космическим снимкам Landsat с целью уточнения границ их площади.

3. Оценить площадь термокарстовых озер, выявить закономерности их динамики за голоцен.

4. Выделить типы озерно-термокарстового рельефа и дать их характеристику.

5. Установить закономерности изменения площади термокарстовых озер на основе разновременных космических снимков среднего разрешения за последние 50 лет.

6. По данным аэрофото- и космических снимков сверхвысокого разрешения выявить детальные изменения озерно-термокарстового рельефа.

Методы и материалы, используемые в работе. Работа основана на использовании данных дистанционного зондирования Земли (ДДЗЗ) и применении ГИС-методов. Разработка методики анализа озерно-термокарстового рельефа районов распространения ЛК проведена совместно с сотрудниками лаборатории геоинформационных технологий и дистанционного зондирования Института геологии и минералогии СО РАН. Для верификации дистанционных данных проведены полевые исследования по их дешифрированию в районе мыса Мал. Чукочий в 2009 г.

Основой для картографирования и выявления закономерностей формирования озерно-термокарстового рельефа в голоцене стали космические снимки Landsat, топографические карты масштаба 1:200000 и построенная по ним цифровая модель рельефа (ЦМР). Для анализа современной динамики площади и количества термокарстовых озер использовались

космические снимки Landsat и CORONA. Для детального исследования изменений рельефа в районе мыса Мал. Чукочий использованы аэрофото- и космические снимки сверхвысокого разрешения. Космические снимки CORONA и ЦМР тундровой зоны Колымской низменности были предоставлены профессором Гидо Гроссе (Guido Grosse), космические снимки GeoEye и ЦМР района мыса Мал. Чукочий – доктором Франком Гюнтером (Frank Günther) – сотрудниками Института морских и полярных исследований им. А. Вегенера (Потсдам, Германия). Для анализа закономерностей динамики термокарстовых озер использовались данные наблюдений за температурой воздуха и осадкам на метеостанциях Черский и Андриюшкино.

Личный вклад автора. Автором проведены полевые исследования по дешифрированию космических снимков в районе мыса Мал. Чукочий в 2009 г., отбор и обработка космических снимков Landsat. Выполнено картографирование четвертичных отложений, составлены карты типов озерно-термокарстового рельефа, глубин расчленения рельефа, выделены морфологические типы едомы, проведен анализ рельефа и его современной динамики на основе сопоставления разновременных космических снимков.

Защищаемые положения:

1. На основе составленной карты четвертичных отложений тундровой зоны Колымской низменности по космическим снимкам Landsat установлено, что едома, сложенная ледовым комплексом, в значительной степени переработана термокарстом в голоцене и сохранилась на 16 % территории, при этом аласы занимают 72 %.

2. Проведена типизация озерно-термокарстового рельефа по соотношению площади, занимаемой едомой и термокарстовыми озерами, и дана его характеристика. Установлено, что наибольшая площадь едомы сохранилась на территориях, характеризующихся наибольшими значениями средних углов уклонов поверхности, относительными превышениями абсолютных высот, а также развитой гидросетью.

3. Выявлено, что средняя площадь термокарстовых озер (заозеренность) тундровой зоны Колымской низменности в пределах распространения ЛК составляет 14,7 %. Большая часть сформированных в позднем неоплейстоцене – раннем голоцене термокарстовых озер спущена и существует в уже сформированных аласных котловинах. Уменьшение площади озер за голоцен составляет 82 %.

4. Установлен тренд уменьшения площади термокарстовых озер тундровой зоны Колымской низменности за период с 1965 по 2015 гг. На территории междуречья рек Алазея и Бол. Чукочья общая площадь озер уменьшилась на 7 %. Установлено, что за период 1999–2015 гг. уменьшение площади термокарстовых озер происходило быстрее, чем за период за 1965–1999 гг.

5. Взаимосвязи изменения межгодовой динамики площади термокарстовых озер с исследуемыми климатическими показателями (сумма температур воздуха за летние месяцы, количество осадков за летние месяцы, за холодный период и за предыдущий год за период с октября по сентябрь) не выявлено.

6. На основе анализа дистанционных данных сверхвысокого разрешения установлено, что с 1972 г. на фоне увеличения температуры воздуха и количества осадков за летний период увеличивается площадь и количество мелких озер на заболоченных поверхностях едомы. Увеличивается и площадь участков развивающихся байджежахов.

Научная новизна работы:

1. Впервые разработана методика анализа озерно-термокарстового рельефа районов распространения ЛК на основе использования дистанционных данных и ГИС-технологий.

2. Впервые составлена карта четвертичных отложений тундровой зоны Колымской низменности с использованием космических снимков Landsat, соответствующая масштабу 1:200000, что позволило существенно уточнить границы ЛК относительно геологической карты масштаба 1:1000000.

3. Впервые выделены типы озерно-термокарстового рельефа по соотношению площади, занимаемой едомой и термокарстовыми озерами, и дана их характеристика.

4. Впервые проведена оценка заозеренности тундровой зоны Колымской низменности и установлены закономерности динамики термокарстовых озер за голоцен.

5. Впервые проведен анализ изменения площади и количества термокарстовых озер тундровой зоны Колымской низменности за период с 1965 по 2015 гг. и выявлены закономерности динамики площади озер на основе геолого-геоморфологического анализа территории.

6. Впервые выполнен анализ межгодовой динамики термокарстовых озер за период с 1999 по 2015 гг. и проведено сопоставление изменения площади озер с метеорологическими данными.

7. Впервые проведен детальный анализ изменений озерно-термокарстового рельефа на основе сопоставления дистанционных данных сверхвысокого разрешения за период с 1972 по 2013 гг.

Практическая значимость. Данные по распространению четвертичных отложений районов развития отложений ЛК необходимы для расширения фундаментальных знаний об эволюции рельефа территории в голоцене и его современной динамики. Составленная карта четвертичных отложений имеет большое значение для оценки количества органического вещества и парниковых газов, захороненных в мерзлых отложениях. Результаты оценки современной динамики рельефа и термокарстовых озер могут быть использованы при

хозяйственном освоении и прогнозирования развития территории в условиях изменяющегося климата. Разработанная методика геоморфологического анализа озерно-термокарстового рельефа тундровой зоны Колымской низменности на основе использования ГИС-технологий и дистанционных данных может использоваться для решения аналогичных задач в других районах распространения ледового комплекса. Результаты исследований вошли в отчет по гранту РФФИ 14-05-31368 мол_а, в отчет программы президиума РАН № 15 "Природные катастрофы и адаптационные процессы в условиях изменяющегося климата" и в отчеты международной рабочей группы по исследованию отложений ЛК (IPA action group "The Yedoma region: synthesis of circum-arctic distribution and thickness").

Апробация работы. Результаты работы были представлены на конференциях: Международная конференция "Криогенные ресурсы полярных регионов" (Салехард, 2007); 9th International Conference on Permafrost (Fairbanks, USA, 2008); 5-я международная конференция по криопедологии (Улан-Удэ, 2009); International Polar Year Oslo Science Conference (Norway, 2010); 4-я конференция геокриологов России (Москва, 2011); VII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода (Апатиты, 2011); Международная конференция "Earth Cryology: XXI century" (Пушино, 2013); 4th DUE Permafrost User Workshop (Frascati, Italy, 2014); 4th European Conference on Permafrost (Évora, Portugal, 2014); 12-я Всероссийская конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Москва, 2014); Международная конференция "Permafrost in XXI Century: basic and applied researches" (Пушино, 2015); The 2016 European Space Agency Living Planet Symposium (Prague, Czech Republic, 2016); 11th International Conference On Permafrost (Potsdam, Germany, 2016).

По теме диссертации опубликовано 20 работ, в том числе 6 статей в изданиях, рекомендованных ВАК.

Структура и объем работы. Диссертация изложена на 134 страницах машинописного текста. Состоит из введения, пяти глав, заключения, списка литературы и приложений. Работа содержит 16 таблиц и 65 рисунков. Список литературы включает 227 наименований, в том числе 83 на иностранных языках.

Благодарности. Автор ценит и помнит моральную поддержку в написании работы и помощь в формулировке цели и задач исследования д. г.-м.н. Д. А. Гиличинского. Автор выражает глубокую признательность и благодарность научному руководителю, к.г.-м.н. Е. М. Ривкиной за неоценимую поддержку работы, ценные рекомендации и конструктивные замечания. Автор выражает огромную благодарность за консультации, поддержку работы и возможность участия в полевых исследованиях д.б.н. С. В. Губину, д. г.-м.н. И. Д. Зольникову и к.т.н. Н. В. Глушковой за организацию стажировки в Институте геологии и минералогии СО РАН, консультации по использованию данных дистанционного зондирования Земли (ДДЗЗ),

ГИС-технологий и помощь в разработке методики анализа рельефа, к.г.н. Ф. А. Романенко, к.г.-м.н. В. Е. Тумскому за ценные научные консультации по теме диссертации, к.г.н., Е. А. Балдиной, д.г.-м.н. С. М. Фотиеву, д.г.н., С. А. Огородову, к.г.н. А. И Кизякову за полезные замечания и рекомендации. Автор искренне благодарен сотрудникам Института морских и полярных исследований им. А. Вегенера, Потсдам, - Франку Гюнтеру за научные консультации и техническую поддержку при анализе динамики рельефа и термокарстовых озер, а также предоставление космических снимков GeoEye и ЦМР на участок мыса Мал. Чукочий, Ингмару Ницше за помощь в обработке космических снимков Landsat и Гидо Гроссе за консультации по применению ДДЗЗ и предоставление космических снимков CORONA и ЦМР на территорию тундровой зоны Колымской низменности. Автор выражает так же благодарность В. Е. Остроумову, к.г.н. Д. Г. Шмелеву за обсуждение отдельных результатов работы, а также всем сотрудникам лаборатории криологии почв ИФХиБПП РАН за теплую и дружескую рабочую атмосферу. Большую помощь в проведении полевых исследований оказали А. Т. Скотников и научный сотрудник Северо-Восточной научной станции Тихоокеанского института географии ДВО РАН С. А. Зимов, которым автор выражает благодарность. Важную поддержку в написании работы оказали сотрудники лаборатории экологии д.б.н. В. В. Снакин, к.г.н. В. Р. Хрисанов и Г. В. Митенко Института фундаментальных проблем биологии РАН, за что автор выражает им благодарность.

Публикации по теме диссертации

Статьи в журналах, рекомендованных ВАК:

1. **Veremeeva A.**, Gubin S. Modern tundra landscapes of the Kolyma Lowland and their evolution in the Holocene // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2009. Volume 20 Issue 4, Pages 399–406.
2. Губин С.В., **Веремеева А.А.** Органосодержащие почвообразующие породы Северо-Востока России // *Почвоведение*. 2010. № 11. С. 1334–1340.
3. Шмелев Д.Г., Краев Г.Н., **Веремеева А.А.**, Ривкина Е.М. Содержание углерода в мерзлых отложениях северо-востока Якутии // *Криосфера Земли*. 2013. Т. XVII. № 3. С. 50–59.
4. **Веремеева А.А.**, Глушкова Н.В. Формирование рельефа в районах распространения отложений ледового комплекса в тундрах Колымской низменности (по данным космической съемки) // *Криосфера Земли*. 2016. Т. XX. № 1. С. 15–25.
5. Shmelev D., **Veremeeva A.**, Kraev G., Kholodov A., Spencer R. G. M., Walker W. S. and Rivkina E. Estimation and Sensitivity of Carbon Storage in Permafrost of North-Eastern Yakutia // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2017. Volume 28. Issue 2. P. 379–390. Doi: 10.1002/ppp.1933.

6. Muster S., Roth K., Langer M., Lange, S., Cresto Aleina, F., Bartsch, A., Morgenstern, A., Grosse, G., Jones, B., Sannel, A. B. K., Sjöberg, Y., Günther, F., Andresen, C., **Veremeeva, A.**, Lindgren, P. R., Bouchard, F., Lara, M. J., Fortier, D., Charbonneau, S., Virtanen, T. A., Hugelius, G., Palmtag, J., Siewert, M. B., Riley, W. J., Koven, C. D., and Boike, J.: PeRL: A Circum-Arctic Permafrost Region Pond and Lake Database // *Earth Syst. Sci. Data Discuss.* doi:10.5194/essd-2016-56 (accepted).

Статьи, не входящие в список журналов, рекомендованных ВАК:

Grosse, G., Robinson, J.E., Bryant, R., Taylor, M.D., Harper, W., DeMasi, A., Kyker-Snowman, E., **Veremeeva, A.**, Schirmer, L., and Harden, J., 2013. Distribution of late Pleistocene ice-rich syngenetic permafrost of the Yedoma Suite in east and central Siberia, Russia // *U.S. Geological Survey Open File Report 2013–1078*. 37p.

Тезисы и материалы конференций:

1. Веремеева А.А., Губин С.В. Подходы к выделению природно-территориальных комплексов в областях активного развития термокарста // Международная конференция "Криогенные ресурсы полярных регионов", Салехард, 2007. Т.2. С. 121–122.

2. Veremeeva A., Gubin S. Approaches to Allocation of Terrain Complexes in the Areas of Thermokarst Development // 9th International Conference on Permafrost. Fairbanks (USA). 2008.

3. Веремеева А.А., Губин С.В. Организация ландшафтов приморских низменностей севера Якутии и связь ее с формированием почв и почвенного покрова // 5-я Международная конференция по криопедологии. Улан-Удэ. 2009. С. 24–25.

4. Veremeeva A.A., Gubin S.V. Tundra landscapes of the Kolyma Lowland and regularities of the thermokarst lakes distribution // International Polar Year. Oslo Science Conference, 2010.

5. Веремеева А.А. Закономерности организации современного рельефа тундровых ландшафтов колымской низменности – исследование дистанционными методами с использованием ГИС технологий // Тезисы докладов конференции “VII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода”. Апатиты. 2011. С. 107–110.

6. Веремеева А.А. Закономерности организации современного рельефа приморских низменностей севера Якутии, выявленные с помощью спутниковых снимков высокого разрешения // Тезисы докладов конференции “Четвертая конференция геокриологов России”. 2011. Москва. С. 29-35.

7. Veremeeva A.A., Glushkova N.V. Spatial Analysis of Ice Complex Deposits Thawing in Holocene, Kolyma Lowland Tundra Zone // International conference “Earth Cryology: XXI Century”. 2013. Pushchino. P. 65.

8. Veremeeva A.A., Glushkova N.V. Thermokarst lakes areas changes study based on the spatial analysis of Kolyma lowland tundra // 4th DUE Permafrost User Workshop (ESA ESRIN, Фраскати, Италия), 2014.
9. Veremeeva A.A., Glushkova N.V. The spatial analysis of the Yedoma morphology types in Yakutian coastal lowlands, NE Siberia // EUCOP4, the 4th European Conference on Permafrost, Évora, Portugal. Book of abstract. P. 310.
10. Веремеева А.А., Глушкова Н.В. Изменения площади термокарстовых озер на основе пространственного анализа рельефа для тундровой зоны Колымской низменности // Материалы 12-й Всероссийской конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса 2014, Москва, ИКИ РАН. С. 322.
11. Veremeeva A.A., Glushkova N.V. Yedoma Distribution in the Coastal Lowlands of Yakutia // Intern. Conference "Permafrost in XXI Century: basic and applied researches", Pushchino, Russia. 2015.
12. Veremeeva A.A., Glushkova N.V., Günther F. Permafrost regions vulnerable to thaw: A Landsat, ALOS, and DEM-based analysis of Yedoma relief in the Kolyma Lowland, East Siberia // The 2016 European Space Agency Living Planet Symposium 2016 (Прага, Чехия).
13. A. Veremeeva, N. Glushkova, F. Günther, I. Nitze, & G. Grosse. Landscapes and thermokarst lake area changes in Yedoma regions under modern climate conditions, Kolyma lowland tundra // XI International Conference On Permafrost, 2016. Potsdam, Germany. P. 620–621.

Глава 1. Формирование озерно-термокарстового рельефа при оттаивании ледового комплекса и его современная динамика

1.1. Распространение ледового комплекса

Понятие и общая характеристика ЛК. Ледовым комплексом называют сингенетически промерзшие полифациальные осадки мощностью до 40–60 м преимущественно алевритового состава, включающие мощные полигонально-жильные льды (Соловьев, 1959; Конищев, 1981; Schirrmeister et al., 2013 и др.). Кроме преобладающей лессовой фракции, в толщах ЛК представлены также супеси, пески, прослой торфа (Решения..., 1987; Куницкий, 2007; Schirrmeister et al., 2011; Тумской, 2012; Shmelev et al., 2017).

Толщи ЛК формировались в периоды криохронов неоплейстоцена (Шило, Томирдиаро, 1982; Тумской, 2012; Конищев, 2013). Возраст наиболее древних из известных ЛК, относящийся к керемеситскому надгоризонту среднего неоплейстоцена (юкагирская свита), составляет около 200 тыс. л. (Тумской, 2012). Наиболее молодой ЛК, называемый едомным надгоризонтом или едомной свитой, подразделяется на три горизонта - ойогосский, молотковский и сартанский (Решения..., 1987). Самые нижние слои едомной свиты имеют возраст около 60 тыс. л.н. (Schirrmeister et al., 2002a,b). Самые молодые отложения ЛК относятся к периоду около 12,5 тыс. л.н. (Каплина, 2009; Shiermeister et al., 2002a,b).

Верхние слои едомной свиты залегают с поверхности на разных гипсометрических уровнях, достигая максимальных отметок 100–120 м на подгорных склонах приморских низменностей Якутии и до 700 м в горных областях Центральной Якутии (Решения..., 1987; Васильчук, 2006; Куницкий, 2007; Shmelev et al., 2017). В настоящей работе рассматривается только ЛК едомной свиты, являющийся рельефообразующим и формирующий останцовые водораздельные поверхности, называемые едомой (Баранова, 1957; Каплина и др., 1986). В англоязычной литературе термин "Yedoma" используется также как синоним наиболее молодого ЛК едомного надгоризонта (Schirrmeister et al., 2013; Strauss et al., 2016).

Чрезвычайно высокая льдистость ЛК является одним из отличительных признаков этих отложений (Решения..., 1987). В минеральной части толщи выделяются высокольдистые слои с горизонтально-слоистыми и сетчато-слоистыми криотекстурами "пояскового" типа и менее льдистые слои с микролинзовидными структурами (Каплина, 1981). Полигонально-жильные льды шириной 2–5 м и мощностью до нескольких десятков метров создают полигональную решетку с диаметром полигонов до 20 м (Романовский, 1977; Ulrich et al., 2014). Расчеты показали, что в районах приморских низменностей Якутии суммарная объемная льдистость с учетом ледяных жил достигает 60–90 % (Труш, Кондратьева, 1975; Говорушко, 1981; Strauss et al., 2013; Ulrich et al., 2014; Günther et al., 2015).

Мощность ЛК едомной свиты обуславливает глубину расчленения рельефа термокарстовыми и термоэрозионными процессами (Каплина и др., 1986). По данным изученных обнажений и пробуренных скважин мощность ЛК варьирует от нескольких до десятков метров. Наибольшие значения отмечены на Быковском п-ове (район дельты Лены) (Ривкина и др., 2006), обнажении Дуваный Яр в низовьях р. Колыма (Sher et al., 1979) и Усть-Раучуанском обнажении на Чукотке (Котов, 1998), достигая 50–60 м. На других участках преобладают отметки 20–30 м (Шер, 1971; Соловьев, 1973; Архангелов и др., 1979; Каплина и др., 1980; Каплина, 1981; Конищев, Колесников, 1981; Куницкий, 1989; Гиличинский, 2002; Ривкина и др., 2006; Гумской, 2012; Grigoriev, 2004; Schirrmeister et al., 2017; Shmelev et al., 2017).

Распространение ЛК. На территории России отложения наиболее широко распространены на аккумулятивных низменностях северной и центральной Якутии, в меньшей степени на Ямале, Таймыре и Чукотке (Романовский, 2003; Куницкий, 2007; Конищев, 2011; Grosse et al., 2013b). В.В. Куницкий выделяет три типа распространения отложений ЛК – широкое, фрагментарное и спорадическое, которые представлены на карте, составленной В. Конищевым (рис. 1.1).



Рис. 1.1. Распространение ледового комплекса (Конищев, 2011).

По В.В. Куницкому широкое распространение ЛК характерно для низменных равнин с высотами менее 100 м. На территориях спорадического распространения ледовый комплекс

занимает менее 50 % от всей площади и преобладает на склонах гор и плато. Фрагментарное распространение ЛК также развито в горных участках, но занимает небольшие площади. Тундровая зона Колымской низменности находится в пределах широкого развития ЛК.

Недавно была проведена работа по составлению карты распространения ЛК на основе геологических карт четвертичных отложений масштаба 1:1000000 (Grosse et al., 2013b) (рис. 1.2).

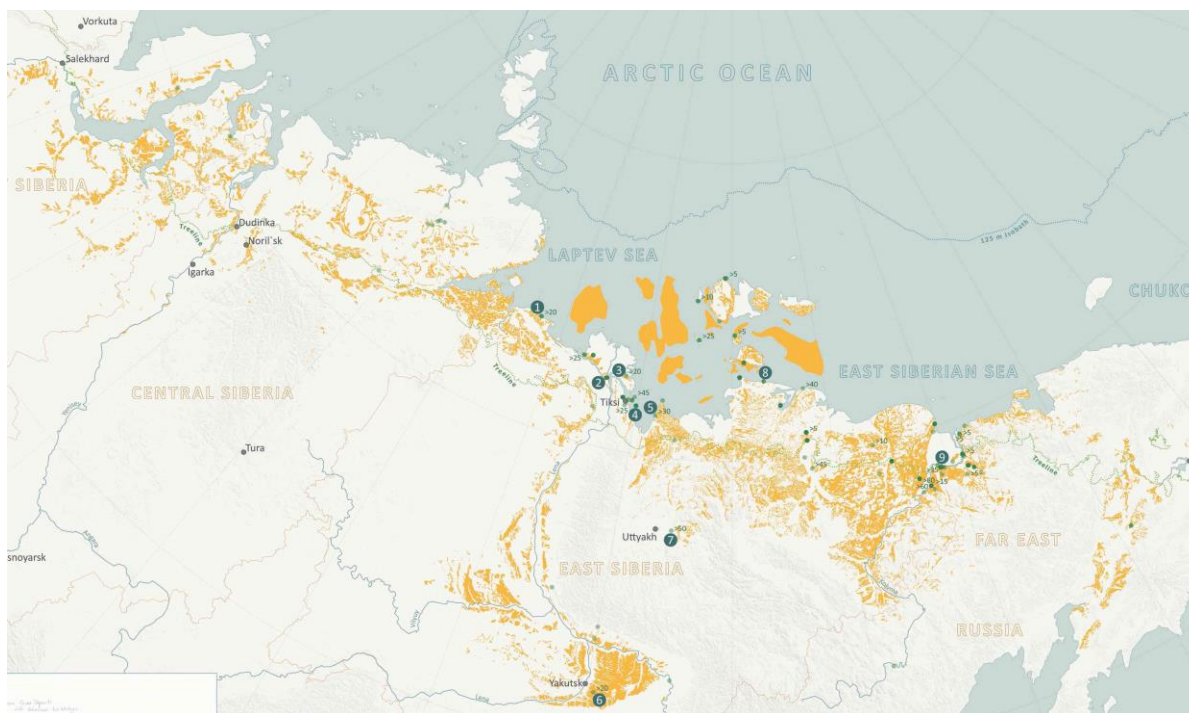


Рис.1.2. Распространение ЛК на территории России по данным карт четвертичных отложений масштаба 1:1000000 (Strauss et al., 2016).

На картах распространения ЛК хорошо видно, что одним из наиболее обширных по площади районов широкого распространения позднеплейстоценовых отложений является Колымская низменность. Однако распространение ЛК на картах разных масштабов и космических снимках существенно различается. Так, на карте четвертичных отложений масштаба 1:1000000 отложения ЛК занимают примерно половину территории, в то время как на космическом снимке Landsat с разрешением 30 м видно, что на участке со сплошным распространением отложений значительная часть территории переработана термокарстом и занята термокарстовыми озерами и аласами (рис. 1.3).

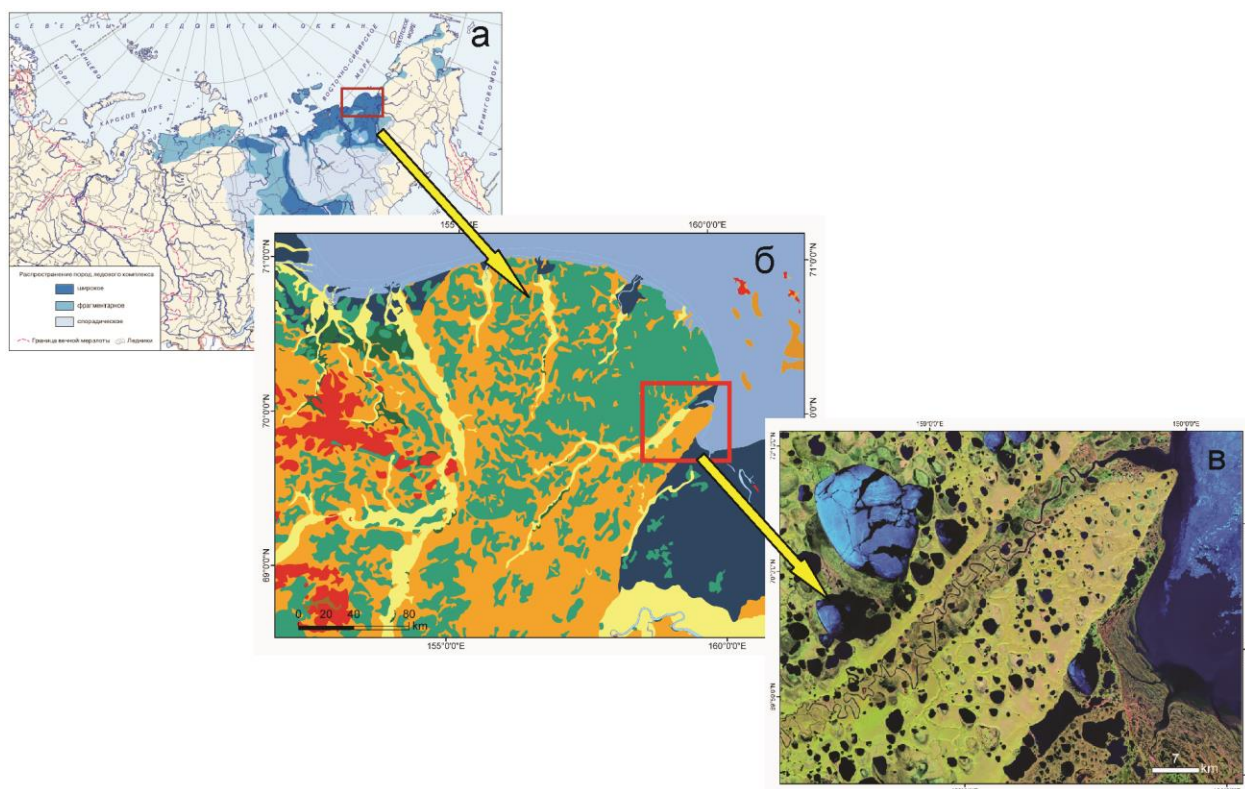


Рис. 1.3. Распространение отложений ледового комплекса в разных масштабах на примере тундровой зоны Колымской низменности (красный контур): а – карта распространения отложений ЛК (Конищев, 2011); б – фрагмент карты четвертичных отложений масштаба 1:1000000, ледовый комплекс показан оранжевым цветом (Государственная геологическая..., 2000б); в – фрагмент космического снимка Landsat с разрешением 30 м, ЛК выделяется по более светлым участкам.

Поэтому для объективного представления о распространении отложений ЛК необходимы карты четвертичных отложений масштаба 1:200000. К сожалению, в настоящему времени такие карты существуют лишь на отдельные участки в районах выходов кристаллических пород (рис. 1.4). На большую часть территорий распространения отложений ЛК такие карты отсутствуют. Использование космических снимков Landsat среднего разрешения позволяет провести картографирование четвертичных отложений и получить представление о распространении термокарста в голоцене в районах развития отложений ЛК (Тарасенко и др., 2013).

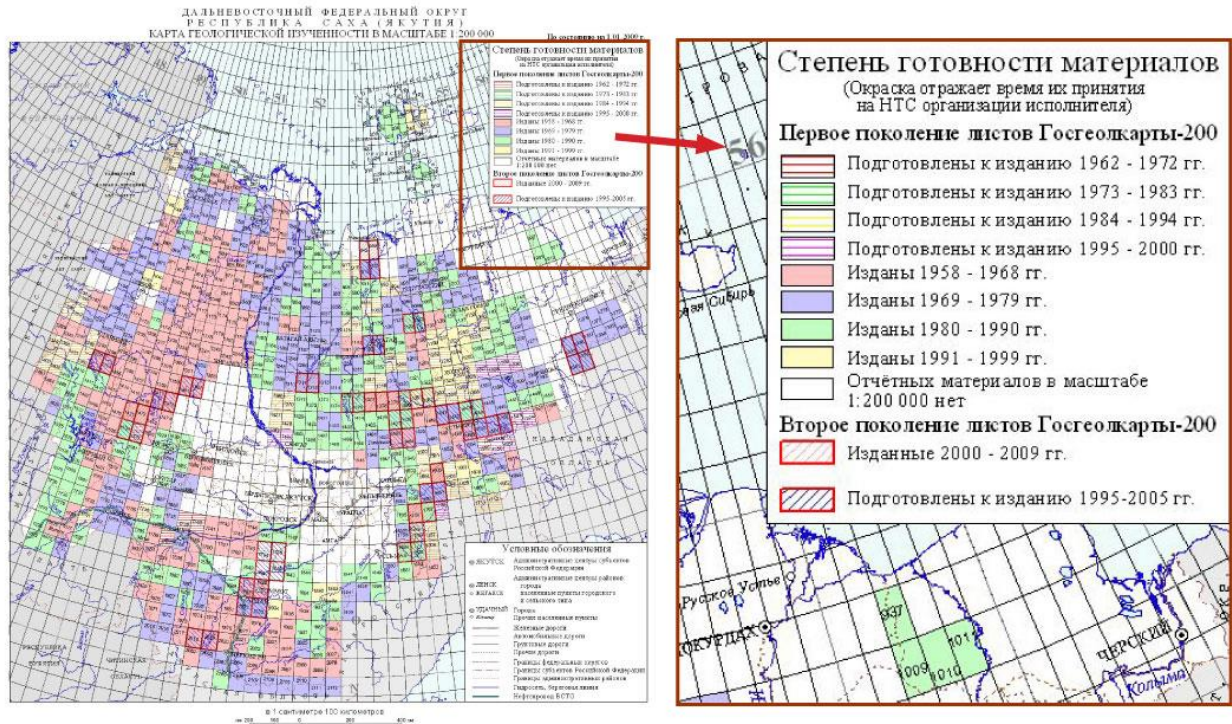


Рис. 1.4. Карта геологической изученности республики Саха (Якутия) (http://www.vsegei.ru/ru/info/gisatlas/dvfo/yakutia/izuch_geol.jpg) и ее фрагмент на территорию Колымской низменности (слева), на котором показано наличие геологических карт масштаба 1:200000 на участки выходов кристаллических пород.

1.2. История изучения и современные представления о формировании озерно-термокарстового рельефа районов распространения ЛК северо-востока Евразии

1.2.1. Основные определения и история изучения термокарста

Широко применяемый термин "*термокарст*" впервые был использован М. М. Ермолаевым (1932). Этот же исследователь также впервые упоминает название "алы" для плоского блюдцеобразного углубления, в котором располагается озеро и приводит описание фации "алы" (аласной) для острова Б. Ляховский.

Под *термокарстом* большинством исследователей понимается совокупность физико-геологических процессов и явлений, связанных с вытаяванием подземных льдов и сопровождающихся просадками грунта, что приводит к появлению отрицательных форм рельефа или микрорельефа (Сумгин и др., 1940; Соловьев, 1973; Романовский, 1977; Гречищев и др., 1980; Шур, 1988; Босиков, 1991 и др.). Также существует представление о термокарсте как многостадийном историко-геологическом процессе, приводящем к формированию специфических форм рельефа и особого типа криолитогенных отложений (Соловьев, 1973; Катасонов, 1979, Плахт, 1985 и др.). Термокарст был наиболее активен в периоды термохронов на протяжении всего плейстоцена (Каплина, 2011а,б).

В результате *термокарста* образуются отрицательные формы рельефа – *озерно-термокарстовые котловины*, называемые в Якутии *аласами* (Соловьев, 1962). Озерно-термокарстовые котловины сформированы аласным комплексом, состоящим из таберальных образований, являющихся результатом уплотнения ЛК при вытаивании льда, озерных и болотных отложений (Каплина, 2009).

Одним из наиболее активных районов развития *термокарста* в голоцене являются районы распространения отложений позднелепистоценового *ледового комплекса*, где термокарстовые формы рельефа являются типичными для аккумулятивных низменностей (Качурин, 1961; Кравцова, 2009; Olefeldt et al., 2016).

Исследованию термокарста и формированию озерно-термокарстовых котловин при оттаивании ЛК на территории России посвящено большое число публикаций (Вельмина, 1957; Баранова, 1957; Кудрявцев, 1958; Катасонов, 1960; 1979; 1982; Качурин, 1961; Романовский, 1961; Соловьев, 1962; Томирдиаро, 1966; 1980; Шило, Томирдиаро, 1969; 1970; Великоцкий, 1972; Иванов, 1972; 1982; Мухин, 1974; Ложкин и др., 1975; Каплина, Ложкин, 1979; Суходровский, 1979; 2002; Архангелов и др., 1981; Воскресенский, Плахт, 1982; Ложкин, Прохорова, 1983; Фельдман, 1984; Плахт, 1985; Шур, 1974; 1985; 1988; Васильев, 1989; Шаманова, 1991; Босиков, 1991; Романенко, 1997; Котов, 1998; Романовский и др., 1999; Тумской, 2002; Шило и др., 2007; Каплина, 2009, и др.).

Первые научные описания термокарстового рельефа представлены в работах исследователей Сибири начала XX в. (Воллосович, 1909; Ермолаев, 1932 и др.).

Своеобразным толчком для начала масштабных исследований криогенных явлений и процессов, в том числе и термокарста, послужили работы М. И. Сумгина, заложившего вместе со своими коллегами и учениками основы науки о геокриологии (Сумгин и др., 1940 и др.). Наибольший вклад в это время в исследования термокарста внесли работы сотрудников Якутской мерзлотной станции Института мерзлотоведения АН СССР. А. И. Ефимовым и Н. А. Граве были начаты детальные исследования термокарстовых котловин. Авторы пришли к выводу о термокарстовом происхождении аласов и последующие работы исследователей были посвящены этим проблемам (Граве, 1944; Ефимов, 1946; 1950). Вопросам эволюции аласов также посвящена работа А. М. Пчелинцева (1946). Им были выделены следующие стадии развития термокарстовых котловин: 1 – начальная форма деформации земной поверхности без обводнения; 2 – деформация поверхности с наличием небольшого количества воды; 3 – начало образования провального озера 4 – растущее провальное озеро; 5 – сложившееся провальное озеро.

В конце 50-х гг. появляются обобщающие работы о рельефе приморских низменностей Якутии (Баранова, 1957; Катасонов, Бискэ; 1959; Баранова, Бискэ, 1964). Исследования рельефа

показали, что кроме общеклиматического фактора на развитие термокарстовых процессов различных участков также влияет степень расчленения рельефа, состав и влажность пород, характер растительности и удаленность от гидросети (Катасонов, Бискэ, 1959). К этому времени относится появление первых обобщающих работ о термокарсте (Кудрявцев, 1958; Соловьев, 1962; Качурин, 1961; Романовский, 1961 и др.). В. А. Кудрявцев различает термокарст в сухих и обводненных термокарстовых котловинах. В сухих котловинах происходит затухание термокарстовых процессов из-за меньших глубин сезонно-талого слоя (СТС) по сравнению с глубиной залегания подземного льда. Под обводненным понижением происходит прогрессивное развитие процесса термокарста при любых условиях до полного вытаивания подземных льдов. Таким образом, эти авторы показали, что гидрологический режим является определяющим в развитии термокарста. В.А. Кудрявцев считал, что процессы термокарста развиваются вне связи с общей деградацией вечной мерзлоты.

П. А. Соловьевым (1962; 1973) была дополнена классификация термокарстовых форм рельефа (рис. 1.5), предложенная Н. А. Граве (1944) и А. М. Пчелинцевым (1946) и показана последовательность развития термокарстовых котловин. В работе С. П. Качурина (1961) обобщены существовавшие к тому моменту литературные данные, предложена схема классификации термокарстовых образований и выявлены закономерности в распространении термокарста, отраженные на составленной автором карте для территории СССР.

Н. Н. Романовским (1961) рассмотрены особенности формирования озерно-термокарстовых котловин приморских низменностей Якутии, приведено мерзлотно-фациальное описание отложений аласных котловин, причины их возникновения и возраст. Н. Н. Романовский считал причиной развития аласных котловин тектонический и климатический факторы. По мнению автора, поднятие позднеплейстоценовой равнины на границе неоплейстоцена и голоцена совпало с потеплением климата, которое привело к увеличению глубин оттаивания СТС и активному развитию термокарстовых и термоэрозионных процессов. Автор, не отрицая изначально термокарстового генезиса, указывает на значительную роль эрозии в процессе формирования аласных котловин и определяет аласы северной Якутии как эрозионно-термокарстовые котловины (рис. 1.6).

В 60-70-х гг. появились работы, в которых авторы придают решающее значение в развитии термокарстовых форм рельефа эрозионной деятельности водотоков (Вельмина, 1957; Суходровский, 1973 и др.). П. Д. Павлов (1965), рассматривая происхождение озерно-аласных котловин Лено-Вилюйского междуречья, выделяет три типа: термокарстовые, эрозионно-термокарстовые и эрозионные.

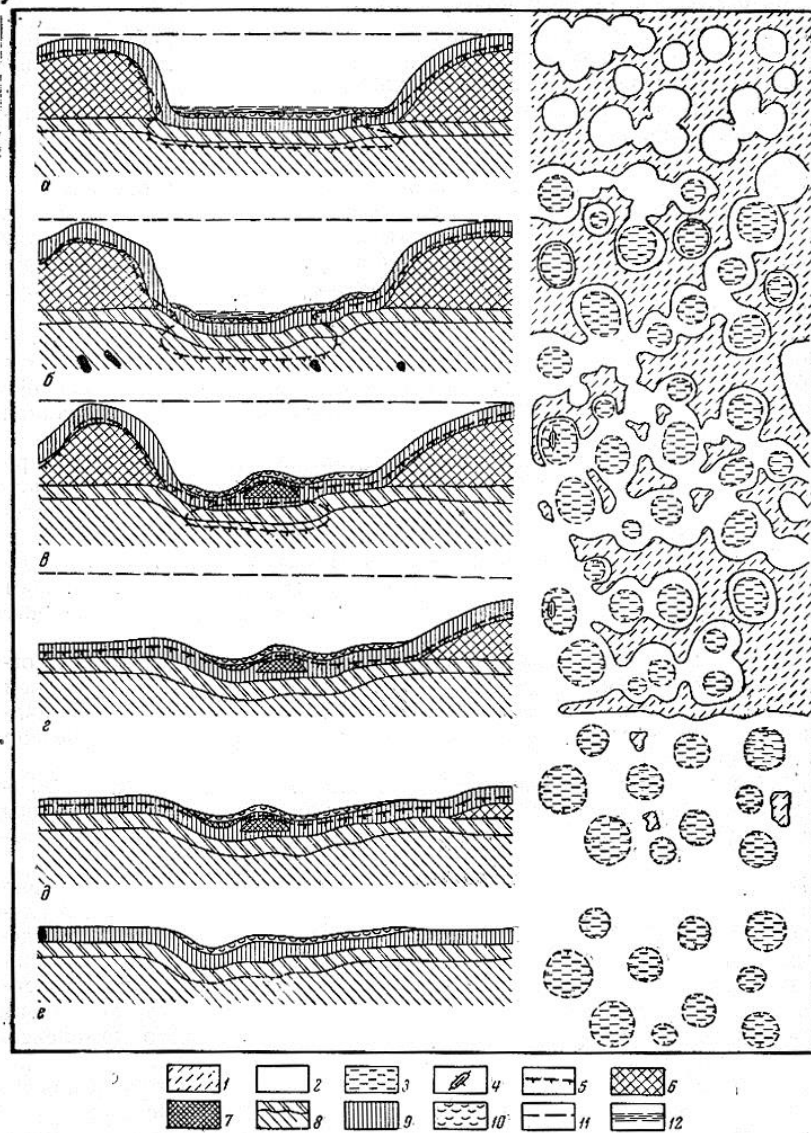


Рис. 1.5. Схема строения (поперечный профиль и план) термокарстовых форм рельефа, соответствующих последовательным стадиям их развития (Соловьев, 1962). Аласные котловины: *a* – элементарный алас; *б* – сложный алас; *в* – зрелый алас; *г* – краевой алас; *д* – хонуу; *е* – реликтовая послеаласная форма. 1 – межаласье; 2 – дно просадочных форм рельефа; 3 – послеаласная котловина; 4 – булгуннях; 5 – поверхность многолетнемерзлой толщи; 6 – ледовый комплекс; 7 – лед булгунняхов и площади пучения; 8 – отложения, подстилающие ледовый комплекс; 9 – покрывающий суглинок; 10 – аласные отложения; 11 – уровень первоначальной поверхности межаласья; 12 – озерная вода.

Роли склоновых процессов в эрозионно-термокарстовом расчленении аллювиальных равнин Якутии посвящена работа Г. Ф. Грависа (1966), в которой автор указывает на ведущую роль линейной эрозии в формировании аласов Центральной Якутии.

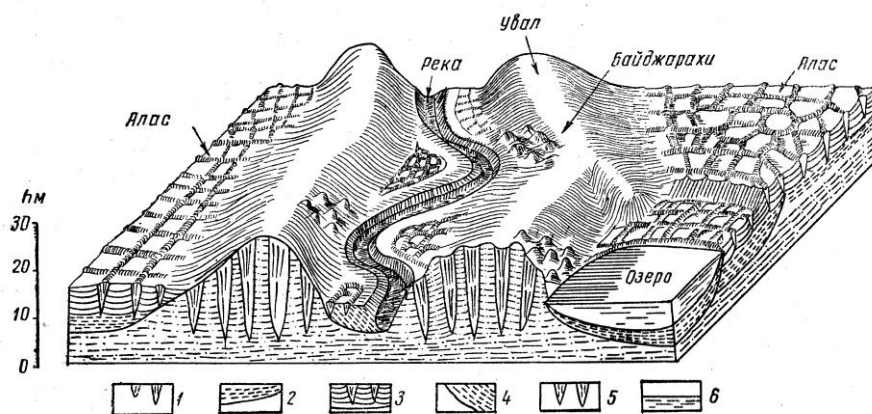


Рис. 1.6. Блок-диаграмма взаимоотношения аласных котловин и долины небольшой реки (Романовский, 1961): 1 – отложения ледового комплекса; 2 – отложения термокарстовых озер; 3 – собственно аласные полигонально-жильные отложения; 4 – аллювий небольших рек; 5 – повторно-жильные льды; 6 – вода.

Изучению термокарстовых процессов были посвящены работы С. В. Томирдиаро и Н. А. Шило, которые вместе с сотрудниками Анадырской мерзлотной станции организовали стационарные круглогодичные комплексные исследования в период 1963–1970 гг., которые позволили установить главные особенности теплоаккумуляции и осадконакопления в термокарстовых озерах (Томирдиаро, 1966, 1969; Шило, Томирдиаро, 1969; 1970). Одним из важных результатов стало выявление закономерной смены этапов накопления голоценовых жильных льдов в периоды массового озерного термокарста, так как в условиях современного избыточно влажного климата непрерывное неограниченное разрастание жильных льдов обуславливает их последующее вытаивание (Томирдиаро, 1980 и др.). Также авторами был сделан вывод о том, что активизация термокарстовых процессов была вызвана, в первую очередь, увеличением увлажненности климата, а не его потеплением.

В 1970-х гг. появились работы, посвященные вопросам формирования температурного режима термокарстовых озер и проблеме переработки их берегов (Арэ, 1973; Арэ и др., 1974 и др.). Физические, теплофизические и механические основы термокарстовых процессов рассмотрены в работе С. Е. Гречищева с соавторами (1980). В монографии Г. М. Фельдмана (1984) описан процесс теплообмена в системе «термокарстовое озеро – подстилающий грунт – атмосфера». Автором разработан метод прогноза термокарста с учетом льдонасыщенности и криогенного строения ММП.

Существенный вклад в исследования аласов внесли работы М. С. Иванова по изучению термокарстовых котловин Лено-Амгинского междуречья. На основе проведенного мерзлотно-фациального анализа разработана классификация криогенных структур отложений термокарстовых котловин, выделены фации протаявших и просевших в результате термокарста отложений ЛК, названные термоделяпсивными (Иванов, 1972; 1982 и др.).

И. Р. Плахт (1985) в работе, посвященной условиям развития термокарста и этапам формирования аласного рельефа равнин Северо-Востока Евразии в позднем неоплейстоцене и голоцене, выделяет три стадии развития термокарстовых форм рельефа – зарождения, интенсивного развития и затухания. По его мнению, основным фактором, определяющим зарождение и развитие термокарста, является потепление климата. Климатические изменения совместно с неотектоникой влияют на развитие речной сети и колебания уровня моря, что в свою очередь, оказывает воздействие на интенсивность термокарста. Затухание термокарста происходит в результате общего похолодания климата, снижения активности седиментационных процессов и искусственного или естественного спуска озер.

И. И. Шамановой (1991) рассмотрены термокарстовые процессы на едоме, аласах и пойме на приморских низменностях Якутии и Чукотки. Особенно актуальны данные по едоме, где современный термокарст выражен в виде плоскозападинных понижений глубиной 0,1–1,5 м, часто обводненных. На таких участках при благоприятных условиях могут формироваться термокарстовые озера с их последующим дренированием и образованием аласов.

Процессы термокарста в зависимости от геологического строения территории проявляются по-разному. Н. Н. Романовский (1993) выделяет по преобладающему генезису вытаявающих подземных льдов три региональные группы: 1) территории с распространением синхронно-эпикриогенных отложений, содержащих пластовые, сегрегационные и инъекционные льды, имеющие преимущественно морской и ледниково-морской генезис (север Восточно-Европейской и Западно-Сибирской низменностей); 2) территории с преимущественным распространением синкриогенных отложений с мощными повторно-жильными льдами (низменности Центральной и северной Якутии, Аляски, межгорные впадины Верхояно-Чукотской горной области); 3) территории с сочетанием как синкриогенных, так и эпикриогенных отложений (Хатанго-Пясинская часть Северо-Сибирской низменности, Анадырско-Пенжинская депрессия на Чукотке и др.).

В работе В. Е. Тумского (2002) по моделированию развития термокарстовых процессов в следствие протаивания ледового комплекса в регионе моря Лаптева развитие термокарста рассматривается автором как двухстадийный процесс. Моделирование показало, что для протаивания ледового комплекса мощностью от 10 до 60 м нужно 300-4000 лет. Одним из результатов работы является вывод о том, что на приморских низменностях Якутии большинство подозерных таликов является несквозными и их мощности не превышают 200 м при глубине залегания ММП 300-600 м и более.

Обобщением имеющихся результатов по изучению аласов северной Якутии являются исследования Т. Н. Каплиной (Каплина, Ложкин, 1979; Каплина, 2009). Автор проводит

сопоставление радиоуглеродных датировок верхнего слоя ЛК и аласных отложений, которое показало, что прекращение накопления ЛК и начало озерного термокарста совпадают по времени и соответствуют периоду примерно 13–12 тыс. л. н. Ко времени 10–8,5 тыс. л. н. аласный рельеф приморских низменностей Якутии уже был сформирован. Причиной массовой "волны" термокарста автор считает, в первую очередь, фактор изменения водного баланса от дефицитного к избыточному, а не фактор потепления климата.

В настоящее время среди районов распространения отложений ЛК на территории России наиболее активные исследования по изучению термокарстового рельефа ведутся в районе дельты Лены, где проводятся ежегодные экспедиции в рамках совместных российско-германских проектов (Гюнтер и др., 2010; Grosse et al., 2005; 2006; 2013а; Morgenstern et al., 2011; 2013; Ulrich et al., 2009; 2014; Günther et al., 2013; 2015 и др.). Так же ведутся исследования в районе Яно-Индигирской низменности (Тарасенко и др., 2013), низовьев Колымы (Grosse et al., 2008; Walter et al., 2014) и в Центральной Якутии (Séjourné et al., 2015; Ulrich et al., 2017).

1.2.2. Особенности развития термокарста в районах распространения ЛК

Типы термокарста и стадии его развития. Образующиеся в результате термокарста просадочные формы рельефа подразделяются на две группы – собственно термокарстовые и термокарстовые смешанного происхождения, внутри которых в зависимости от генетических типов льдов и других факторов выделяются различные типы (Качурин, 1961):

I. Термокарстовые просадочные формы:

- 1 – полигональные на участках с повторно-жильными льдами, представленные провальными озерами и западинами;
- 2 – плоскодонно-западинные на жильных и сегрегационных льдах, выраженные в виде западин, воронок, ложбин, как правило, с плоским дном;
- 3 – западинно-бугристые на инъекционных и инфильтрационно-солифлюкционных льдах, формирующие западины с провальными озерами или осушенные;
- 4 – глубоко-котловинные на погребенных льдах представляющие собой котлованы с озерами или осушенные воронковидные впадины;
- 5 – подземные полости на местах вытаивания подземных льдов различного генезиса, выраженные в виде колодцев, каньоноподобных щелей, ниш вытаивания;
- 6 – формы термопланации, термоабразии, термоэрозии, представленные пологими понижениями на поверхности рельефа, бороздами, плоскими западинами.

II. Термокарстовые формы смешанного происхождения:

- 1 – термокарстово-солифлюкционные на льдистых дисперсных горных породах, формирующие бесформенные западины на склонах и у их подножий;
- 2 – термокарстово-суффозионные - на дисперсных льдистых породах, поддающихся выщелачиванию и суффозии, представленные в виде воронковидных или блюдцеобразных западин, ложбин с неровным дном;
- 3 – термокарстово-эрозионные на льдистых породах разного генезиса, в местах действия процесса эрозии, формирующие овраги, балки, рытвины и пр. просадочные образования, измененные эрозией;
- 4 – термокарстово-карстовые при протаивании льдистых отложений, подстилаемых карстующимися породами, представленные различного рода воронками и западинами.

Таким образом, в районах распространения ЛК озерный термокарст является главным рельефообразующим процессом, формируя характерный аласный рельеф (Соловьев, 1962). Помимо образования озер в результате термокарстовых просадок, сопровождающихся стоком воды, формируется термоденудационный рельеф включая байджеерахи и бугристо-западинные формы (Шур, Васильев, 1978; Романовский, 1993).

П. А. Соловьев (1962) выделяет следующие стадии начальных форм развития термокарста на едоме (рис. 1.7):

- а – *зачаточный былар*, представляющий собой плоскую поверхность, деформированную замкнутыми просадочными воронками и ложбинками;
- б – *былар*, характеризующийся формированием полигонов и бугристого микрорельефа в результате увеличения и соединения просадочных ложбин;
- в – *иё*, выраженная в виде западины с бугристым микрорельефом без четких границ в плане;
- г, д – *дюёдя*, представляющая собой котловину, часто наполненную водой, с выраженными бортами с бугристым микрорельефом склонов и плоского дна.
- е – *тымпы*, котловина которого часто вмещает озеро, имеет плоское или слабовогнутое дно с резко выраженными бортами.

Следующие стадии развития термокарста характеризуют эволюцию аласного рельефа от элементарного аласа до послеаласной котловины (рис. 1.5) и формированию основных типов аласного рельефа (рис. 1.8).

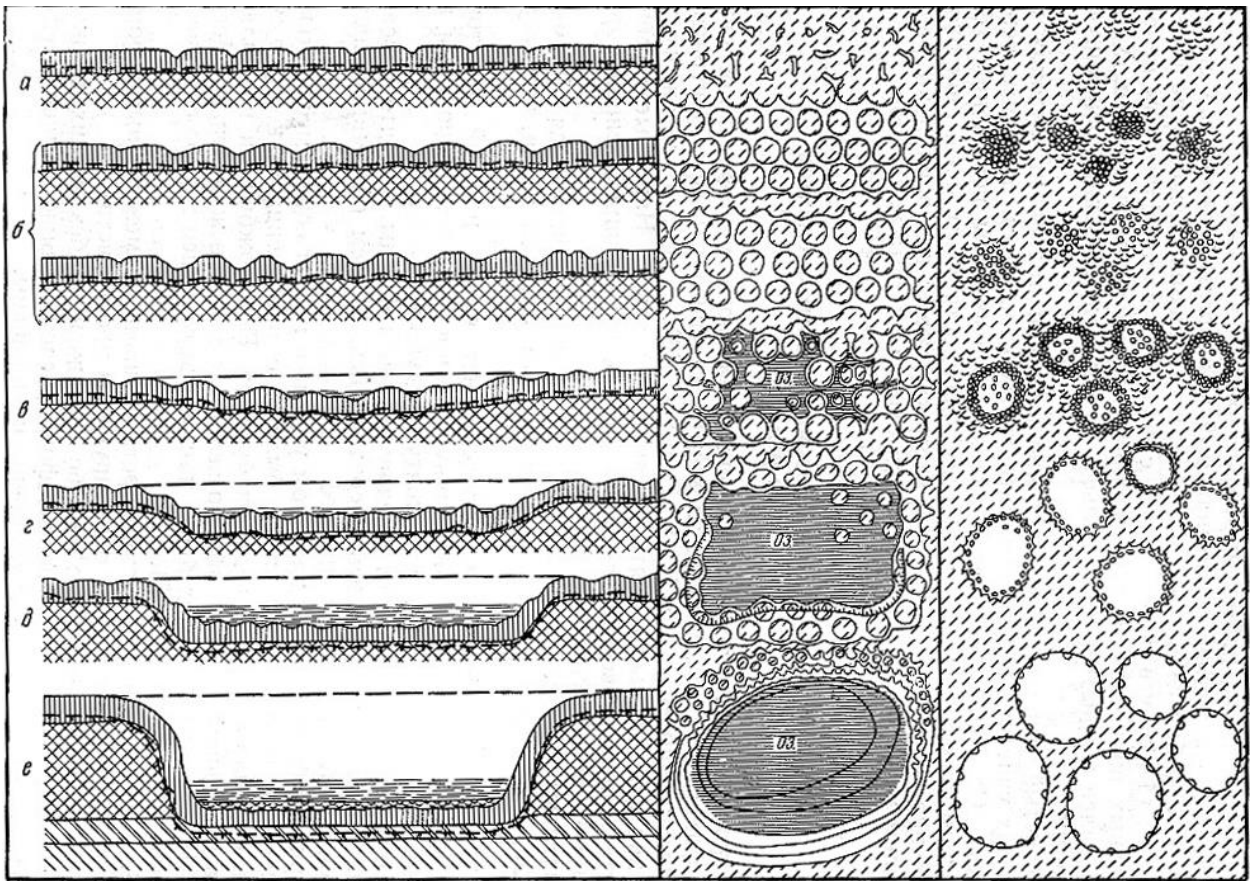


Рис. 1.7. Схема строения (поперечный профиль и план) термокарстовых форм рельефа, соответствующих начальным стадиям их развития (Соловьев, 1962). Условные обозначения см. рис. 5. а – зачаточный былар; б – былар; в – иё, г, д – дюёдя, е – тымпы.

Развитие аласов с самых ранних стадий может происходить как в отсутствие эрозионной деятельности, так и с ее участием (Соловьев, 1962). При дальнейшем развитии замкнутых аласных котловин помимо термокарста активную роль в преобразовании рельефа играют термоэрозионные и термоденудационные процессы (Романовский, 1961; Соловьев, 1962; Воскресенский, Плахт, 1981 и др.). Активное участие в развитии термокарстовых озер в отложениях ЛК принимают также термоабразивные процессы (Романовский, 1961; Томирдиаро, Рябчун, 1973).

Описанные П. А. Соловьевым формы термокарстового рельефа относятся к так называемому необратимому термокарсту, развивающемуся при протаивании залежей пластового льда, погребенного ледникового льда или полигонально-жильных льдов ЛК (Томирдиаро, Рябчун, 1973). В остальных случаях развивается обратимый термокарст.

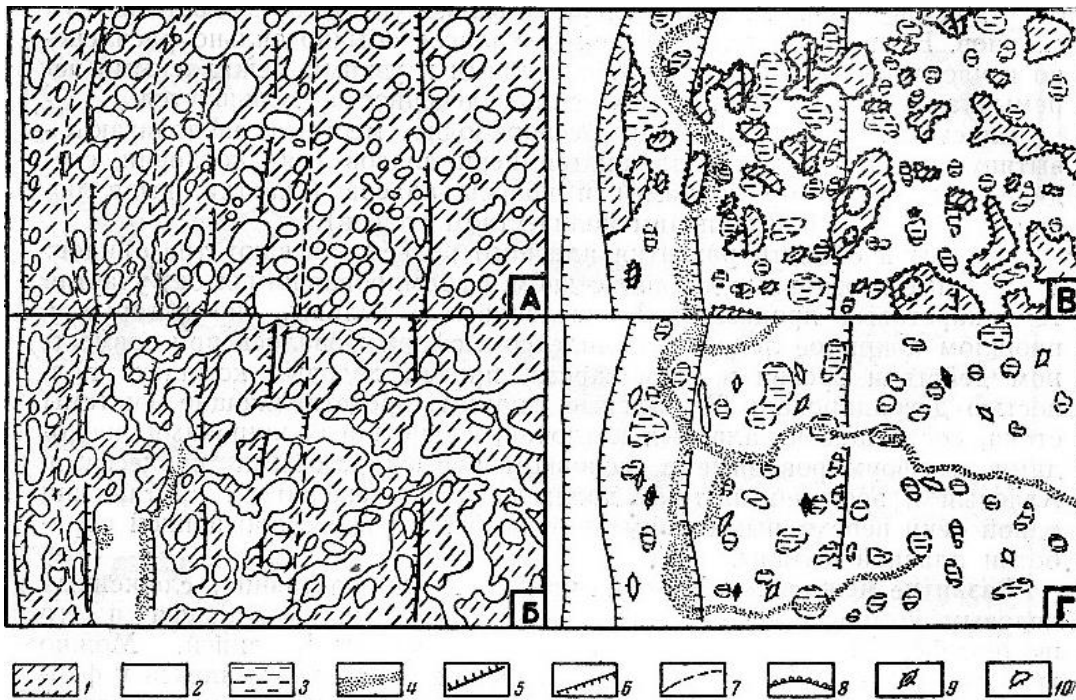


Рис. 1.8. Разновидности аласного рельефа (план), соответствующие последовательным стадиям его развития (Соловьев, 1962). А – аласно-котловинный рельеф; Б – аласно-долинный рельеф; В – аласно-останцовый рельеф; Г – послеаласный рельеф. 1 – межаласье; 2 – днища аласов и послеаласная долина; 3 – послеаласные котловины; 4 – современные долины; 5 – уступы термотеррас; 6 – уступы древних речных террас; 7 – уступы речных террас, покрытые ледовым комплексом; 8 – краевой уступ межаласья; 9 – бугнуньяхи; 10 – термоостанцы.

Факторы развития термокарста. Предпосылкой для развития термокарста в районах распространения отложений ЛК служит наличие мощных жильных льдов и общая высокая льдистость отложений, а основной причиной развития термокарста является увеличение мощности СТС до глубин залегания подземных льдов (Кудрявцев, 1958; Качурин, 1961). Ю. Л. Шур (1988) обобщив причины, приводящие к развитию термокарста, выделил группы процессов, приводящие к изменению теплового и водного баланса (табл. 1.1).

Табл. 1. 1. Причины возникновения термокарста (Шур, 1988)

Процессы	Изменение теплового баланса		Изменение водного баланса	
	Увеличение прихода тепла	Уменьшение термического сопротивления поверхности	Увеличение разности осадки-испарение	Изменение условий дренирования
Природные	Потепление климата; усиление континентальности	Смена растительного покрова; минерализация органогенного горизонта	Увеличение количества осадков; уменьшение испарения; увеличение снежного покрова	Неотектонические движения
Техногенные	Искусственные источники тепла	Минерализация органогенного горизонта; уничтожение почвенно-грунтового слоя	Искусственное обводнение	Подпруживание поверхностного стока

На приморских низменностях Якутии наиболее благоприятные условия для развития термокарста создавались на плоских водораздельных поверхностях участков "стыков" тектонических структур, в центральной части поднимающихся блоков, а также участков тектонического опускания (Великоцкий, 1974; Каплина и др., 1986; Тарасенко и др., 2013).

Обобщение Т. Н. Каплиной (2009) имеющихся радиоуглеродных датировок ЛК и аласного комплекса в пределах приморских низменностей Якутии показало, что все аласные отложения, залегающие у поверхности, имеют голоценовый возраст. Радиоуглеродные датировки отложений ЛК и аласных толщ, а так же результаты моделирования показали, что прекращение накопления ЛК и начало массового образования термокарстовых озер произошло 13–12 тыс. л.н., а озерное осадконакопление сменилось болотным уже к бореальному времени 8–9 тыс. л.н. (Тумской, 2002; Каплина, 2009). Кардинальная смена климата на рубеже неоплейстоцена – голоцена из резко континентального на влажный морской привели к смене водного баланса от дефицитного к избыточному в результате глобального потепления и трансгрессии моря (Шер, 1997). Т. Н. Каплина (2009) выделяет следующие наиболее важные климатические причины развития так называемой "термокарстовой волны": повышение зимних и среднегодовых температур воздуха, сокращение инсоляции и уменьшение испарения за счет увеличения облачности, увеличение количества осадков. Смена озерного осадконакопления болотным 10–11 тыс. л.н. говорит о возникновении в этот период эрозионной сети, в результате чего происходил активный спуск термокарстовых озер. Уровень водной поверхности термокарстовых озер регулируется колебаниями базиса эрозии (Лахтина, Корейша, 1978; Воскресенский, Плахт, 1981). После климатического оптимума голоцена 8–9,5 тыс. л.н. при последующем похолодании климата вплоть до сегодняшнего времени происходит снижение активизации термокарстовых процессов, развитие которых принимает локальный характер.

Типы термокарстовых озер. По классификации, предложенной Б.И. Втюриным (1974) для района бассейна р. Яна, озера, формирование которых шло с участием термокарстовых процессов, подразделяются на термокарстовые (аласные, образующиеся в пределах отложений ЛК, и пойменные, формирующиеся в пределах современной поймы) и гетерогенные (старично-термокарстовые, лагунно-термокарстовые, полигонально-термокарстовые). Ф. А. Романенко (1997) разделяет озера, сформировавшиеся с участием термокарстовых процессов на первично-термокарстовые с глубинами до 3 м, остаточно-термокарстовые на днищах аласов с глубинами до 1 м, собственно термокарстовые с большими глубинами, ледниково-термокарстовые и эрозионно-термокарстовые. В англоязычной литературе озера, расположенные в пределах отложений ЛК называют "yedoma lakes", а озера, расположенные в аласной котловине – "alas

lakes" (Ulrich et al., 2017). В настоящей работе рассматриваются озера только термокарстового генезиса, расположенные в пределах аласных котловин или отложений ЛК и называемых, соответственно, едомные и аласные термокарстовые озера.

1.3 Изучение озерно-термокарстового рельефа и его динамики по данным аэрофото- и космической съемки

1.3.1. Использование дистанционных методов для изучения озерно-термокарстового рельефа приморских низменностей Якутии

Первые аэрофотоснимки на территорию приморских низменностей Якутии появились в 1949-1951 гг. (Романенко, 2011). На основе дешифрирования аэрофотоснимков масштаба 1:70000 Ю. П. Баранова (1957) впервые выделила основные стадии развития термокарстового рельефа: 1) рельеф с начальными формами термокарста; 2) рельеф с формами зрелого термокарста; 3) останцово-аласный рельеф; 4) аласные равнины и крупные слившиеся аласы. Выделенные типы рельефа легли в основу составленной автором геоморфологической карты восточной части Колымской низменности.

На основе анализа аэрофотоснимков В. В. Колпаковым (1982) проводился анализ современного термокарстового рельефа районов распространения отложений ЛК в Якутии. Автором выделено 6 морфологических типов едомы (рис. 1.9).

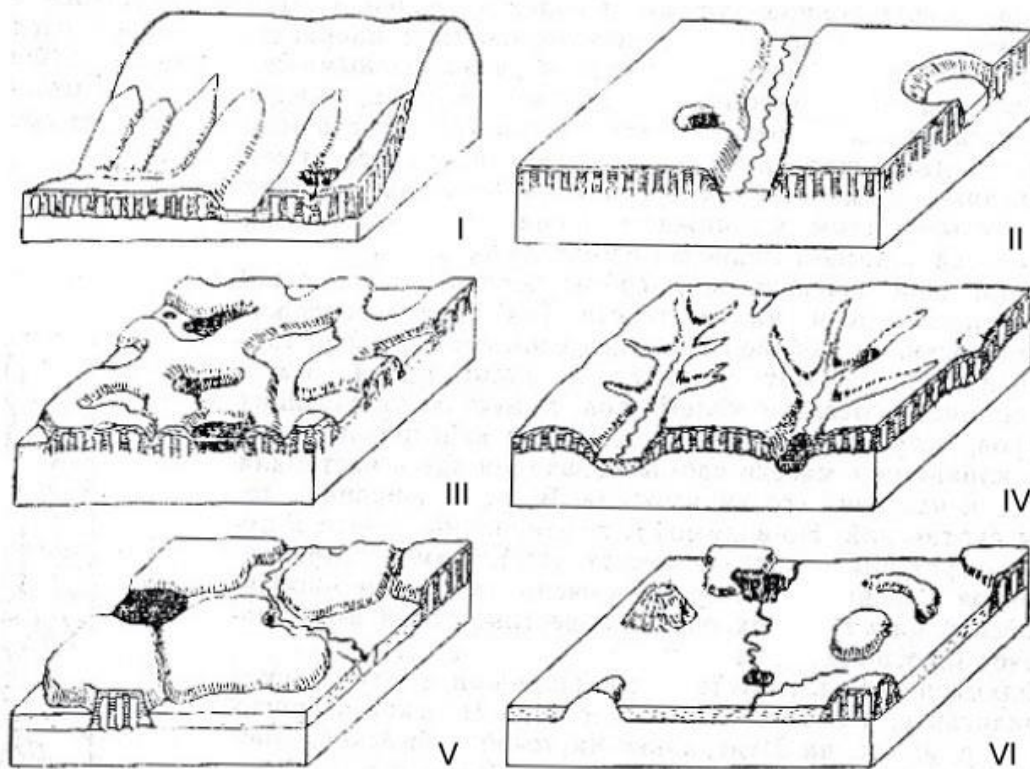


Рис. 1.9. Едома в современном рельефе (Колпаков, 1982): I – облакающая склоны; II – массивная; III – перемычковая; IV – перисто- и пальчаторассеченная; V – обособленцевая; VI – недотайная.

Т. Н. Каплина с соавторами (1986) на основе анализа рельефа низовьев р. Колымы по аэрофотоснимкам масштаба 1:35000 выделила два основных морфологических типа едомы: куполообразные или валообразные массивы и террасовидные массивы (рис. 1.10). Так же авторами в той же работе проведен анализ глубины расчленения едомы аласами.



Рис. 1.10. Схематическая карта уровней рельефа в низовьях р. Колымы (Каплина и др., 1986): 1 – горы; 2 – склоны подножий гор с абсолютными высотами от 60 до 100 м; 3–5 – куполообразная (валообразная) едома высотой: 3 – более 80 м; 4 – 60–80 м; 5 – 40–60 м; 6–7 – террасовидная едома высотой: 6 – 40–70 м; 7 – 20–40 м; 8 – аласная равнина; 9–10 – дельта р. Колымы высотой: 9 – более 10 м; 10 – менее 10 м; 11 – лайда; 12 – пойма рек; 13 – I и II надпойменные террасы; 14 – выходы коренных пород на поверхность. Цифры в кружках: 1 – Чукочья-Коньковский вал; 2 – Лево-Колымский вал; 3 – Колымо-Омолойский вал; 4 – Дуванный купол; 5 – Тимкинский купол; 6 – Мало-Аньюйский купол.

Доступность космических снимков и начало активного использования ГИС-технологий с 2000-х гг. дали возможность проводить анализ термокарстового рельефа на новом уровне. Для районов приморских низменностей Якутии наиболее изученным является район дельты реки Лены, где ведутся многолетние российско-германские исследования. Результаты пространственного анализа термокарстового рельефа этого региона представлены в работах Г. Гроссе (Grosse et al., 2005; Grosse et al., 2006 и др.), А. Моргенштерн (Morgenstern et al., 2008; 2011; 2013), М. Ульриха (Ulrich et al., 2009), Ф. Гюнтера (Гюнтер и др., 2010; Günther et al., 2010; 2013; 2015) и др. На полуострове Широкостан Яно-Индигирской низменности проведено исследование термокарстового рельефа и влияния неотектоники на развитие рельефа и современную динамику термокарстовых озер (Тарасенко и др., 2013).

1.3.2. Современное состояние изученности динамики озерно-термокарстового рельефа по данным аэрофото- и космической съемки

С точки зрения масштабов преобразования рельефа, термокарст является наиболее распространенным экзогенным рельефообразующим процессом (Воскресенский, 2001), основным проявлением которого на аккумулятивных равнинах Арктики и Субарктики являются термокарстовые озера и сформированные на месте их спуска озерно-термокарстовые котловины. Изменение площади термокарстовых озер может рассматриваться как важный индикационный признак реакции мерзлотных ландшафтов на современное потепление климата (Кравцова, Быстрова, 2009). В настоящее время во многих регионах Арктики отмечается активизация термокарстовых и термоэрозионных процессов в результате потепления климата и увеличения глубин оттаивания сезонно-талого слоя, что приводит к изменению водного баланса и перестройке гидросети (Григорьев и др., 2009; Конищев, 2011; Jorgenson et al., 2001; Yoshikawa and Hinzman, 2003; Hinzman et al., 2005; Romanovsky et al., 2010; Karlsson et al., 2012; Liljedahl et al., 2016 и др.). Активные исследования динамики термокарстовых озер с использованием дистанционных данных начались с 2000-х гг.

Изученность динамики площади и количества термокарстовых озер в различных районах Арктики и Субарктики. В районах Арктики и Субарктики исследования проводились в Канаде (Payette et al., 2004; Plug et al., 2008; Sannel and Brown, 2010; Sannel and Kuhry, 2011; Marsh et al., 2009; Labrecque et al., 2009; Lantz and Turner, 2015; Olthof et al., 2015), на Аляске (Osterkamp et al., 2000; Yoshikawa and Hinzman, 2003; Riordan et al., 2006; Hinkel et al., 2007; Jones et al., 2011; Rover et al., 2012; Chen et al., 2012; 2013; Jones and Arp, 2015; Andresen, Loughheed, 2015; Jepsen et al., 2015), в Скандинавии (Zuidhoff and Kolstrup, 2000; Luoto M., Seppala, 2003; Sannel and Kuhry, 2011). На территории России изучение динамики заозеренности в районах распространения ММП проводилось в европейской части России (Елсаков, Марущак, 2011; Смирнова и др., 2013), в Западной Сибири (Кирпотин и др., 2008; Днепровская и др., 2009; Кравцова, Тарасенко, 2010; Брыксина, Полищук, 2015; Smith et al., 2005; Sannel and Kuhry, 2011; Karlsson et al., 2012; 2014), в центральной Якутии (Босиков, 1991; Кравцова, Тарасенко, 2011; Voike et al., 2016; Ulrich et al., 2017). На приморских низменностях Якутии исследования по динамике термокарстовых озер проводились в районе дельты р. Лена (Гюнтер и др., 2010; Кравцова, Быстрова, 2009; Родионова, 2013; Grosse et al., 2008; Hese et al., 2010; Nitze, Grosse, 2016), района п-ва Широкостан Яно-Индибирской низменности (Тарасенко и др., 2013). Районы исследования динамики термокарстовых озер на территории России показаны на карте (рис. 1.11), составленной Т. В. Родионовой (2013).



Рис.1.11. Районы исследования динамики термокарстовых озер на территории России (Родионова, 2013).

В этой работе автором проведен анализ изменения заозеренности в районах распространения термокарста 39 эталонных участков различных регионов России за период с 1970-х по 2000-е гг. (рис. 1.12).

По картам (рис. 1.11, 1.12) хорошо видно, что наиболее изученными в отношении изменения заозеренности являются территория Западной Сибири и север европейской части России. Районы приморских низменностей Якутии изучены слабо.



Рис. 1.12. Расположение эталонных участков, проанализированных в исследовании Родионовой (2013).

Динамика заозеренности. В различных регионах Арктики и Субарктики происходят разнонаправленные процессы изменения площади термокарстовых озер. В районах прерывистого распространения ММП преобладают процессы уменьшения площади озер (Кирпотин и др., 2008; Елсаков, Марущак, 2011; Fitzgerald et al., 2003; Yoshikawa, Hinzman, 2003; Smith et al., 2005; Chen et al., 2012; Rover et al., 2012; Karlsson et al., 2012; 2014 и др.), хотя для некоторых территорий, например, в центральной части Аляски (Osterkamp et al., 2000; Jorgenson et al., 2001) или в районе Гудзонова залива в Канаде (Payette et al., 2004), наблюдается увеличение площади озер. В литературе существует представление, что в зоне сплошного распространения ММП преобладает увеличение площади термокарстовых озер (Smith et al., 2005; Jones et al., 2011; Olthof et al., 2015). Однако анализ литературных данных по исследованию динамики зоны сплошного распространения ММП показал, что в разных регионах наблюдаются тенденции как уменьшения, так и увеличения заозеренности (табл. 1.2). Увеличение площади озер наблюдается в районах Центральной Якутии, Тибетского нагорья, некоторых районах северо-западной части Канады. На территории северной части Западной Сибири отмечаются разнонаправленные тенденции изменения площади озер (Таблица 1.2).

Табл. 1.2. Исследования динамики термокарстовых озер зоны сплошного распространения ММП в Евразии и Северной Америке

Район	Минимальный размер озер	Результаты по изменению площади озер	Период наблюдений, материалы (разрешение дистанционных данных)	Авторы
Европейская часть России				
Югорский п-ов, 10500 км ²	0,05 км ²	Уменьшение площади озер	1973, 1988, 1999 и 2007 гг., Landsat (80м и 30м)	Елсаков, Марушак, 2011
Большеземельская тундра, 24500 км ²	0,02 км ²	Уменьшение заозеренности на 0,15 %	1984-1986, 2006-2010, Landsat (80 и 30 м).	Родионова, 2013
Сибирь				
Север Западной Сибири	0,4 км ²	Увеличение площади озер на 12%	1973, 1997-1998, Landsat (80, 30 м).	Smith et al., 2005
Север Западной Сибири, 5 участков	0,2 км ²	Увеличение площади озер на 7-12 %	1973,2001-2006. Landsat (80 и 30 м), Meteor-3M (35 м)	Кирпотин и др., 2008
Север Западной Сибири, 180 тыс. км ²	0,02 км ²	Уменьшение заозеренности до 1,4 %, увеличение до 0,4%	1973-1985/1988, 2001-2011 Landsat (80, 30 м).	Родионова, 2013
П-ов Таймыр, 185x185 км ²	Нет данных	Без изменений	1987-2001 Landsat (80, 30 м)	Кравцова, Быстрова, 2009
Среднесиб. плоскогорье, 185x185 км ²	Нет данных	Без изменений	1987-2001 Landsat (80, 30 м)	
Приморские низменности Якутии				
Яно-Индибирская низменность (центральная часть), 185x185 км ²	Нет данных	Разнонаправленные изменения	1972-2000, Landsat (80, 30 м)	Кравцова, Быстрова, 2009
Дельта Лены, 185x185 км ²	Нет данных	Нет значимых изменений	1987-2001 Landsat (80, 30 м)	
Дельта Лены	0,005 км ²	Уменьшение площади озер	1975, 2009, Hexagone (10 м), RapidEye (6,5 м)	Hese et al., 2010
Дельта Лены, о-в Курунгнах-Сисе, 80 км ²	Нет данных	Уменьшение на 3,5 %, увеличение на 2%.	1964, 2006, CORONA (2 м), ALOS PRISM (2,5 м)	Günther et al., 2010
Яно-Индибирская низменность, 15 тыс. км ²	0,02 км ²	Увеличение заозеренности на 0,4 – 1,6%, уменьшение на 0,2-0,4%	1972, 20011. Landsat (80, 30 м)	Родионова, 2013
Колымская низменность (зона тайги), 25 тыс. км ²	0,02 км ²	Уменьшение заозеренности на 1-1,2%, увеличение на 0,2%	1973/74, 2001. Landsat (80, 30 м)	Родионова, 2013
Центральная Якутия				
Центральная якутская равнина, 185x185 км ²	Нет данных	Увеличение площади озер более чем в 2 раза	1976-2001, Landsat (80, 30 м)	Кравцова, Быстрова, 2009
Центральная Якутия, 23000 км ²	0,02 км ²	Увеличение площади озер на 30%	1967/1973, 2007/2009, CORONA (2 м), Landsat (80, 30 м).	Родионова, 2013
Центральная Якутия, район междуречья Лены и Вилюя, 315 тыс. км ²	Нет данных	Общая площадь озер увеличилась на 18 %	2002, 2009 Landsat (30 м)	Boike et al., 2016

Центральная Якутия, Ленно-Алданское междуречье	Нет данных	Увеличение площади озер в аласах на 7%, и на едоме – на 6%, возникновение новых озер на едоме	1944, 1952, 1965, 1967, 1971, 1980, 1987, 1992, 2010, 2012 Аэрофотоснимки (0,5 – 6 м), CORONA (5 м), AlosPrism (2,5 м), Pleiades-1A (0,6 м).	Ulrich et al., 2017
Долина Малого Анюя, 185x185 км ²	Нет данных	Без изменений	1972-2000, Landsat (80, 30 м)	Кравцова, Быстрова, 2009
Побережье Чукотского моря, 7000 км ²	0,02 км ²	Уменьшение заозеренности на 0,1 %, увеличение на 0,15%	1974, 2002/2007 Landsat (80, 30 м)	Родионова, 2013
Анадырский залив, 35 тыс. км ²	0,02 км ²	Уменьшение заозеренности на 0,1-0,6, увеличения нет	1974, 2001/2002 Landsat (80, 30 м)	Родионова, 2013
Тибет				
Тибетское нагорье, 2500 км ²	Нет данных	Увеличение площади озер	1969, 2003, 2010 Аэрофотоснимки, SPOT-5 (2,5, 10 м)	Luo et al., 2015
Аляска				
Арктические приморские равнины	0,002 км ²	Без значимых изменений (+1%)	1954, 1978, 1999 Аэрофотоснимки, Landsat (30 м)	Riordan et al., 2006
Арктические приморские равнины, 34570 км ²	0,1 км ²	Частичное или полное уменьшение площади 50 озер из 7400	1974, 1977, 2000, Landsat (80, 30 м)	Hinkel et al., 2007
Арктические приморские равнины, 1200 км ²	0,1 км ²	Уменьшение площади озер на 0,8%	1985, 1995, 2000, 2002, 2005, 2007 Landsat (30 м)	Jones et al., 2009
П-ов Сьюард, 700 км ²	0,001 км ²	Уменьшение площади озер на 15%	1950/1951, 1978, 2006/07 Аэрофотоснимки, IKONOS (1м)	Jones et al., 2011
Северо-восток Аляски	0,0009 км ²	Общее уменьшение площади озер на 6 %	1951, 1978, 2005 Аэрофотоснимки, QuickBird (0,7 м)	Necsoiu et al., 2013
Арктические приморские равнины	0,0001 км ²	Уменьшение площади озер на 30%	1948, 2002, 2008, 2010 Аэрофотоснимки (0,7м), QuickBird (0,7), WorldView (0,5м)	Andresen, Loughheed, 2015
Канада				
Западная часть Канадской Арктики, п-ов Тактояктас, 12500 км ²	0,003 км ²	Увеличение площади озер на 14%	1978, 1991/1992, 2000/2001 Landsat (80, 30 м)	Plug et al., 2008
Западная часть Канадской Арктики, бассейн р. Олд Кроу 5600 км ²	Озера более 0,00025 км ²	Уменьшение площади озер на 3,5%.	1951, 1952, 1972, 2001 Аэрофотоснимки, Landsat (15 м)	Labrecque et al., 2009
Западная часть Канадской Арктики, 10000 км ²	Нет данных	Уменьшение площади озер	1950-1973, 1973-1985, 1985-2000 Аэрофотоснимки	Marsh et al., 2009
Западная часть Канадской Арктики, равнины Олд Кроу, 5600 км ²	Нет данных	Уменьшение площади озер на 5%	1951/1952, 1972-1982, 1983, 1984-2010, Аэрофотоснимки (15 м), Landsat (80, 30 м) SPOT-5 (10 м)	Lantz, Turner, 2015
Западная часть Канадской Арктики, Приморские равнины Тактояктас	Нет данных	Преобладает увеличение площади озер	1985-2011 Landsat (30 м)	Olthof et al., 2015

Из анализа таблицы следует, что уменьшение заозеренности характерно для Арктической приморской равнины и п-ва Сьюард на Аляске, западной части Канадской Арктики, приморских низменностях Якутии и на Чукотке. Отсутствие значимых изменений площади озер установлено для районов полуострова Таймыр, Среднесибирского плоскогорья и долины Малого Анюя на Чукотке. Необходимо отметить, что на фоне тренда увеличения заозеренности отмечается уменьшение площади некоторых озер, а на фоне тенденции к уменьшению заозеренности, часто наблюдается увеличение площади отдельных озер.

Большая часть исследователей для анализа динамики заозеренности использует космические снимки Landsat с разрешением 80 и 30 м, что позволяет охватить большие по площади территории. При использовании снимков Landsat минимальная площадь учитываемых озер по данным различных исследователей составляла от 0,02 до 0,4 км². Различие в площади озер, выбранных для исследований, влияло на точность оценки динамики заозеренности и приводило к противоречивым результатам на одних и тех же участках, например, на территории северной части Западной Сибири (табл. 1.2). Использование аэрофото- и космических снимков высокого разрешения (<2 м) менее распространено и применяется для небольших по площади участков. Высокое разрешение дистанционных данных позволяет учитывать озера площадью более 0,0001 км².

Различия в результатах оценки динамики озер могут быть связаны с тем, что ряд исследователей для выявления изменений заозеренности используют все термокарстовые озера (Smith et al., 2005; Jones et al., 2009; Labrecque et al., 2009; Jones et al., 2011), в то время как другие учитывают при оценке заозеренности только закрытые или замкнутые термокарстовые озера, не имеющие поверхностного водостока, связывающего озеро с рекой или другим типом гидросети (Riordan et al., 2006; Plug et al., 2008; Chen et al., 2012; Karlsson et al., 2012; Rover et al., 2012). Так, для района Юконских равнин на Аляске, расположенного в зоне прерывистого распространения ММП, показано, что изменчивость динамики площади открытых озер, связанных с гидросетью, в два раза выше, чем закрытых (Chen et al., 2013).

Важным моментом при исследовании динамики термокарстовых озер являются значительные изменения их площади в теплый период года. Общей закономерностью сезонной динамики озер является падение уровня воды в озере к концу лета. В ряде работ приводятся данные по сезонной динамике термокарстовых озер (Кравцова, Тарасенко, 2011; Labrecque et al., 2009; Arp et al., 2011; Rover et al., 2012; Chen et al., 2013). В некоторых работах показано, что внутрисезонная изменчивость площади озер в приморских районах Аляски и Канады, расположенных в зоне сплошного распространения ММП, коррелирует с суммой осадков в предшествующие 12 месяцев (Plug et al., 2008; Jones et al., 2009), однако для района Западной

Сибири в районе рек Пур и Надым, расположенных преимущественно в зоне прерывистых ММП, такую зависимость не обнаружили (Karlsson et al., 2012). Для территории равнины Юкон, расположенной в пределах распространения прерывистых ММП, выявлено, что внутрисезонная изменчивость за разные годы выше в июне и июле, чем в августе и сентябре (Кравцова, Тарасенко, 2011; Chen et al., 2013). Поэтому для выявления межгодовой многолетней динамики термокарстовых озер необходимо использовать ДДЗЗ за август–сентябрь. Однако во многих исследованиях космические снимки используются за весь теплый период с июня по сентябрь, что связано с тем, что снимки нужного качества не всегда доступны только за август–сентябрь.

Динамика заозеренности в районах распространения ЛК. Исследования динамики заозеренности в районах распространения ЛК на Аляске (Jones et al., 2011) и приморских низменностях Якутии (Кравцова, Быстрова, 2009; Родионова, 2013; Günther et al., 2010) показали, что преобладающим трендом является уменьшение площади озер. Вместе с тем, на этом фоне наблюдается и увеличение площади отдельных озер. Так, в районе дельты р. Лены на участках едомы на фоне на 3,5 %-ого сокращения суммарной площади озер, наблюдалось увеличение площади отдельных озер на 2 % (Günther et al., 2010). В целом, в районах центральной Якутии преобладает увеличение площади термокарстовых озер (табл. 1.2). Так, детальные исследования в районе Лено-Алданского междуречья показали, что с 1944 г. происходит увеличение площади озер как в аласных котловинах, так и на едоме, где также отмечено появление новых озер на едоме, что говорит об активизации термокарста в этом районе (Ulrich et al., 2017).

Факторы динамики заозеренности. В большей части исследований данные по динамике площади термокарстовых озер сопоставляются с метеорологическими и гидрологическими данными. Было установлено, что на изменение заозеренности оказывают влияние следующие факторы: температур воздуха (March et al., 2009; Lou et al., 2015 и др.), количество осадков (Кравцова, Тарасенко, 2011; Plug at al., 2008; Jones et al., 2009; Labrecque et al. 2009), температуры воздуха и количество осадков только в летний период (Елсаков, Марущак, 2011; Lanz, Turner, 2015; Andresen, Lougheed, 2015), водный баланс (Labrecque et al. 2009; Jones et al., 2011; Chen et al., 2012; Lou et al., 2015). Канадские исследователи, используя анализ стабильный изотопов кислорода воды, показали, что уменьшение площади озер происходит в результате увеличения испаряемости в условиях повышения летних температур (Labrecque et al., 2009). В некоторых работах значимых изменений заозеренности от климатических факторов не выявлено (Родионова, 2013; Riordan et al., 2006; Jones at al., 2011). По другим данным, на изменение заозеренности может влиять образование ледяных заторов на реках (Chen at al., 2012; Jepsen et al., 2015). По результатам детального исследования динамики

одного из озер района Арктических приморских равнин Аляски был сделан вывод о том, что катастрофическому спуску озера предшествовали высокие значения осадков в виде снега зимой и дождя ранним летом, приведшие к поднятию уровня озера и последовавшему формированию водостока (Jones et al., 2015). Для территории Центральной Якутии выявлена зависимость между колебаниями площади термокарстовых озер, количеством осадков и температуры воздуха в зимний период, увеличением мощности СТС. При этом, на динамику площади озер, расположенных на едомах, влияют так же и метеоусловия летнего периода (Ulrich et al., 2017).

Многие исследователи отмечают влияние криолитологического строения пород, тектоники и рельефа на динамику заозеренности (Босиков, 1991; Родионова, 2013; Yoshikawa and Hinzman, 2003; Hinkel et al., 2005; Jorgenson and Shur, 2007; West and Plug, 2008; Marsh et al., 2009; Chen et al., 2012; Fedorov et al., 2014; Ulrich et al., 2017).

Мощность высокольдистой толщи определяет глубины термокарстовых озер и особенности последующего развития озерно-термокарстовых котловин (West and Plug, 2008). Важную роль в динамике площади играют размеры и глубина термокарстовых озер. Более глубокие и крупные по площади термокарстовые озера не промерзают до дна, имеют большего размера талик, характеризуются более активными термоабразионными процессами и т.д. (Шур, 1988; West and Plug, 2008 и др.). Озера с малыми глубинами промерзают до дна, имеют талик меньшей мощности, их тепловой поток в три раза меньше, чем в непромерзающих озерах (Jeffries et al., 1999). В зависимости от географической широты мощность озерного льда может достигать 1 м в экстраконтинентальном климате центральной Якутии (Ulrich et al., 2017), 2 м в северных районах с морским арктическим климатом (Arp et al., 2015). Исследования термокарстовых озер с различными глубинами проведены на Арктических приморских равнинах Аляски, где такие озера составляют до 2/3 от общего числа термокарстовых озер (Arp et al., 2015). Результаты показали, что освобождение ото льда в промерзающих до дна озерах происходит в среднем на 17 дней раньше, чем в озерах, не промерзающих до дна, причем разница может достигать 30 дней. Более длительный период, при котором озеро свободно ото льда, обуславливает большее испарение, что подтверждено изотопным анализом кислорода воды. Быстрое сокращение площади неглубоких озер связано с потеплением климата, (Surdu et al., 2014; Arp et al., 2015).

В зоне прерывистого распространения ММП уменьшение площади озер может происходить в результате инфильтрации воды через талик (Yoshikawa, Hinzman, 2003; Chen et al., 2012; Jepsen et al., 2013). В зоне же сплошного распространения ММП спуск озер происходит латерально через существующую гидросеть (Jones et al., 2011; Jones and Arp, 2015).

Канадскими исследователями в районе Юконских равнин показана взаимосвязь между типом четвертичных отложений и различиями в тенденции изменения площади озер (Chen et

al., 2012). Подобный анализ проведен и в центральной Якутии, показавший различия в динамике заозеренности на разных террасах р. Лены, характеризующихся разным составом и криолитологическим строением (Ulrich et al., 2017).

Влияние неотектоники на динамику термокарстовых озер п-ва Широкостан Яно-Индигирской низменности было рассмотрено в работе Т. В. Родионовой (2013). Автором показано, что на участках тектонических опусканий происходит активизация термокарста, выражающаяся в увеличении площади большей части термокарстовых озер, в то время как на участках тектонических поднятий изменения площади озер не выявлено.

Расположение термокарстовых озер в рельефе на разных гипсометрических уровнях так же оказывает влияние на динамику заозеренности. Работы, в которых анализируется рельеф, немногочисленны (Chen et al., 2012; Jepsen et al., 2015). Было показано, что цифровые модели рельефа высокого разрешения необходимы для оценки скорости просадки термокарстовых озер (Ulrich et al., 2017).

На динамику озер могут оказывать влияние так же антропогенные факторы. Так, на Арктических приморских равнинах Аляски в районе п-ва Барроу в результате опроса местного населения установлено, что за период с 1970-х по 2000 гг. что около трети случаев спуска озер произошло в результате случайного или намеренного антропогенного воздействия (Hinkel et al., 2007). В районах центральной Якутии в результате хозяйственной деятельности человека, в частности, сведения леса, наблюдается активизация термокарста на нарушенных участках (Федоров, Константинов, 2009).

Таким образом, анализ литературных данных показал, что динамика площади термокарстовых озер обусловлена как климатическими, так и геологическими и геоморфологическими факторами. В районах сплошного распространения ММП на территории приморских низменностей Арктики с морским климатом преобладающей тенденцией является уменьшение заозеренности, в то время как в условиях экстраконтинентального климата центральной Якутии и Тибетского нагорья наблюдается увеличение площади озер.

Глава 2. Физико-географическая характеристика тундровой зоны Колымской низменности

2.1. Географическое положение

Тундровая зона Колымской низменности является частью приморских низменностей севера Якутии. Район исследований целиком расположен в пределах распространения ЛК и ограничен на востоке Халлерчинской тундрой, сложенной песчаными отложениями (Архангелов, 1977; Спектор, 1980), а с запада – цепочкой скальных останцов кряжа Суор-Уята и районом левобережья р. Алазеи (рис. 2.1). С севера территория омывается водами Восточно-Сибирского моря. Южная граница тундры различными исследователями проводится по-разному. В представленной работе при проведении границы были использованы космические снимки Landsat 7 ETM+ с разрешением 30 м и топографические карт масштаба 1:200000 и 1:500000.

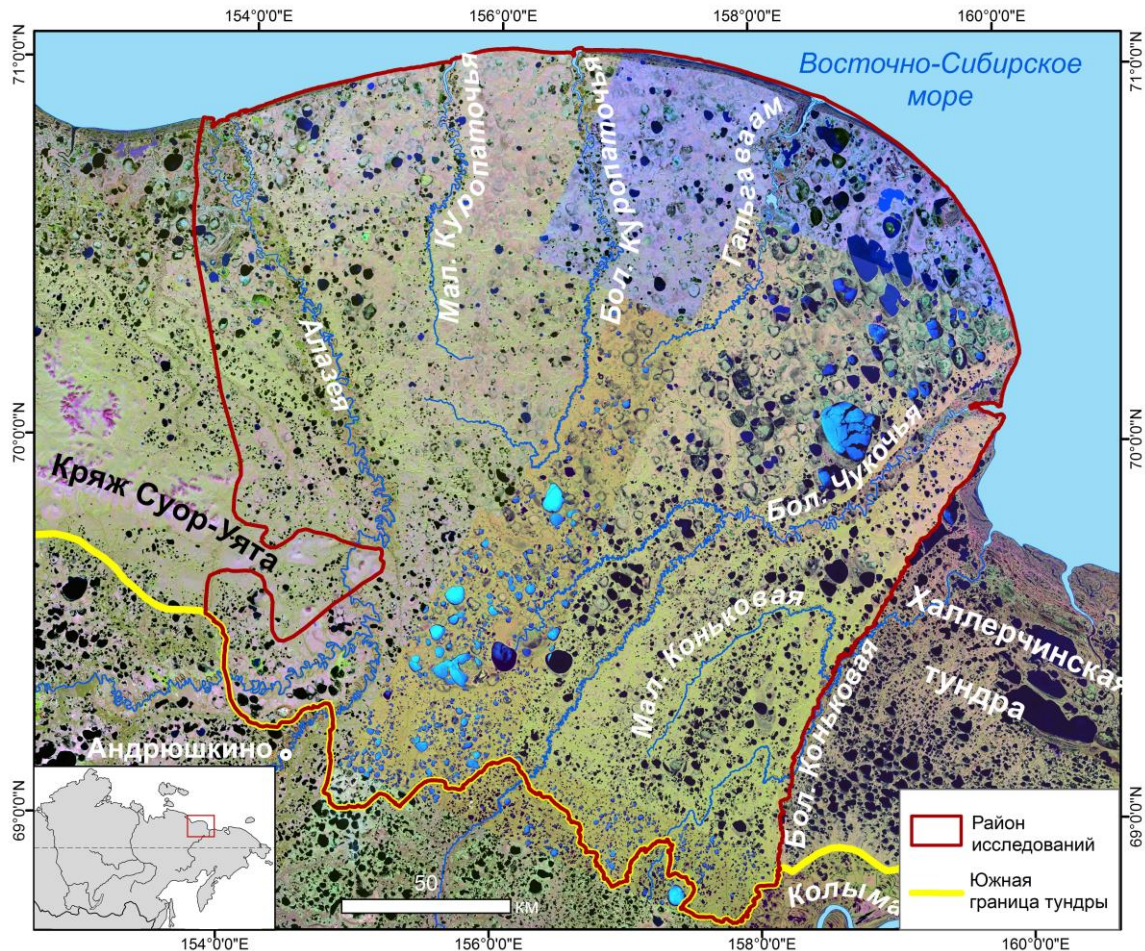


Рис. 2.1. Район исследований – тундровая зона Колымской низменности.

Район исследований расположен в пределах Алазее-Колымской озерно-термокарстовой ландшафтной провинции (Федоров, 1991). Площадь тундровой зоны Колымской низменности, исключая Халлерчинскую тундру, составляет 44406 км².

2.2. Геологическое строение и рельеф

Геологическое строение. Исследуемый район расположен в области устойчивого прогибания с олигоцен-неоплейстоценового времени, что обусловило накопление толщи рыхлых отложений мощностью до 500 м, целиком перекрывающих докайнозойское основание (Баландин, 1980; Государственная геологическая..., 2000б). Представление о стратиграфии рыхлого чехла территории сформировано на основании исследования опорных обнажений в среднем и нижнем течении р. Бол. Чукочьа, долине р. Коньковая, среднем течении р. Алазеи (Шер, 1971; Архангелов, 1977; Архангелов и др., 1979; Каплина, 1981; Каплина и др., 1981; Решения..., 1987). Большим вкладом в изучении геологического строения стали буровые работы, проводившиеся под руководством Д. А. Гиличинского с 1970-х гг., целью которых было изучение геологического строения ниже уреза воды на участках известных опорных обнажений (Гиличинский, 2002; Ривкина и др., 2006).

В районе так называемого олерского поднятия в междуречье рек Алазея и Бол. Чукочьа в среднем их течении (Шер, 1971) скважинами на глубине 12–25 м под урез воды вскрыты наиболее древние отложения позднеплиоценовой тумус-ярской свиты, представляющие эпикриогенные аллювиальные пески. Выше залегают эпикриогенные толщи олерской свиты, представляющие собой озерно-аллювиальные, аллювиальные алевриты и пески верхнего эоплейстоцена – нижнего неоплейстоцена, выходящие на дневную поверхность в обнажениях среднего течения р. Алазея, Бол. Чукочьа и Бол. Коньковая, имеющие мощность до 20 м (Шер, 1971; Ривкина и др., 2006). Отложения олерской свиты перекрыты ледовым комплексом среднего неоплейстоцена, характеризующиеся синкриогенными аллювиальными песками мощностью до 10 м (маастакская свита) (Шер, 1971; Шер и др., 1977; Каплина и др., 1981). В районе устья р. Бол. Чукочьа скважинами вскрыты синкриогенные морские песчаные отложения среднего неоплейстоцена коньковской свиты мощностью 20 м (Решения..., 1987; Гиличинский, 2002; Ривкина, 2006) (рис. 2.2).

Верхняя часть рельефообразующей толщи сложена преимущественно ЛК позднего неоплейстоцена и сформированными в результате его оттаивания в голоцене отложениями аласного комплекса (Шер, 1971; Решения..., 1987; Архангелов, 1977; Каплина, 1981). Едомный надгоризонт представляет собой высокольдистые сингенетически промерзшие осадки преимущественно алевритового, реже - песчаного или суглинистого состава, и содержащие мощные полигонально-жильные льды (Шер, 1971; Архангелов, 1977; Решения..., 1987).

Палеопедологические исследования толщи показали, что часть отложений ЛК переработана синлитогенным почвообразованием (Губин, 1994, 2002). В минеральной части толщи ЛК выделяются высокольдистые слои с горизонтально-слоистыми и сетчато-слоистыми криотекстурами "пояскового" типа и менее льдистые слои с микролинзовидными структурами (Каплина, 1981). Полигонально-жильные льды шириной 2–5 м и мощностью до нескольких десятков метров создают выраженную на поверхности полигональную решетку с диаметром полигонов до 20 м (Романовский, 1977; Ulrich et al., 2014). Суммарная объемная льдистость этих отложений с учетом ледяных жил достигает 60–90 % (Труш, Кондратьева, 1975; Говорушко, 1981; Strauss et al., 2013; Ulrich et al., 2014; Günther et al., 2015). Мощность ЛК едомного горизонта в пределах тундровой зоны Колымской низменности по данным изучения обнажений и буровых скважин составляет в среднем 20–25 м: в среднем течении р. Алазея – 5–35 м, в районе мыса Мал. Чукочий – 30 м, в среднем течении р. Бол. Чукочья и Бол. Коньковая – 10–15 м (Шер, 1971; Каплина и др., 1981; Архангелов и др., 1979; Ривкина и др., 2006).

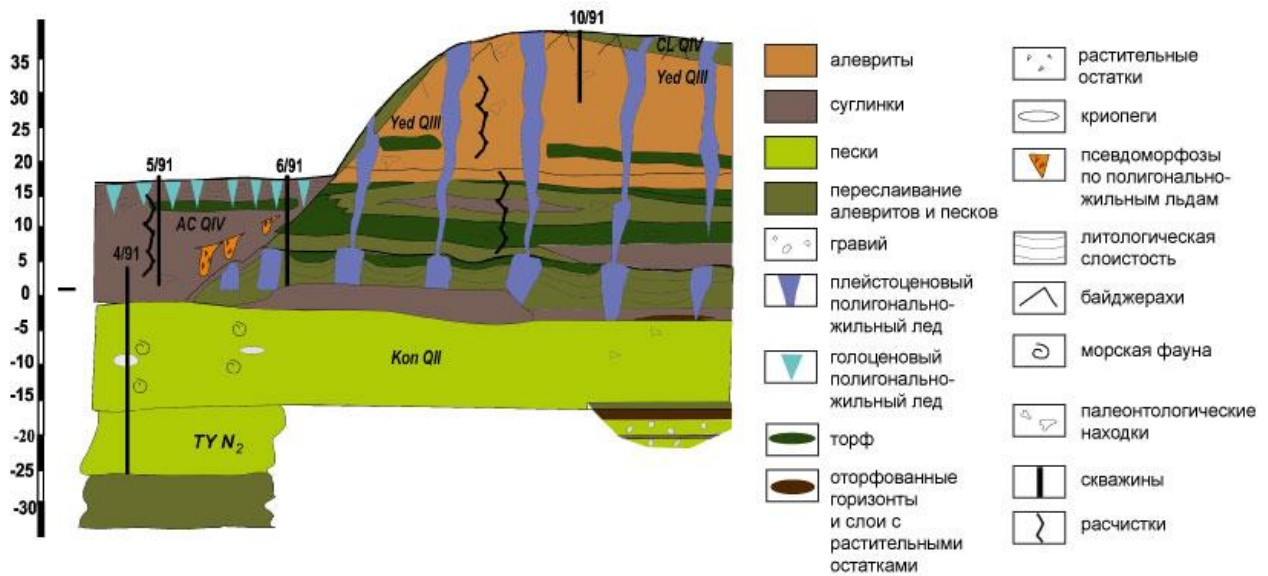


Рис. 2.2. Геологический разрез мыса Мал. Чукочий (по А.А. Архангелову, 1977, Ривкиной и др., 2006): AC – аласный комплекс, CL – покровный слой, Yed – ледовый комплекс едомного надгоризонта, Кон – коньковская свита, TY – тумус-ярская свита.

В конце неоплейстоцена 12–13 тыс. л.н. в результате потепления климата и активизации термокарста, термоденудации и термоэрозии высокольдистые отложения ЛК подверглись значительной переработке и формированию аласного комплекса, состоящего из трех горизонтов, отражающих стадии развития аласной котловины (Романовский, 1961; Плахт, 1985; Каплина, 2009 и др.). Нижний горизонт аласного комплекса представляет собой таберальные образования мощностью до 10–15 м, сформированные в результате уплотнения ЛК при вытаивании льда, отличающиеся пониженной льдистостью и большей плотностью. Для таберальных осадков характерны массивные или разреженные линзовидные криотекстуры,

отражающие эпикриогенное промерзание толщи (Каплина, 2009). Выше залегают озерные супесчаные или суглинистые осадки мощностью не более 1 м с сетчатой и сетчато-слоистой криотекстурами, характерные при эпигенетическом промерзании толщи. На озерных отложениях залегают болотные, называемые также аласными, синкриогенные отложения, формирование которых началось после спуска термокарстового озера. Горизонт представляет собой высокольдистые алевриты с включением линз торфа и торфяники, содержащие повторно-жильные льды (Каплина, 2009). Важно отметить, что оттаивание толщ ЛК в результате термокарста может быть не полным. Так, по данным буровых работ (Гиличинский, 2002; Shmelev et al., 2017) в пределах тундровой зоны Колымской низменности мощность сохранившегося ЛК под аласным комплексом составляет 2–5 м.

Отложения голоцена представлены на изученной территории аллювиальными толщами, слагающими пойменные террасы, русла рек и первую надпойменную террасу крупных рек Алазея, Бол. и Мал. Куропаточьи, Гальгаваам, Бол. Чукочья и Бол. Коньковая. Раннеголоценовые озерно-аллювиальные отложения распространены в районе нижнего течения р. Алазея. Аллювиально-морские отложения слагают дельты крупных рек. Раннеголоценовые морские отложения формируют первую морскую террасу высотой до 5 м морского побережья в районе устья р. Алазеи, Гальгаваама и побережья между последней и Бол. Чукочьей, позднеголоценовые – образуют низкие морские террасы до 3 м и современные аккумулятивные формы побережья (Государственная геологическая..., 2000б).

Рельеф. Район тундровой зоны Колымской низменности расположен в пределах крупной отрицательной морфоструктуры. В этом районе происходило устойчивое, но неравномерное прогибание с разной амплитудой в олигоцене – неоплейстоцене, и слабые дифференцированные разнонаправленные движения в позднем неоплейстоцене и голоцене (Государственная геологическая..., 2000б). В пределах тундровой зоны Колымской низменности территория представляет собой систему опущенных ступенчатых блоков, разделенных протяженными близмеридиональными разломами, по которым заложилась современные долины рек, Малой и Большой Куропаточьей и Гальгаваама (рис. 2.3).

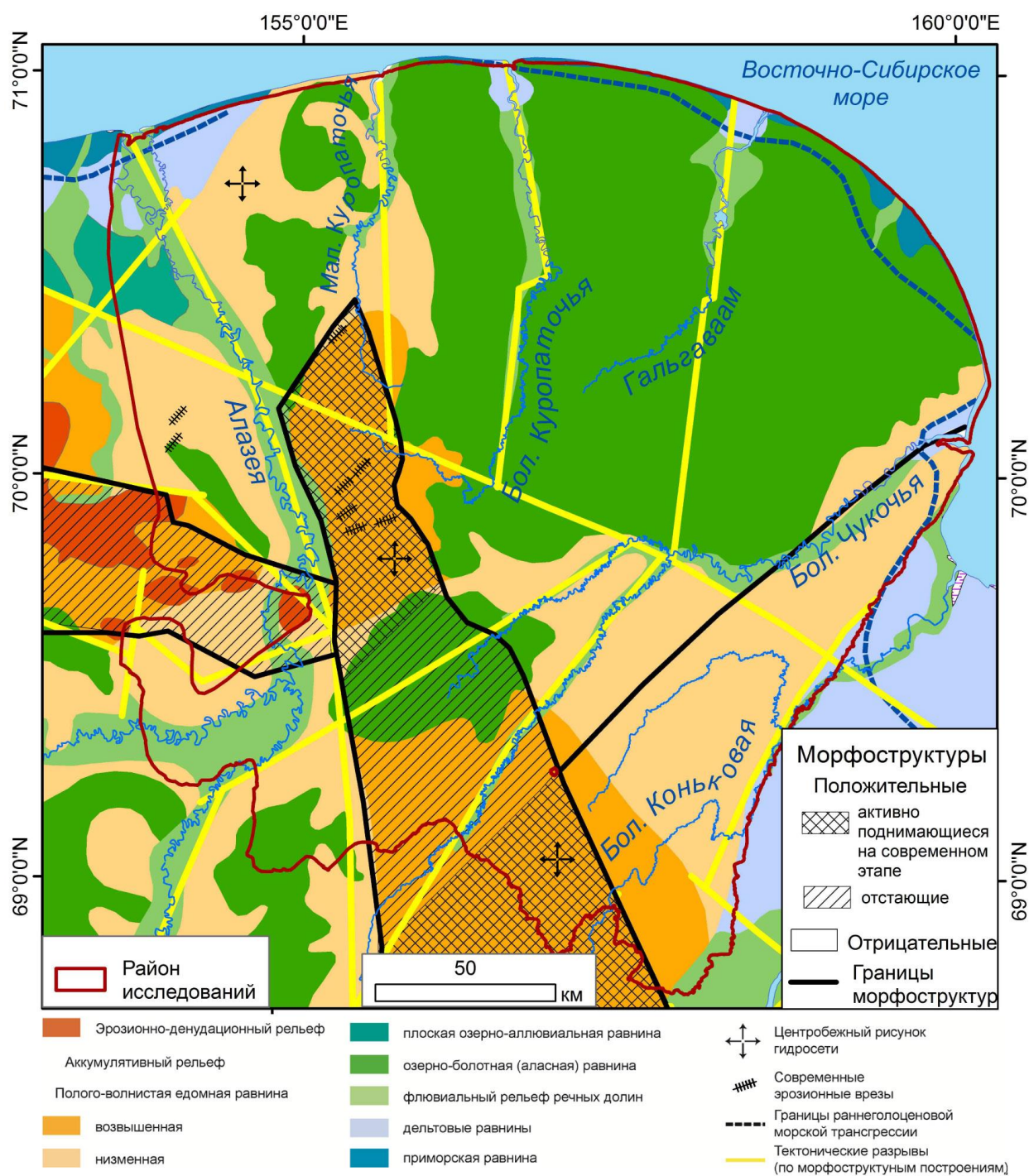


Рис. 2.3. Геоморфологическая схема и схема морфоструктур (Государственная геологическая..., 2000б).

Направленность новейших тектонических движений во многом предопределило степень переработки позднеплейстоценовых равнин термокарстовыми и термоэрозийными процессами в голоцене, характер заозеренности и типы речных долин. (Баранова, 1957; Катасонов, Бискэ, 1959; Лахтина, Корейша, 1978; Патык-Кара и др., 1982; Каплина и др., 1986; Государственная геологическая..., 2000б). В настоящее время регион в целом испытывает незначительное поднятие, особенно выраженное в районе среднего течения р. Алазея, Бол.

Чукочья и Бол. Коньковая (Государственная геологическая..., 2000б), называемое в литературе олерским (Шер, 1971). О тектоническом поднятии говорят такие признаки как глубокие эрозионные врезы, центробежный рисунок гидросети, врезанные меандры равнинных рек и др. (рис. 2.3). По результатам исследования Я.А. Бенья (1980) побережье Восточно-Сибирского моря поднимается со скоростью от 0,4–2,6 мм / в год на участке от устья р. Алазея до устья р. Бол. Чукочья до 2,7–5,2 мм / в год восточнее устья р. Бол. Чукочья.

Отметки высот рельефа постепенно изменяются от 70–90 м на юге тундровой зоны Колымской низменности до 5–10 м на побережье Восточно-Сибирского моря.

Преобладающими типами рельефа являются полого-холмистая едомная и озерно-болотная (аласная) аккумулятивные равнины (рис. 2.3). Едомные равнины в значительной степени расчленены в результате термокарстовых и термоэрозионных процессов. Аласные равнины характеризуются высокой заозеренностью. Наиболее крупные по площади аласные котловины расположены в пределах территории между реками Бол. Куропаточья и Бол. Чукочья в пределах, так называемой, Гальгаваамской впадины (Каплина и др., 1986) и в междуречье рек Бол. Чукочья и Алазея. На этих же участках встречаются и наиболее крупные термокарстовые озера. В районах правобережий рек Бол. Чукочья и Алазея распространены террасированные аласные котловины. Флювиальный рельеф представлен речными долинами с комплексом террас. Реки имеют широкие плоские днища с малыми уклонами, значительной извилистостью русел, часто разбиты на несколько постоянно мигрирующих рукавов. На реках выделяется два пойменных уровня и два уровня террас, соответствующих сартанскому, ранне- и позднеголоценовому этапам врезания современной гидросети (Государственная геологическая..., 2000б). Более подробная характеристика рельефа представлена в главе 4 настоящей диссертации.

2.3. Мерзлотная характеристика района исследований

В геокриологическом отношении тундровая зона Колымской низменности является частью арктической провинции Восточно-Сибирской области (Шац, 1988). Мощность ММП составляет 300–500 м и зависит от геологического строения, характера рельефа, гидросети и географического положения (Геокриология СССР, 1989). На положительных формах рельефа отмечаются максимальные мощности ММП, достигающие 500 и более метров. В днищах аласов мощность ММП может сокращаться до 200 м в результате отепляющего воздействия термокарстовых озер. В долинах крупных рек Алазея и Бол. Чукочья мощность мерзлой толщи может быть меньше 150 м. Наибольшее отепляющее влияние на формирование среднегодовой температуры пород в рассматриваемом регионе оказывает снег, обуславливая превышение среднегодовой температуры пород на 1–3°C выше на наветренных склонах северной и

восточной экспозиции, по сравнению со склонами южной и западной экспозиции (Геокриология СССР, 1989). Наиболее низкие температуры ММП имеют отложения ЛК (-11...-12,4°C), отложений аласов – -9,7...-10,4°C, пойм и современных дельт – -9,2...-10,3°C.

На дренированных поверхностях, сложенных отложениями ЛК, глубина сезонного оттаивания изменяется от 40–50 см в прибрежных районах до 70–100 см в южной части территории (Федоров-Давыдов, 2004). На слабодренированных участках мощность СТС, в целом, несколько уменьшается. В аласах мощность СТС варьирует от 15–25 см в прибрежных районах до 35 см на границе с лесотундрой.

Высокая льдистость отложений ЛК обусловила развитие термокарста, который является основным рельефообразующим процессом на протяжении голоцена. В результате термокарста, а также термоэрозионных и термоденудационных процессов, активизация которых была вызвана потеплением климата на границе неоплейстоцена – голоцена, сформировался современный озерно-термокарстовый рельеф (Каплина, 2009).

В формировании современного микрорельефа участвуют различные криогенные процессы: морозное растрескивание, образование трещин, формирование полигонов, образование современных жильных льдов, пучение грунтов. Разнообразие криогенных микроформ рельефа обуславливают высокую комплексность почвенного и растительного покровов.

2.4. Климат

Тундровая зона Колымской низменности по климатическому районированию Б.П. Алисова (1956) относится к океанической области Арктического климатического пояса и является наиболее континентальным сектором тундровой зоны Северо-Востока России. В формировании климата территории определяющую роль играет азиатский антициклон и влияние Восточно-Сибирского моря. Радиационный баланс положителен с мая-июня по сентябрь-октябрь, составляя 10–15 ккал/см² (Атлас..., 1989). Повышенная облачность весной и летом обуславливает увеличение в 3–4 раза количество рассеянной радиации по сравнению с прямой. С этим связано то, что доля поглощенной радиации определяется преимущественно отражательной способностью поверхности, а не крутизной и экспозицией склонов (Геокриология СССР, 1989).

В пределах тундровой зоны Колымской низменности действующие метеостанции отсутствуют. Наиболее близко расположены метеостанции пос. Андрюшкино в районе среднего течения р. Алазея, бухты Амбарчик, расположенной в устье р. Колыма и пос. Черский. Среднегодовые температуры воздуха составляют от -15°C в прибрежных районах до -11°C на границе с лесотундрой. Средняя температура июля изменяется от 4°C на побережье до 12°C на

юге территории, средняя температура января составляет -30°C на побережье и -34°C на границе с лесотундрой (Российская Арктика..., 2013). В прибрежных районах безморозный период отсутствует, он в среднем составляет 65–66 дней (от 39 до 96). Средние даты наступления заморозков 20–21 августа. Средние даты окончания заморозков 14–16 июня (Справочник по климату СССР, 1956). По данным метеостанции Андриюшкино средняя продолжительность безморозного периода с 2006 по 2015 гг. составляет 91 дней (от 81 до 112), начинаясь в среднем 9 июня и заканчиваясь 8 сентября (по данным с сайта "Расписание погоды" gr5.ru). В холодное время года исследуемый район оказывается на восточной периферии действия азиатского антициклона, поэтому зимой здесь преобладают ветра северо-западных направлений. Формирующаяся летом область высокого давления над морскими акваториями обуславливает преобладание северных и северо-восточных ветров (Российская Арктика..., 2013).

Среднегодовое количество осадков меняется от 160–210 мм в прибрежных районах до 130–190 мм на южной части территории. При этом в теплый период выпадает 70–75 % от всей суммы осадков. Наибольшее количество осадков выпадает в июне и июле, минимальное – в апреле (Справочник по климату СССР, 1968). Снежный покров держится от 270–290 дней на севере территории до 240–260 на границе с лесотундрой. Мощность снежного покрова составляет от 20–30 см в прибрежных территориях до 60–70 см на юге тундровой зоны. Преобладающие зимой ветры северо-западных румбов определяют накопление снега на склонах положительных форм рельефа соответствующих экспозиций.

Признаки потепления климата наблюдаются и на приморских низменностях Якутии. Так, среднегодовая температура воздуха в районе пос. Черский с 1970 по 2010 гг. повысилась с -12 до -9°C , а температура пород на глубине 15 м увеличилась с $-10,5$ до -9°C (Romanovsky et al., 2010). Анализ данных глобального климатологического проекта (The Global Precipitation Climatology Project, GPCP) на территорию Колымской низменности с 1980 по 2015 гг. (рис. 2.4) показал, что происходит увеличение годового количества осадков с 270 мм до 350 мм в год (Sakai et al., 2016).

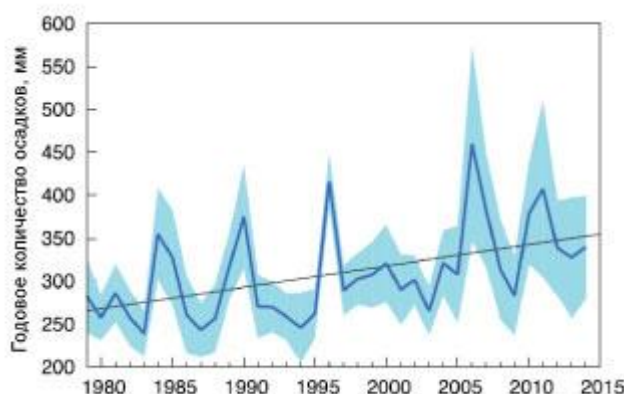


Рис. 2.4. Изменение годового количества осадков по данным GPCP (Sakai et al., 2016).

2.5. Поверхностные воды

Целиком в пределах тундровой зоны Колымской низменности находятся реки Коньковая, Гальгаваам, Бол. и Мал. Куропаточьи, частично (среднее и нижнее течения) – реки Бол. Чукочья и Алазея. Текущие по равнинной местности реки имеют незначительный уклон и медленное течение. Высокоширотное положение и сплошное распространение ММП во многом определяют режим рек. Незначительные потери воды на инфильтрацию и испарение обуславливают значительный сток при относительно небольшом количестве осадков и резкие колебания расходов воды в течение короткого теплого периода (Геокриология СССР, 1989). Наибольшие расходы воды наблюдаются в период весеннего половодья, в июне-июле. Осенью на всех реках расход воды резко уменьшается и происходит спад ее уровня. Зимний сток незначителен, а малые реки, как правило, промерзают до дна. В конце первой декады октября на реках начинается ледостав, продолжающийся до 8 месяцев в году. Продолжительная суровая зима и сравнительно небольшая высота снежного покрова способствует интенсивному нарастанию льда, толщина которого на некоторых участках крупных рек достигает 2-2,5 м. В связи с промерзанием деятельного слоя большая часть малых рек зимой лишаются грунтового питания и чаще всего промерзают до дна. Большинство рек вскрывается в мае. Весенний ледоход продолжается в среднем от 2 до 8 дней. Весеннее половодье на промерзающих реках обычно проходит “верховодкой”, постепенно прорезающей себе ледяное русло.

Колымо-Индигирский район отличает высокая степень заозеренности по сравнению с другими районами севера Якутии (Кравцова, 2009). Основными источниками питания озер являются атмосферные осадки и многолетнемерзлые породы (Северная Якутия, 1960). Большую часть года озера покрыты льдом мощностью до 2,5 м. На побережье озера замерзают в начале сентября, на границе с лесотундрой - в октябре, а вскрываются в среднем во второй половине июня. Полное освобождение озер ото льда происходит почти на месяц позднее, чем на реках, т. е. к концу июня.

Подробная характеристика озер по их площади и распространению представлена в главе 4 настоящей диссертации.

2.6. Почвенный покров

Согласно почвенно-географическому районированию Л.Г. Еловской (1979), прибрежная северо-восточная часть тундровой зоны Колымской низменности расположена в пределах арктической провинции мерзлотных тундровых глееватых и глеевых почв. Остальная часть территории принадлежит к Индигиро-Колымской провинции мерзлотных болотных (50 %), мерзлотных тундровых перегнойно-глеевых, мерзлотных тундровых перегнойно-торфянисто-глеевых (40 %) и мерзлотных тундровых глееватых почв (10 %). Также представлены

интразональные почвы, представленные прибрежно-маршевыми солончаками и маршевыми дерново-глеевыми засоленными и незасоленными почвами.

Почвенный покров тундровой зоны Колымской низменности формируется в условиях низкой теплообеспеченности, что определяется высокоширотным положением территории в зоне сплошного распространения ММП (Еловская, 1979; Губин, 2001). Формирование почвенных профилей происходит в условиях близкого залегания многолетней мерзлоты во время короткого вегетационного периода, длящегося, в среднем, с начала июня по конец сентября. Слабая активность биогеохимических процессов обуславливают высокую литогенность большей части развивающихся здесь почв. Близкое залегание многолетней мерзлоты в условиях слабого дренажа обуславливает переувлажненность почв и способствует формированию в них глеевого горизонта.

2.7. Растительный покров

По геоботаническому районированию Арктики (Александрова, 1977) территория тундровой зоны Колымской низменности расположена на территории двух округов. Субарктическая часть входит в Алазейско-Колымский округ подобласти субарктических тундр, арктическая часть – в Нижнеалазейско-Приколымский округ подобласти арктических тундр. Специфика климатического и почвенно-грунтового режимов отражается на растительности. Для севера Колымской низменности выделяют особую группу так называемых гипоарктических растений, которые широко распространены в тундре и лесотундре. К ним относятся карликовая берёзка, ивы, брусника, багульник и другие кустарнички, некоторые виды злаков, осок и пушиц (Тихомиров, 1959).

Сочетание кочкарных и бугорковых тундр характерно для бассейнов Колымы и Индигирки, что связывается авторами с деградацией кочкарников и формированием на их месте бугорковых тундр, что, по мнению авторов, связано с тектоническим поднятием территории. По сравнению с более континентальными тундрами Яно-Индигирской низменности, в тундрах Колымской низменности мощность снежного покрова увеличивается, что приводит к более широкому распространению кустарников.

К северу в 30 км от границы с лесотундрой встречаются единичные лиственницы молодого возраста, что свидетельствует о бореализации тундры (Андреев, Перфильева, 1980).

Глава 3. Объекты и методы исследований. Дистанционные данные и ГИС-методы при изучении формирования озерно-термокарстового рельефа и его современной динамики

Дистанционные методы исследования поверхности Земли получили широкое развитие с 2000-х гг. в связи с активным развитием космической отрасли, увеличением доступности данных аэрофото- и космической съемки и развитием ГИС-методов. Дистанционные методы играют важную роль при исследовании рельефа в районах распространения ММП, характеризующегося высокой динамичностью в связи с деятельностью криогенных процессов. Использование дистанционных данных и ГИС-методов является ключевым для решения поставленных задач настоящей работы.

3.1. Выбор ключевых участков

Объектом исследований являются рельефообразующие четвертичные отложения и рельеф тундровой зоны Колымской низменности. Для представления о распространении четвертичных отложений и развитии термокарстовых процессов в голоцене проведено их картографирование для всей территории тундровой зоны Колымской низменности в пределах распространения отложений ЛК (рис. 3.1).

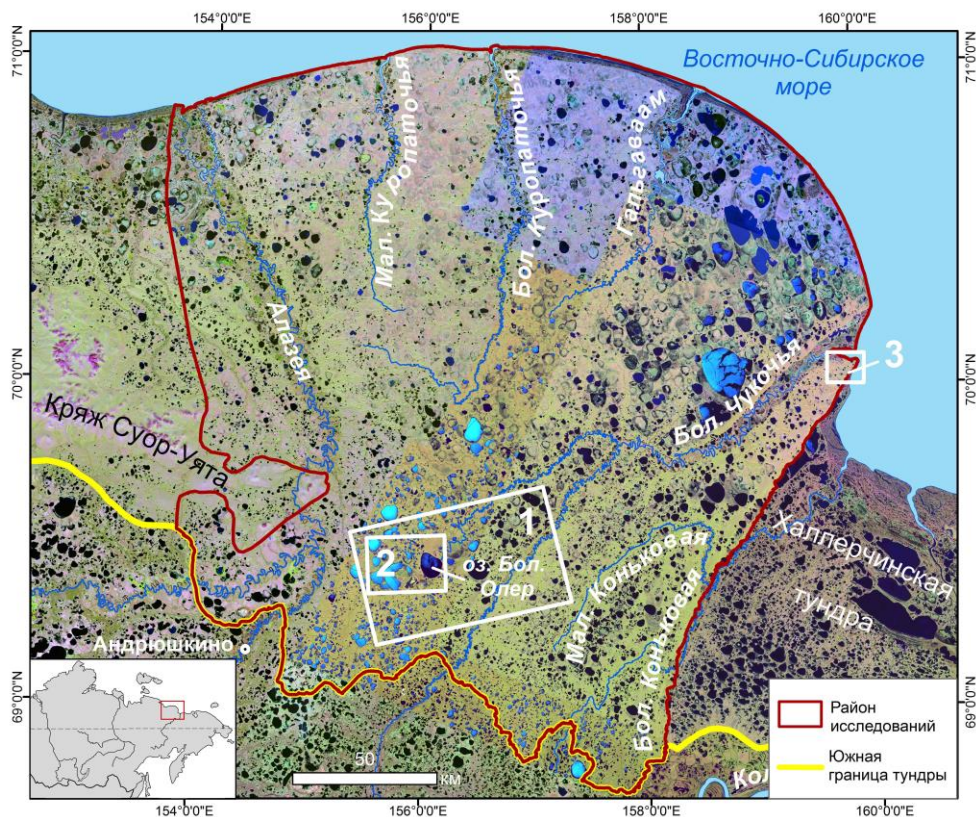


Рис. 3.1. Расположение ключевых участков: 1 – междуречье рек Бол. Чукочья и Алазея в среднем их течении; 2 – район озера Бол. Олер; 3 – район мыса Мал. Чукочий.

Для оценки динамики озерно-термокарстового рельефа было выбрано три ключевых участка. При выборе ключевых участков мы руководствовались следующими принципами: геологическая изученность, присутствие разнообразных и типичных для всей территории форм рельефа, и наличием снимков хорошего качества. (рис. 3.1).

Участок 1. Для количественной оценки изменения площади термокарстовых озер за период с 1965 по 2014 г., был выбран район междуречья рек Алазея и Бол. Чукочьа в среднем их течении площадью 2800 км². Выбор участка обусловлен наличием в его пределах основных типов озерно-термокарстового рельефа и термокарстовых озер разной площади.

Участок 2. Оценка изменения заозеренности за период с 1965, 1999 и 2014 гг., а так же межгодовой динамики термокарстовых озер с 1999 по 2015 гг. проведена для участка площадью 520 км² в районе оз. Бол Олер. Данное озеро является одним из крупных по площади в пределах исследуемого района и отличается выраженной динамикой, фиксируемой с 1965 г. Выбор участка связан также с тем, что спутниковые снимки этой территории обладали относительно хорошим качеством и были сделаны в период отсутствия облачности. Для анализа межгодовой динамики были выбраны термокарстовые озера в пределах участка с разными трендами изменения площади.

Участок 3. Детальная оценка динамики озерно-термокарстового рельефа проведена для участка полевых исследований в районе мыса Мал. Чукочий площадью 20 км², характеризующегося высокой степенью сохранности едомы и наличием на ее поверхности заболоченных участков и распространением активных байджераховых склонов.

3.2. Характеристика используемых дистанционных данных и ГИС-методов

Основой для составления карты четвертичных отложений, карты распространения заболоченных участков едомы и оценки динамики изменения площади термокарстовых озер стали космические снимки американских спутников Landsat. Снимки Landsat находятся в свободном доступе на сайте геологической службы США (www.glovis.usgs.gov). Все используемые в работе снимки имеют уровень привязки L1T с радиометрической, геометрической коррекцией, ортотрансформированные с помощью цифровой модели рельефа (ЦМР) и сети опорных точек (см. <https://landsat.usgs.gov/landsat-processing-details>). Точность привязки космических снимков соответствует масштабу 1:200000–1:500000 (Tucker et al., 2004). Снимки Landsat MSS 1973 г. имеют разрешение 80 м, Landsat-5 TM, Landsat-7 ETM+ и Landsat-8 – 30 м.

Для анализа динамики термокарстовых озер по возможности выбирались снимки, сделанные в конце лета – начале осени. В литературе представлены результаты многолетних

наблюдений (Кравцова, Тарасенко, 2011, Chen et al., 2013), показывающие, что сезонные изменения площади термокарстовых озер именно в этот период минимальны.

Для анализа высот использовались топографические карты масштаба 1:200000, 1:100000 и построенная по топографической карте масштаба 1:200000 цифровая модель рельефа (ЦМР), предоставленная сотрудниками Института полярных и морских исследований им. А. Вегенера.

Предварительная обработка космических снимков Landsat и автоматизированная классификация для выделения акваторий озер выполнены в программном пакете ENVI 4.8.

Для картографирования площади четвертичных отложений, построения карт и проведения операций наложения слоев использовался программный пакет ArcGIS 9.3. Создание ГИС проводилось с использованием поперечно-цилиндрической проекции, центральный меридиан 157° в.д., система позиционирования WGS 84.

3.3. Полевое дешифрирование космических снимков

Для решения поставленных задач, таких как уточнение границ площади четвертичных отложений и анализа современной динамики озерно-термокарстового рельефа, необходимо проведение полевых исследований по дешифрированию космических снимков. В ходе полевых исследований проводилось дешифрирование космического снимка Landsat 7 ETM+ и GeoEye с использованием подходов, описанных в литературе (Лабутина, 2004; Лабутина, Балдина, 2013). При дешифрировании рельефа учитывались следующие признаки: геометрические, к которым относятся форма и размеры, спектральные и структурные свойства. Так, различным по цвету пикселям на космическом снимке соответствует различный тип растительности, который является наиболее физиономичным компонентом природной среды и отражает особенности рельефа, обводненности, состава отложений и почвенного покрова территории.

В силу обстоятельств, полевые исследования проводились лишь на участке 3, в районе мыса Мал. Чукочий (рис. 3.1, 3.2) в сроки, близкие к максимальным глубинам сезонного оттаивания (конец августа 2009 г).

Основными формами рельефа здесь являются: едома, аласы, озера, долины рек и участки морского побережья. Проведены ландшафтные описания для 38 площадок размером 10x10 м (рис. 3.2). Описание проводилось по бланковой форме, принятой в Лаборатории ландшафтоведения и тематического картографирования Санкт-Петербургского университета (Исаченко, 1999). Описание площадок включало характеристику рельефа на мезо- и микроуровне, почвенного и растительного покровов. Мощность СТС измерялась щупом десятикратно на каждой площадке.

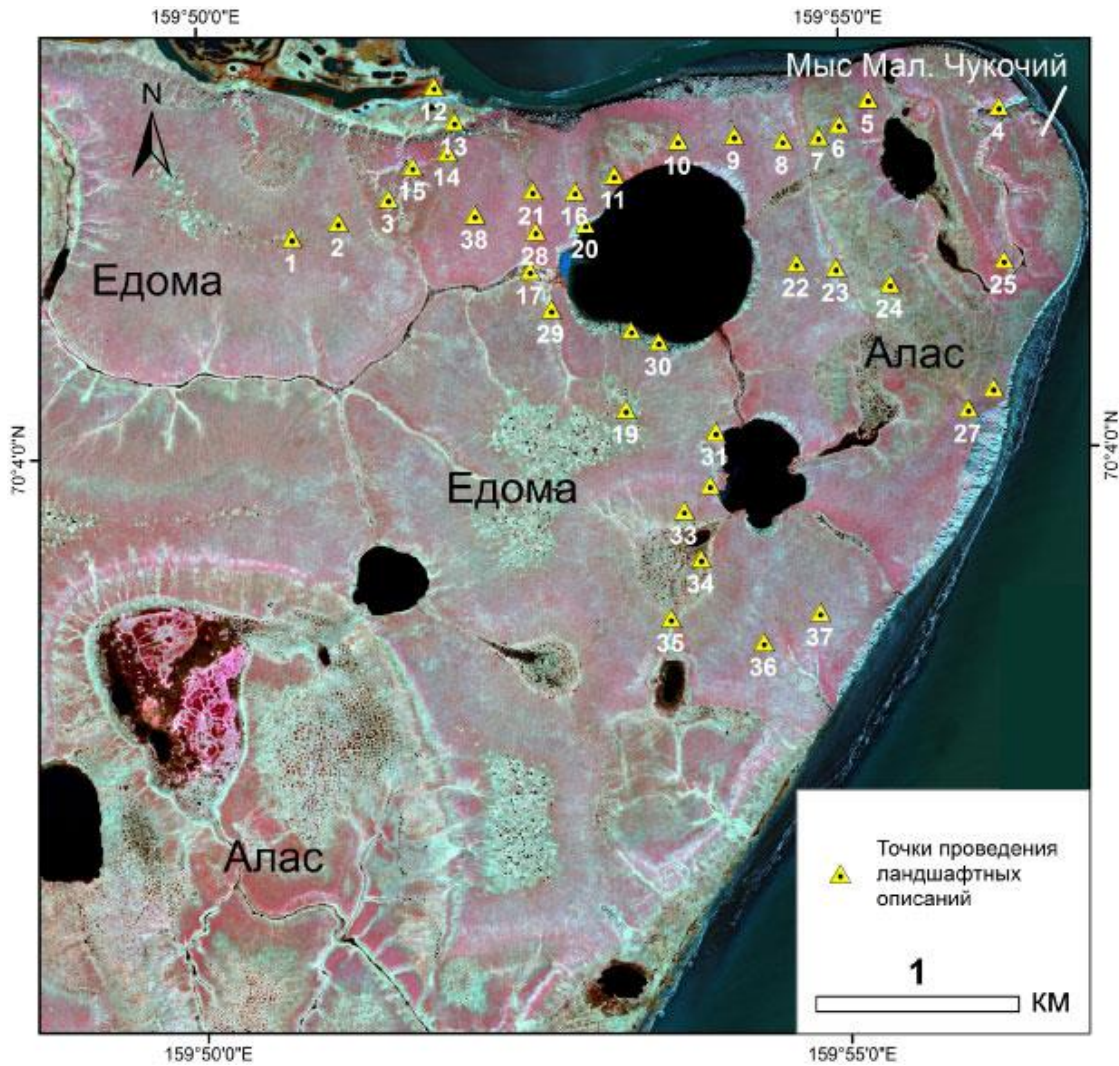


Рис. 3.2. Расположение точек проведения ландшафтных описаний. Космический снимок GeoEye (13.07.2013). На снимке показаны основные формы рельефа – едомы и аласы.

С использованием подхода Г. А. Исаченко (1999) на основе полевых данных разработана типология ландшафтов. Почвы названы в соответствии с классификацией, принятой в России (Классификация..., 2004). Для определения растений использовался гербарий сотрудников лаборатории криологии почв ИФХиБПП РАН и определитель высших растений Якутии (1974). Так же использовались данные по характеристике растительного покрова В.Н. Андреева и В.И. Перфильевой (1980) и В.И. Перфильевой с соавторами (1991).

3.4. Использование снимков Landsat для картографирования четвертичных отложений тундровой зоны Колымской низменности

Особенностью рельефа районов распространения отложений ЛК является высокая степень расчлененности рельефа термокарстовыми и термоэрозионными процессами и относительно небольшие превышения поверхностей едом над днищами аласов, составляющие в среднем 20–25 м и над отметками уровня воды в реках, равные в среднем 30–40 м. Детальность

доступных топографических карт масштаба 1:100000 не достаточно, для картографирования рельефообразующих четвертичных отложений в условиях высокой расчлененности рельефа и низкими значениями превышений водораздельных поверхностей. Поэтому помимо использования топокарт необходимы космические снимки, для чего подходят доступные снимки Landsat с разрешением 30 м (приложение 1, табл. 1). Повсеместное развитие криогенных процессов, приводящих к возникновению дренированных поверхностей в пределах аласов и заболоченных участков на едомах, делает затруднительным использование автоматизированной классификации по космическим снимкам. Поэтому для выделения границ рельефообразующих четвертичных отложений дешифрирование космических снимков проводилось вручную.

При дешифрировании космических снимков использовался вариант цветового синтеза из коротковолновой инфракрасной, ближней инфракрасной и красной зон (RGB 543). Поверхность едомы выделялась по сочетанию оттенков зеленого, желтого и розового цветов с менее выраженной зернистой структурой на более дренированных участках (рис. 3.3). Заболоченные поверхности аласов характеризуются более крупнозернистым рисунком и преобладанием более темных розово-фиолетовых оттенков.

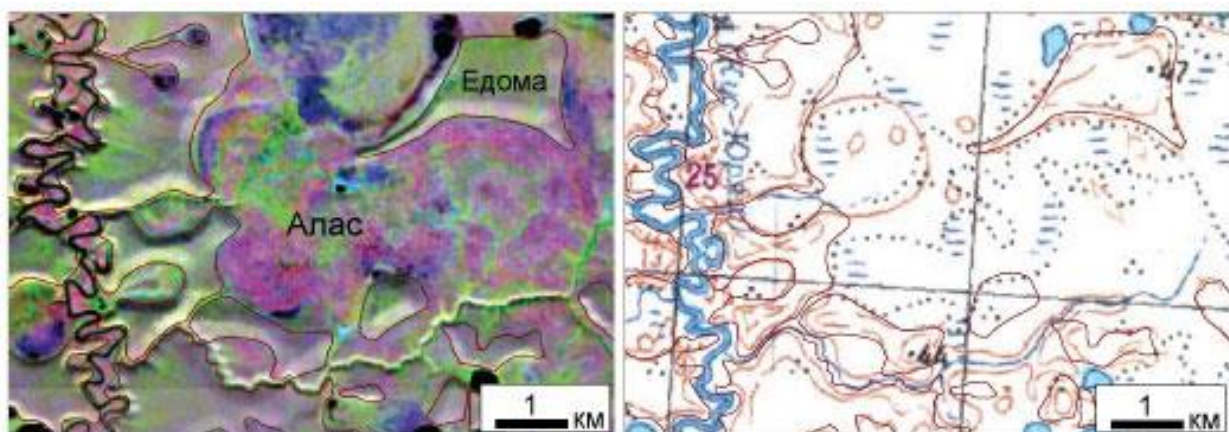


Рис. 3.3. Пример дешифрирования рельефообразующих четвертичных отложений по снимку Landsat и топографической карте масштаба 1:200000. Едома, сложенная ЛК, показана бордовым контуром.

Таким образом, при картографировании площади рельефообразующих четвертичных отложений использовались спектральные характеристики космических снимков, отражающие особенности растительного покрова, подстилающей поверхности и морфологических черт рельефа, а также высотные данные топографических карт масштаба 1:200000 и построенной по ним ЦМР. Также учитывались границы контуров четвертичных отложений карты масштаба 1:1000000 (Государственная геологическая..., 2000а). Рабочий масштаб картографирования – 1:30000. Такой масштаб позволял провести максимально подробное картографирование едомы и аласов при имеющемся разрешении космических снимков - 30 м. Аллювиальные отложения в

пределах едом выделялись в речных долинах шириной более 50 м. В аласах картографирование аллювиальных отложений проводилось для наиболее крупных постоянных водотоков шириной более 100 м. Картографируемые четвертичные отложения представлены пятью генетическими типами отложений: ледовый комплекс едомного надгоризонта (ЛШ₂₋₄), аласный комплекс (IbIV), аллювиальные (aIV), аллювиально-морские (amIV) и морские (mIV).

3.5. Применение дистанционных данных для характеристики озерно-термокарстового рельефа тундровой зоны Колымской низменности

Для характеристики озерно-термокарстового рельефа автором разработана методика для анализа рельефа на основе подхода, созданного для картографирования и мониторинга гетерогенных природно-территориальных комплексов с использованием ДДЗЗ (Зольников и др., 2010; 2011).

Удельная площадь едом, аласов и термокарстовых озер, морфологические типы едомы, также глубина расчленения рельефа характеризуют особенности развития термокарста в голоцене в районах распространения ЛК. Показатель "удельная площадь едом / аласов / озер" представляет собой отношение площади, занимаемой едомой / аласами / озерами, к площади всей исследуемой территории, далее этот показатель называется "едомность" / "аласность" / "заозеренность". Для построения карты заозеренности использовались космические снимки Landsat 8 (приложение 1, табл. 2). Автоматизированное выделение акваторий озер было проведено с использованием панхроматического канала, с разрешением 15 м. Анализируемые в дальнейшем озера представлены только термокарстовыми, расположенными в пределах отложений ЛК и аласного комплекса. Из полученных контуров площади водных объектов реки, озера аллювиального, аллювиально-термокарстового, аллювиально-морского и морского генезиса удалены вручную. Карты едомности и заозеренности создавались путем построения плотностных сеток (радиус скользящего окна 5 км, шаг сетки 30 м). На построенных сетках было выделено по три класса значений, что позволяет охватить минимальные, максимальные и средние величины. Выбор порогов для выделенных классов произведен путем анализа статистического распределения плотностных характеристик с учетом их пространственного распространения. Для плотностной сетки удельной площади едомы выделены следующие классы: 0–5 %, 5–23 % и более 23–78 %. Показатель отражает отношение площади, занимаемой едомой, к площади всей исследуемой территории, далее этот показатель называется "едомность". Также составлена карта удельной площади аласов или аласности. Аласность является обратной величиной едомности. Выделено три класса аласности: 22–77 %, 77–95 % и 95–100 %. Для плотностной сетки заозеренности выделены следующие классы: 0–2 %, 2–15 %, более 15 %. Затем при пересечении карт едомности и заозеренности по

вышеназванным классам получено 9 типов соотношений едомности и заозеренности, используемых при составлении карты (см. главу 4, табл. 4.4). По преобладающему по площади классу или сочетанию классов выделены 8 типов рельефа.

Проведен анализ распространения типов рельефа в сравнении с ЦМР и построенной по ней картой средних углов уклонов поверхности. Составлена карта глубин расчленения рельефа на основе разницы абсолютных отметок высот поверхности едомы и урезов воды термокарстовых озер и днищ аласов, взятых с топографической карты масштаба 1:200000. На основе анализа космических снимков выделено 5 морфологических типов едомы. Для их характеристики использовалась классификация морфотипов едом для Центральной Якутии (Колпаков, 1982) и морфологические типы междуречий (Динамическая геоморфология, 1992).

3.6. Анализ современной динамики озерно-термокарстового рельефа тундровой зоны Колымской низменности и ключевых участков на основе сопоставления разновременных дистанционных данных среднего и сверхвысокого разрешения

Для выявления динамики площади термокарстовых озер для всей территории тундровой зоны Колымской низменности было проведено сопоставление космических снимков Landsat за 1973 г., 1999–2001 г. и 2013–2015 г. (приложение 1, табл. 3). Количественная оценка изменения площади термокарстовых озер по космическим снимкам Landsat MSS 1–3 за 1973 г. и Landsat за 1999–2015 г. не представляется возможной, так как имеющиеся снимки 1973 г. сделаны в середине июня, в период наибольшей межгодовой сезонной динамики, а значительная часть озер еще покрыта льдом. Также важным является более низкое разрешение снимков Landsat MSS 1–3 за 1973 г. (80 м), по сравнению со космическими снимками Landsat за 1999–2015 г. (30 м). При этом уменьшение площади озер хорошо дешифрируется, тогда как увеличение площади отдельных озер незначительно и оно полностью не учитывается при дешифрировании и последующей количественной оценке изменения площади. Поэтому нами было проведено визуальное сопоставление снимков с выделением термокарстовых озер, частично или полностью спущенных за периоды с 1973 по 1999 г., 1999–2015 г. и 1973–2015 г. на основании анализа космических снимков составлена карта их распространения и проведено сопоставление с геолого-геоморфологическими особенностями территории.

Количественная оценка изменения площади термокарстовых озер ключевого участка 1 междуречья рек Алазея и Бол. Чукочья в среднем их течении (рис. 3.1) проведена на основе сопоставления космических снимков CORONA за 1965 и Landsat 8 за 2014 г. (приложение 1, табл. 4) Выделение термокарстовых озер по космическим снимкам CORONA производилось вручную, так как автоматизированное выделение акваторий озер затруднительно из-за неоднородных спектральных и яркостных характеристик разных участков снимков. Оценка

изменения площади озер произведена путем сравнения площади озер за 1965 и 2014 гг., что позволило оценивать динамику площади озер с разнонаправленными трендами (увеличение, уменьшение и без изменений). При подсчете площади учитывались только озера термокарстового генезиса, сформированные в пределах распространения ЛК, площадью более 0,004 км². Такое значение было получено Т.В. Родионовой (2013) при оценке надежности дешифрирования космических снимков Landsat. Этот порог обеспечивает достоверное сопоставление для более 90 % озер. Для выявления закономерностей изменения заозеренности проведено сопоставление карт изменения площади термокарстовых озер, распространения типов озерно-термокарстового рельефа и цифровой модели рельефа.

Проведен анализ изменения площади и количества термокарстовых озер ключевого участка 2 района оз. Бол. Олер по космическим снимкам CORONA за 1965 г. и Landsat за 1999 и 2015 гг. в разных типах озерно-термокарстового рельефа. Для анализа межгодовой динамики озер ключевого участка оз. Бол. Олер проведено сопоставление отдельных термокарстовых озер по космическим снимкам Landsat с 1999 по 2015 гг. (приложение 1, табл. 5). Выбранные для анализа озера расположены в разных типах озерно-термокарстового рельефа. В пределах территории с низкой и средней едомностью и высокой заозеренностью выбраны три типа озер по изменению площади: 1) озера, имеющие тренд уменьшения; 2) озера с увеличивающейся площадью; 3) озера без выраженного тренда. На части территории с высокой едомностью и заозеренностью также была проанализирована группа озер. Для каждого года была оцифрована береговая линия озер и вычислена их площадь. Выявление взаимосвязи динамики площади озер с климатическими данными проводились на основе данных по температуре воздуха и количества осадков за летний период метеостанции Андрюшкино, доступные на сайте "Расписание погоды" (www.rp5.ru).

Для детального анализа динамики озерно-термокарстового рельефа ключевого участка 3 района мыса Мал. Чукочий (рис. 3.1) проведено сопоставление аэрофотоснимка 1972 г. (30.06) с разрешением 0,8 м и космических снимков GeoEye 2009 (26.09) и 2013 гг. (13.07) с разрешением 0,5 м. Разрешение аэрофото- и космических снимков позволило оценить динамику площади и количества мелких озер размером до 30 м заболоченных участков едомы, и участков активных байджераховых склонов. Для анализа распространения абсолютных высот и отметок урезов воды термокарстовых озер использована ЦМР, построенная по стереопаре космических снимков WorldView-2 и представленная сотрудниками Института морских и полярных исследований им А. Вегенера. Использованные для анализа закономерностей динамики озерно-термокарстового рельефа метеоданные станции пос. Черский взяты с сайта <https://www.ncdc.noaa.gov/cdo-web/datatools/findstation> национального центра информации об окружающей среде США (NOAA's National centers for environmental information).

Глава 4. Закономерности формирования рельефа тундровой зоны Колымской низменности в голоцене

Термокарст является ведущим рельефообразующим процессом в районах распространения ЛК на протяжении голоцена. Использование космических снимков среднего разрешения позволяет оценить площади отложений ЛК и аласного комплекса, выявить степень переработки позднеплейстоценовой равнины термокарстом и закономерности формирования озерно-термокарстового рельефа в голоцене.

4.1. Распространение четвертичных отложений тундровой зоны Колымской низменности по данным космических снимков Landsat

Проведено изучение распространения четвертичных отложений для территории тундровой зоны Колымской низменности на основе использования космических снимков Landsat 5 TM и 7 ETM+ с разрешением 30 м, цифровой модели рельефа и топографических карт масштаба 1:200000, а также существующей геологической карты масштаба 1:1000000 (Государственная геологическая..., 2000). Уточнены границы площади четвертичных отложений тундровой зоны Колымской низменности и составлена карта их распространения, соответствующая масштабу 1:200000 (рис. 4.1). Основные типы четвертичных отложений представлены позднеплейстоценовым ЛК едомного надгоризонта, голоценовыми аласными и аллювиальными отложениями, преобладающие по площади на исследуемой территории (табл. 4.1). Установлено, что позднеплейстоценовые останцы ЛК сохранились лишь на 16 % территории, а аласные отложения занимают 72 % (табл. 4.1, рис. 4.1, а). Сопоставление площади четвертичных отложений, выделенных на основе дешифрирования космических снимков с данными геологической карты масштаба 1:1000000 (Государственная геологическая..., 2000а) показало, что площадь отложений ЛК на карте завышены в 2,5 раза (табл. 4.1, рис. 4).

Таблица 4.1. Площадь четвертичных отложений, выделенных по космическим снимкам Landsat и данным карты четвертичных отложений масштаба 1:1000000

Четвертичные отложения	Площадь отложений, км ² (%)	
	выделенные по снимкам Landsat	по карте масштаба 1:1000000
Ледовый комплекс едомного надгоризонта (ЛШ ₂₋₄)	6923 (16)	17976 (40)
Аласный комплекс (IbIV)	32175 (72)	21138 (48)
Аллювиальные (aIV)	4151 (9)	3742 (8)
Аллювиально-морские (amIV)	680 (2)	1089 (2)
Морские (mIV)	476 (1)	431 (1)
Выходы кристаллических пород	0	32 (0)
Вся площадь	44406 (100)	44406 (100)

Анализ распространения отложений ЛК и гидросети показал, что наиболее обширные участки едомы сохранились вблизи крупных рек и их притоков, а также на возвышенных участках, прилегающих к уступам в рельефе с перепадами высот 20–30 м (см. рис. 4.1, а). Данную особенность отмечал еще Н. Н. Романовский: "В пределах низменности большинство аласов отделено от долин небольших рек невысокими увалами... Поэтому небольшие реки текут между повышенными участками, как бы старательно избегая пониженных участков (аласных котловин)" (Романовский, 1961, с. 126). Наибольшая площадь едомы сохранились в низовьях р. Алазея, междуречье Алазеи и Бол. Чукочьей в их среднем течении, в районе правобережья низовьев р. Бол. Чукочьа и междуречья Мал. Коньковой и Бол. Коньковой. Наибольшая степень переработки термокарстом отложений ЛК характерна для низких геоморфологических уровней междуречий Бол. Чукочьей, Гальгаваам и Бол. Куропаточьей, а также Бол. Чукочьей и Алазеи в среднем их течении (рис. 4.1, а). В подобных районах большую часть территории занимают слившиеся озерно-термокарстовые котловины с единичными останцами едом.

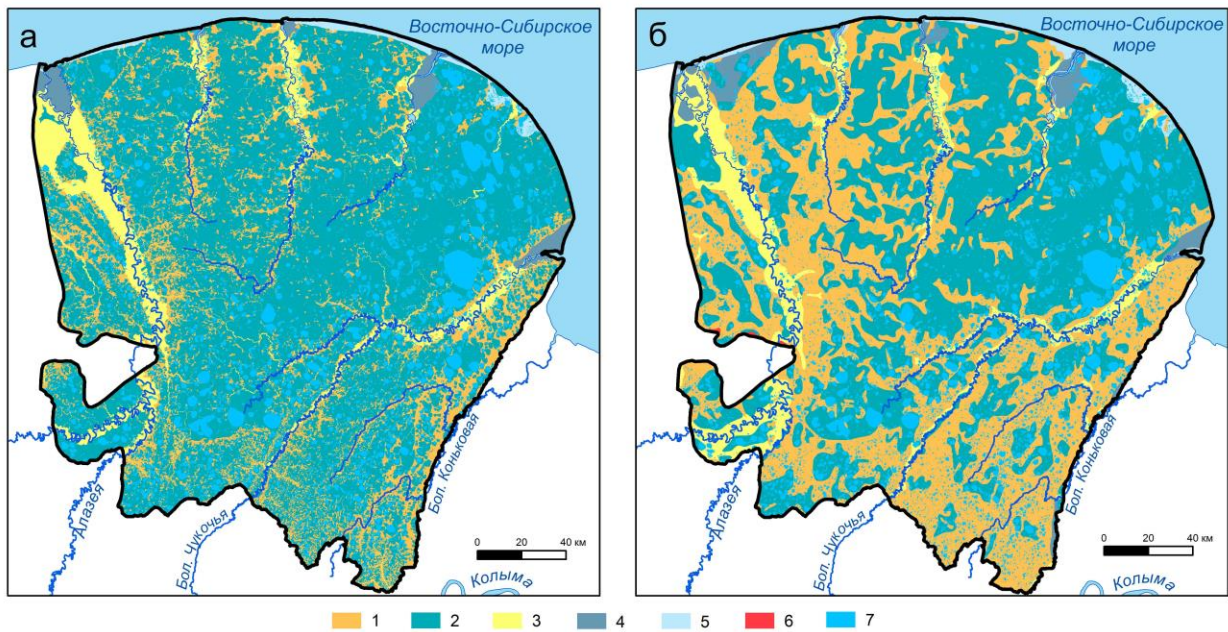


Рис. 4.1. Сопоставление выделенных четвертичных отложений по снимкам Landsat (а) и по карте четвертичных отложений м-ба 1:1 000 000 (б) (Государственная геологическая..., 2000а). 1 – отложения ледового комплекса едомного надгоризонта (LШ₂₋₄); 2 – отложения аласного комплекса (IbIV); 3 – аллювиальные отложения (aIV); 4 – аллювиально-морские отложения (amIV); 5 – морские отложения (mIV); 6 – выходы кристаллических пород; 7 – термокарстовые озера.

Исследования распространения ЛК разных районов приморских низменностей Якутии на основе данных космической съемки показали, что позднеплейстоценовые останцы занимают на Яно-Индибирской низменности на п-ове Буор-Хая 15 % (Günther et al., 2013) и на п-ове Широкостан – 42 % (Тарасенко и др., 2013), на Лено-Анабарской низменности – 22 % (Grosse et al., 2006), на Быковском п-ове – около 50 % (Grosse et al., 2005) и в районе дельты р.

Лены – 34 % (Morgenstern et al., 2011). Таким образом, отложения ЛК большей части приморских низменностей севера Якутии на 50–80 % от их первоначальной площади переработаны термокарстовыми и термоэрозионными процессами.

4.2. Типы озерно-термокарстового рельефа и их характеристика

Соотношение площади ЛК и термокарстовых озер отражает интенсивность развития термокарстовых процессов в голоцене. По выделенным на основе космических снимков Landsat контурам едом и озер составлены карты едомности и заозеренности. Останцы ЛК распространены на изученной территории неравномерно. Средняя едомность (доля площади, занятой едомой, от общей площади составляет) 16 % (табл. 4.1). Мы выделили участки с высокой (23–78 %), средней (5–23 %) и низкой едомностью менее 5 % (рис. 4.2).

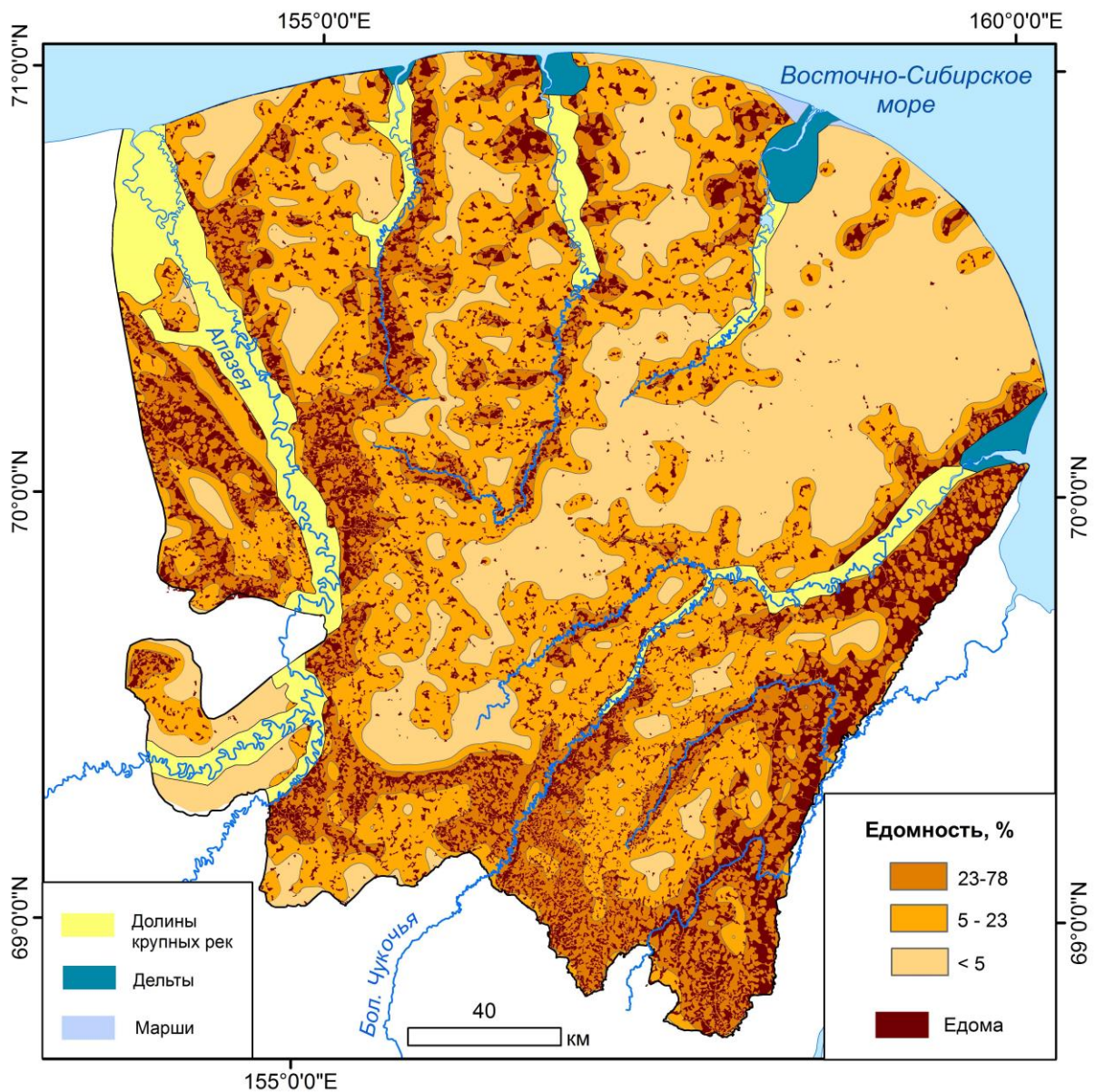


Рис. 4.2. Карта едомности тундровой зоны Колымской низменности. Границы контуров долин рек, дельт и маршей взяты с карты четвертичных отложений масштаба 1:1000000 (Государственная геологическая..., 2000а).

Средняя площадь термокарстовых озер тундровой зоны Колымской низменности в пределах распространения ЛК составляет 14,7 %. Выделены участки с высокой (>15 %), средней (2–15 %) и низкой (<2 %) заозеренностью (рис. 4.3). Озера были объединены по размеру в 4 группы: малые (менее 1,7 км²), средние (1,7–8,5 км²), крупные (8,6–31 км²) и очень крупные (более 31 км²) (рис. 4.3). Малые озера составляют 99 % от количества всех озер и 44 % от их площади (табл. 4.2). Остальные группы озер по площади занимают менее 1 % от числа озер, но более 50 % от всей площади озер.

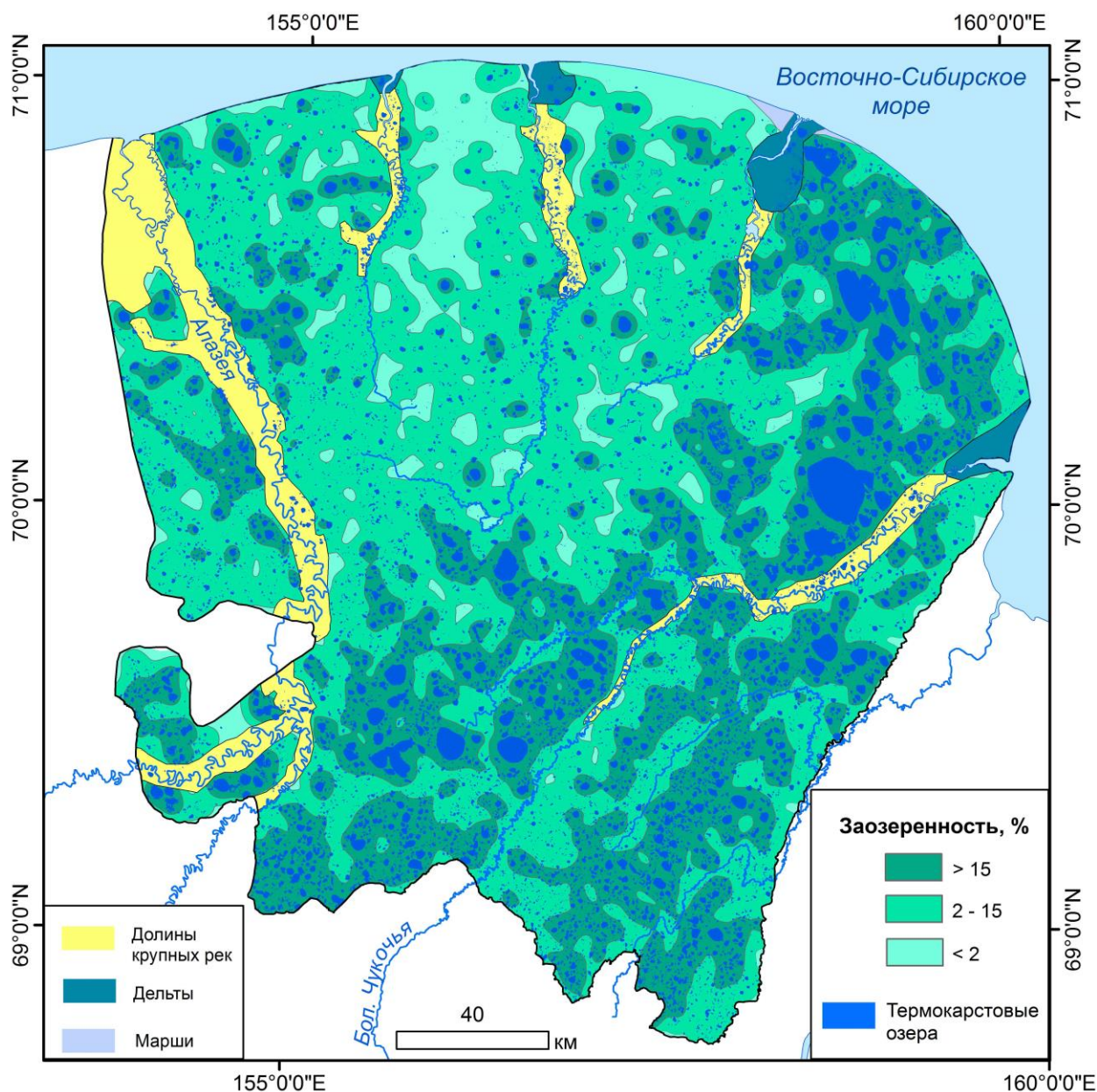


Рис. 4.3. Карта заозеренности тундровой зоны Колымской низменности. Границы контуров долин рек, дельт и маршей взяты с карты четвертичных отложений масштаба 1:1000000 (Государственная геологическая..., 2000а).

Малые озера представляют собой преимущественно остаточные термокарстовые озера, образованные после спуска более крупных озер. Полученные оценки по распространению озер по их размеру согласуются с данными исследователей районов распространения ЛК. Так, на территории п-ва Сьюард, Аляска, преобладают озера площадью менее 1 км² (Jones et al., 2011), а на территории приморских низменностей Якутии – менее 1,5 км² (Кравцова, Родионова, 2016).

Табл. 4.2. Группы термокарстовых озер по площади, их численность и площадь относительно всей площади озер

Группы озер по площади, км ²	Число озер		Площадь озер	
	N	%	км ²	%
<1,7	56155	99	2642	44
1,7 - 8,5	520	0,9	1776	29
8,5 - 31	61	0,1	840	14
> 31	12	0,02	766	13
Всего	56748	100%	6025	100

Проведена оценка распределения групп озер по размерам их площади внутри каждого класса заозеренности (табл. 4.3). В районах с низкой заозеренностью присутствуют только малые озера. Участки со средней заозеренностью характеризуются преобладанием по площади малых озер с участием средних. На территориях с высокой заозеренностью представлены все группы озер, при этом малые и средние озера занимают по одной трети от всей площади озер.

Табл. 4.3. Распределение групп термокарстовых озер по площади внутри каждого класса заозеренности

Заозеренность	Группы озер по площади, км ² (% от площади в классе по заозеренности)				
	малые (<1,7)	средние (1,7–8,5)	крупные (8,5–31)	очень крупные (>31)	Всего
Низкая (<2 %)	15 (100)				15 (100)
Средняя (2–15 %)	1168 (81)	271 (19)			1439 (100)
Высокая (>15 %)	1459 (32)	1505 (33)	840 (18)	766 (17)	4570 (100)










При пересечении карт едомности и заозеренности выделено 9 классов по соотношению их площади. На этом основании построена карта их распространения (табл. 4.4, рис. 4.4). По преобладанию площади класса или сочетания классов выделено 8 типов озерно-термокарстового рельефа (рис. 4.4, табл. 4.5). Анализ карты распространения типов озерно-

термокарстового рельефа показал, что аласы преобладают во всех типах рельефа, но их удельная площадь и степень заозеренности различаются. Для районов с высокой едомностью (23–78 %) характерна высокая заозеренность (>15 %) или средняя (2–15 %). Особенностью участка с высокой едомностью в низовьях рек Алазея и Бол. Чукочья является террасированность и наличие байджерахов едомного берега большей части озер. Это указывает на постепенное перемещение озер и на тектоническое поднятие территории в голоцене (Применение геоморфологических..., 1970).

Территории с высокой (23–78 %) и средней едомностью (5–23 %), для которых характерна высокая (>15 %) или средняя заозеренность (2–15 %), занимают более половины тундровой зоны Колымской низменности (рис. 4.4, табл. 4.5). Около 20 % территории представляют собой участки с едомностью менее 5 % и высокой заозеренностью более 15 % (рис. 4.4, табл. 4.5). Выделяются малоозерные аласные равнины с низкой едомностью и низкой или средней заозеренностью, занимающие около 10 % от всей площади исследуемого района (рис. 4.4, табл. 4.5). Спуск озер на таких участках, вероятнее всего, указывает на тектоническое поднятие этих территорий, происходившее одновременно с понижением базиса эрозии после раннеголоценовой трансгрессии (Государственная геологическая..., 2000а,б).

Анализ ЦМР. Районы с низкой или средней едомностью, как правило, характерны для участков с низкими абсолютными высотами, однако, они встречаются и на высоких геоморфологических уровнях, например, в верховьях рек Мал. и Бол. Куропаточьей (рис. 4.5, а). В работе Т.Н. Каплиной с соавторами (1986) сделан вывод, что наибольшая сохранность едом соответствует возвышенным участкам, однако сопоставление распространения отложений ЛК и ЦМР показало, что это соблюдается не всегда.

Таблица 4.4. Классы, полученные при пересечении плотностных сеток едомы и термокарстовых озер (легенда для рис. 4.4)*

Едомность	Заозеренность		
	Высокая (> 15%)	Средняя (2–15%)	Низкая (< 2%)
Высокая (23–78%)			
Средняя (5–23%)			
Низкая (<5%)			

*Цвет прямоугольников соответствует цветам контуров карты типов озерно-термокарстового рельефа (рис. 4.4).

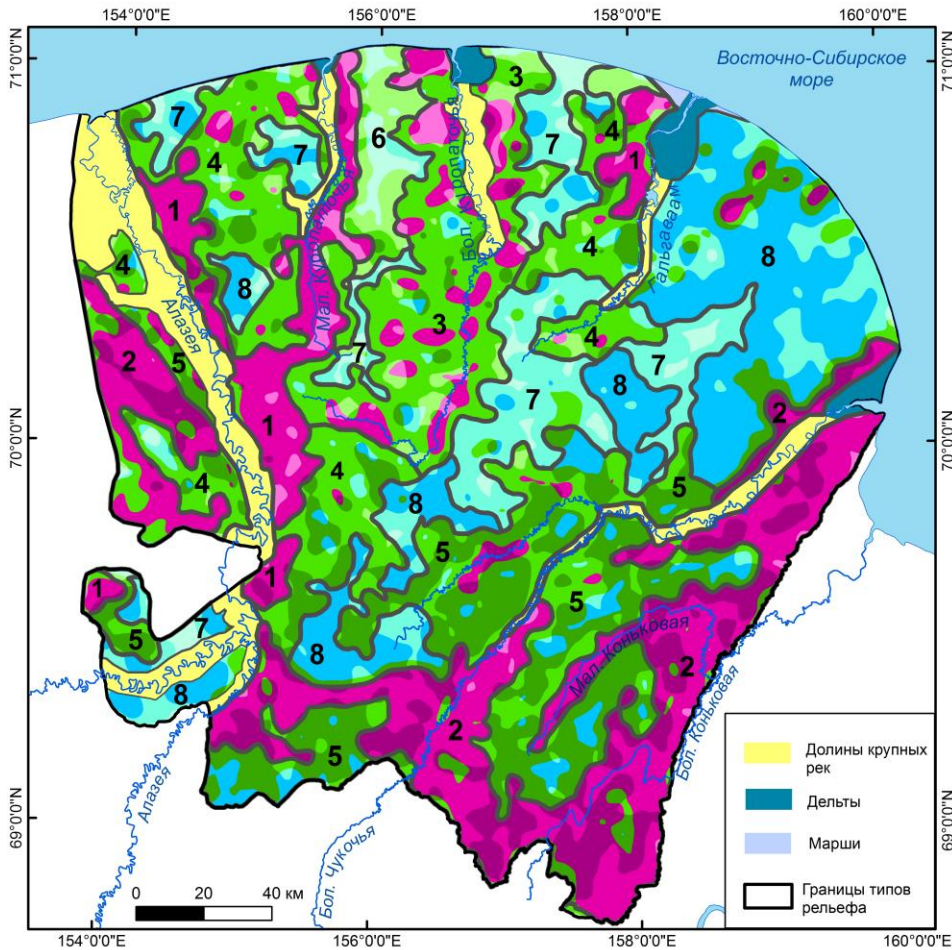


Рис. 4.4. Типы озерно-термокарстового рельефа по соотношению площади едом и озер на основе пересечения плотностных схем едом и озер (см. табл. 4.4, рис. 4.2, 4.3): 1 – высокая едомность, средняя заозеренность; 2 – сочетание высокой едомности, высокой и средней заозеренности; 3 – сочетание участков высокой едомности и заозеренности и средней едомности и заозеренности; 4 – средняя едомность, средняя заозеренность; 5 – средняя едомность, высокая заозеренность; 6 – низкая едомность, средняя и низкая заозеренность; 7 – средняя и низкая едомность, низкая заозеренность; 8 – низкая едомность, высокая заозеренность. Границы контуров долин рек, дельт и маршей взяты с карты четвертичных отложений масштаба 1:1000000 (Государственная геологическая..., 2000а).

Глубина расчленения рельефа. Особенностью рельефа районов распространения ЛК на равнинных территориях является высокая степень расчлененности термокарстовыми и термоэрозионными процессами. Глубина расчленения рельефа зависит от мощности ЛК (Колпаков, 1982; Каплина и др., 1986), поэтому данный показатель может использоваться для выявления их современной мощности с учетом того, что средняя мощность сохранившихся ЛК под аласным комплексом – 2 м (Shmelev et al., 2017). Средние глубины расчленения рельефа по созданной нами схеме (рис. 4.5, в) составляют 20–25 м, что соответствует литературным данным (Архангелов и др., 1979; Каплина и др., 1981 и др.). Т.Н. Каплина с соавторами отмечает закономерность убывания глубин расчленения едомы аласами с понижением

абсолютных отметок и объясняет это уменьшением мощности ЛК с уменьшением высоты поверхности (Каплина и др., 1986). Однако, пространственное распространение ЛК говорит в пользу их покровного характера, что отмечалось ранее (Томирдиаро, 1980). По нашим данным, районы с максимальными глубинами расчленения рельефа приурочены к депрессиям, где едома сохранилась в виде останцов (рис. 4.5, а, в). В то время как в районах более высоких участков равнины глубины термокарстового расчленения снижаются, что, по-видимому, говорит о том, что мощность ЛК здесь изначально была меньше. На участке междуречья рек Гальгаваам и Бол. Чукочьа в результате практически полного оттаивания рельеф имеет небольшие значения глубин расчленения (0–15 м).

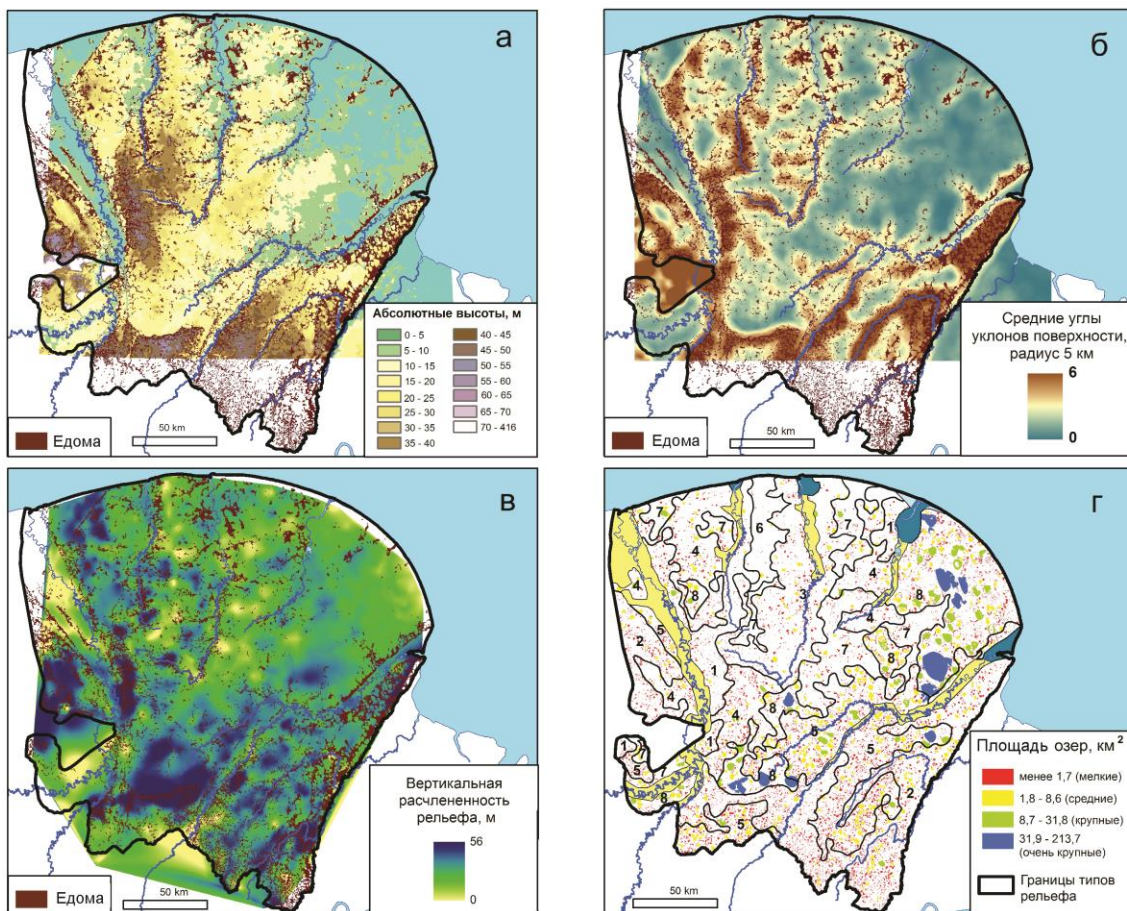


Рис. 4.5. Пространственный анализ рельефа: сопоставление распространения отложений ЛК с цифровой моделью рельефа (а), со средними углами уклонов поверхности (б), со схемой глубин расчленения рельефа (в); сопоставление распространения типов озерно-термокарстового рельефа (см. рис. 4.4) и групп озер по их площади (г).

Морфология едом является важным показателем особенностей развития рельефа в голоцене и отражает воздействие как эндогенных, так и экзогенных факторов рельефообразования в голоцене. Нами выделено пять морфологических типов едом: массивный, массивно-останцовый, холмисто-останцовый, разреженный массивно-останцовый и островной (рис. 4.6). Три из них относятся к районам с высокой едомностью: массивный,

массивно-останцовый, холмисто-останцовый. Массивный и массивно-останцовый тип едомы характерен для участков с наибольшими значениями средних углов уклонов поверхности (4–6°) и маркирует территории, испытывающие поднятие на современном этапе (рис. 4.7). Холмисто-останцовый тип распространен на юге тундровой зоны. Таким же морфотипом характеризуются едомы прилегающей зоны тайги. Граница распространения холмисто-останцового морфотипа вероятнее всего указывает на положение северного предела лесотундры в среднем и позднем голоцене (рис. 4.7).

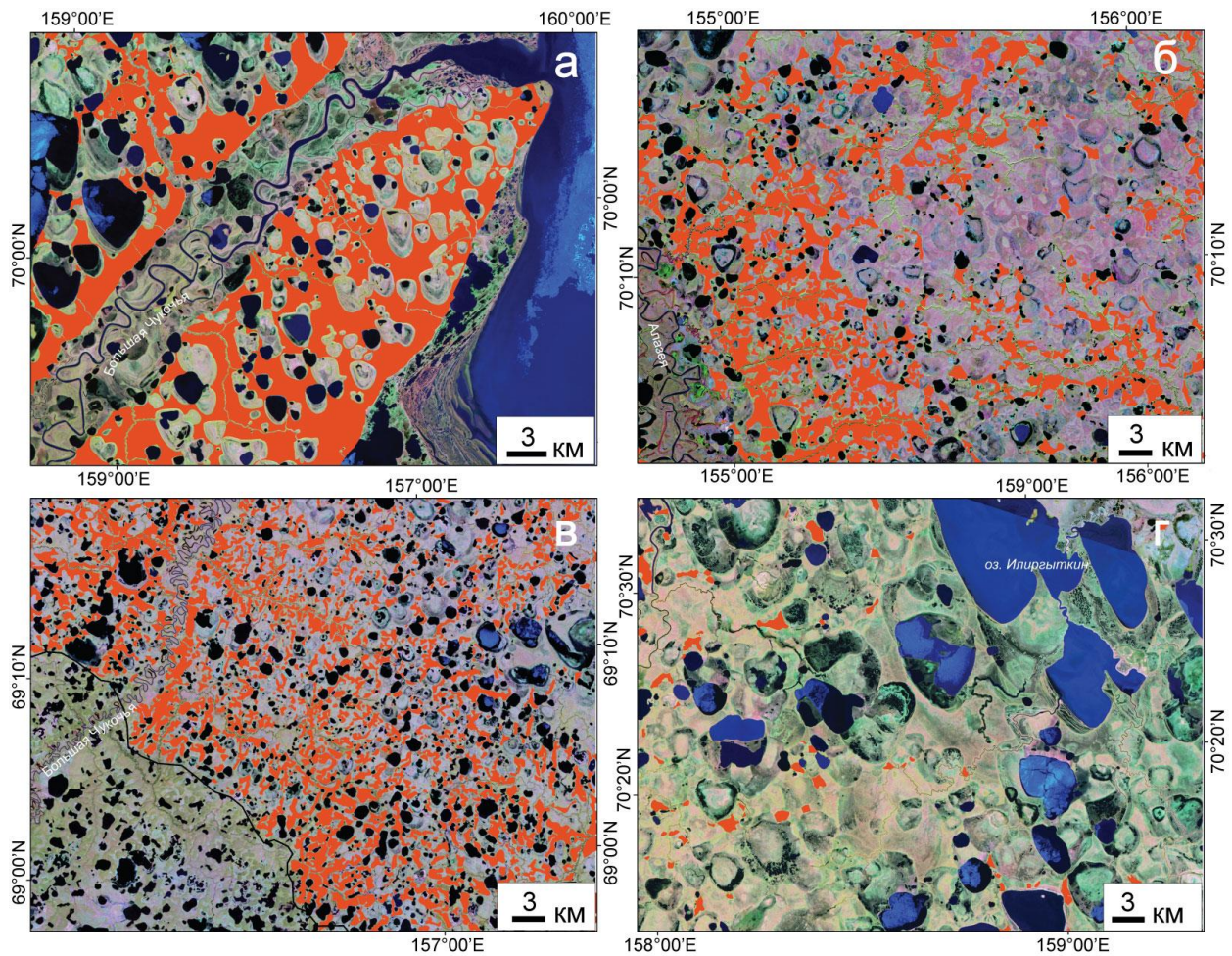


Рис. 4.6. Основные морфологические типы едом: а – массивный, б – массивно-останцовый и разреженный массивно-останцовый, в – холмисто-останцовый, г – островной. Едома показана красным цветом.

Так, граница лесотундры достигала в раннем голоцене (8–9,5 тыс.л.н.) современной береговой линии (Ложкин и др.,1975; MacDonald et al., 2000; Sher et al.,2005; Важенина, Ложкин, 2013), а в среднем–позднем голоцене, по-видимому, существовала в современной зоне южных тундр (MacDonald et al., 2000). Существование древесной растительности снижало интенсивность термоэрозионных процессов и способствовало формированию пологих задернованных склонов останцов ЛК.

Участки со средней степенью сохранности едом характеризуются разреженным массивно-останцовым морфотипом, соответствующим участкам со средними значениями углов уклонов поверхности (2–4°). На равнинных участках с низкой едомностью, средней и высокой заозеренностью распространен островной морфотип.

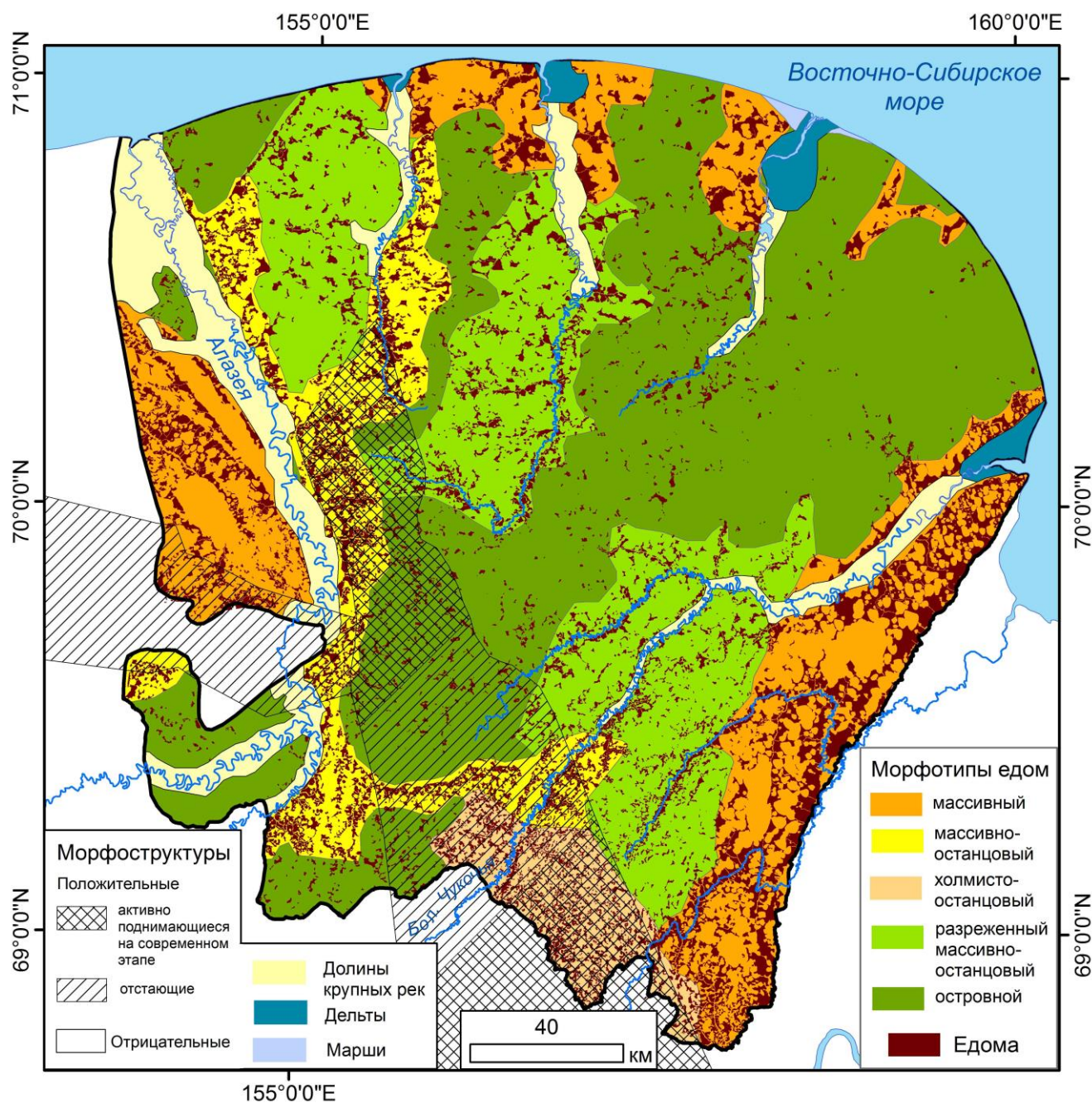


Рис. 4.7. Распространение морфотипов едомы и морфоструктур (по: Государственная геологическая..., 2006). Морфотипы едомы: 1 – массивный, 2 – массивно-останцовый, 3 – холмисто-останцовый, 4 – разреженный массивно-останцовый, 5 – островной.

Таким образом, выделенные типы озерно-термокарстового рельефа характеризуются различными показателями, отражающими пространственную дифференциацию воздействия различных рельефообразующих факторов в голоцене (табл. 4.5).

Таблица 4.5. Характеристика типов озерно-термокарстового рельефа

Типы озерно-термокарстового рельефа по преобладающему сочетанию удельной площади едом и озер (% от всей площади)	Абсолютные высоты, м	Средние уклоны, в градусах	Характеристика гидросети	Глубины расчленения рельефа, м	Морфотипы едомы
1. Высокая едомность, средняя заозеренность (7)	20–50	5–6	Хорошо развитая гидросеть из ручьев, впадающих в близлежащие крупные водотоки, преобладают мелкие озера	20–40	Массивно-останцовая и массивная
2. Высокая едомность, высокая и средняя заозеренность (20)	30–60	5–6	Хорошо развитая гидросеть из ручьев, впадающих в близлежащие крупные водотоки, преобладают мелкие озера с участием средних	20–50	Массивная и холмисто-останцовая
3. Сочетание участков высокой едомности и заозеренности, и средней едомности и заозеренности (9)	10–30	3–5	Развитая гидросеть из ручьев, преобладают мелкие озера с участием средних	20–40	Разреженная массивно-останцовая
4. Средняя едомность, средняя заозеренность (7)	10–35	2–3	Развитая гидросеть из ручьев, преобладают мелкие озера с единичным участием средних	10–30	Разреженная массивно-останцовая и островная
5. Средняя едомность, высокая заозеренность (19)	20–50	2–4	Слаборазвитая гидросеть, преобладают мелкие озера с участием средних и крупных озер	10–40	Островная
6. Средняя и низкая едомность и низкая заозеренность (2)	10–30	0–2	Слаборазвитая гидросеть, единичные мелкие озера	10–20	Островная
7. Низкая едомность, средняя и низкая заозеренность (11)	10–25	1-2	Слаборазвитая гидросеть, мелкие озера с участием средних и крупных	10–30	Островная
8. Низкая едомность, высокая заозеренность (17)	0–20	0–1	Слаборазвитая гидросеть, мелкие, средние, крупные и очень крупные озера	10–40	Островная

4.3. Развитие термокарста и изменение заозеренности в голоцене

В результате развития термокарстовых и термоэрозионных процессов в конце неоплейстоцена – начале голоцена при потеплении климата обширные равнины, сложенные ЛК, подверглись процессам деградации мерзлоты и формированию аласных котловин на большей части территории. Данные о распространении четвертичных отложений в голоцене позволяют получить представление об интенсивности термокарстовых процессов. Карта аласности (рис. 4.8) отражает степень развития термокарста.

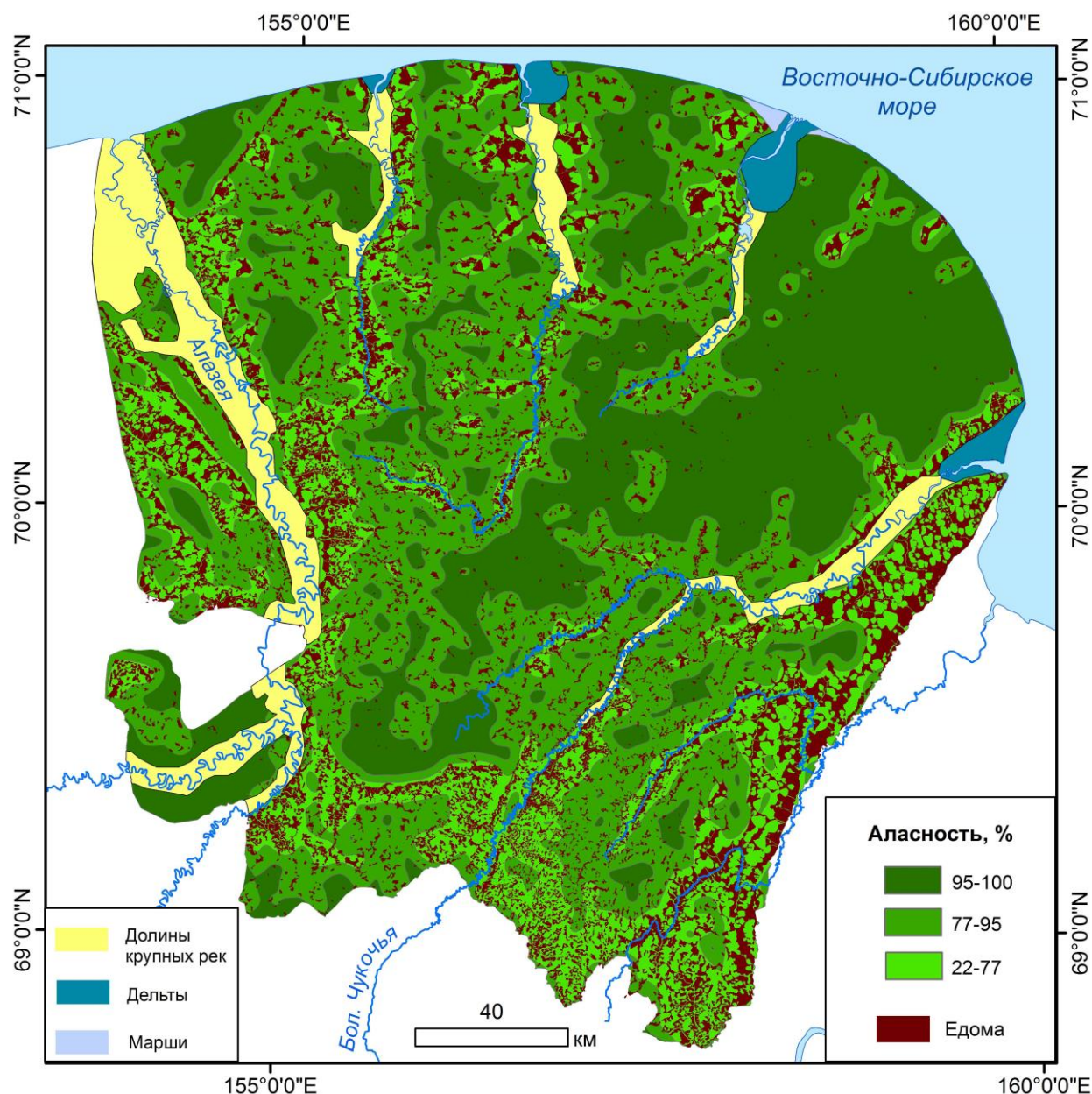


Рис. 4.8. Карта аласности тундровой зоны Колымской низменности. Границы контуров долин рек, дельт и маршей взяты с карты четвертичных отложений масштаба 1:1000000 (Государственная геологическая..., 2000а).

Аласы занимают 72 % от всей площади исследуемой территории (табл. 4.1). По аналогии с градациями едомности, мы выделили участки с высокой, средней и низкой аласностью (рис. 4.8). Имеющиеся радиоуглеродные датировки ЛК и аласных отложений разных районов северной Якутии (рис. 4.9) показали, что активизация термокарстовых процессов произошла 13–12 тыс. л. н. и большая часть аласных котловин формировалась в период 12,5 – 10 тыс. л.н. (Каплина, 2009; Walter et al., 2014).

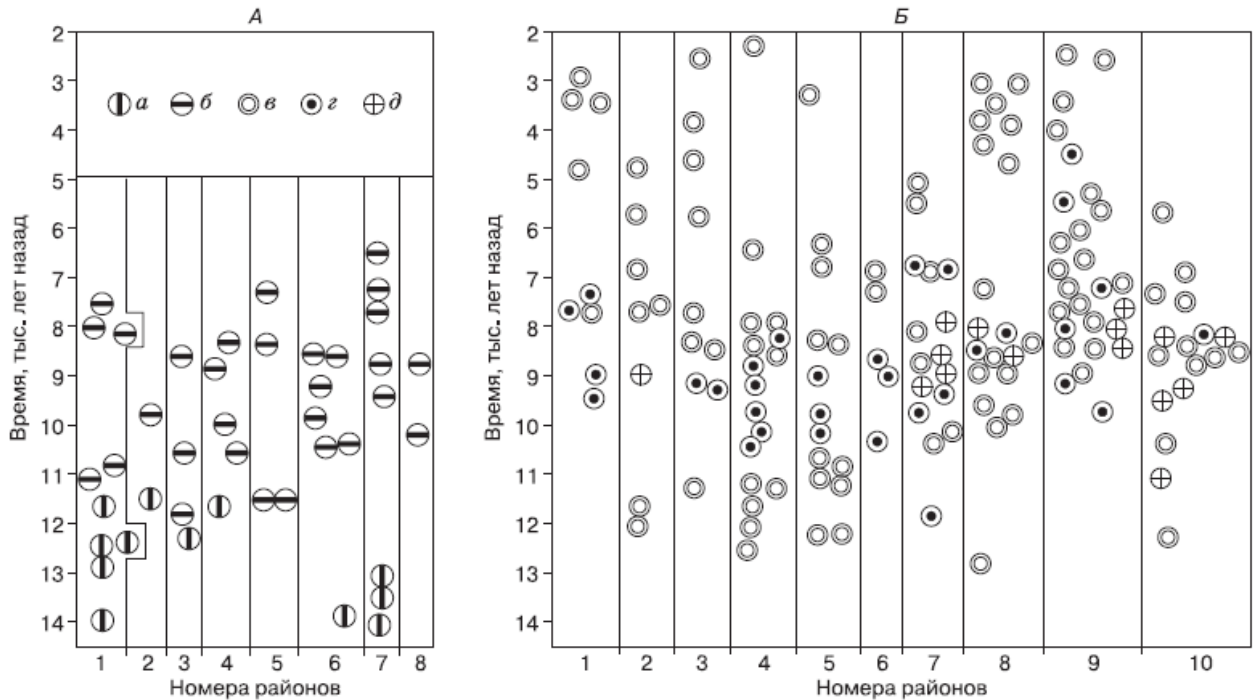


Рис. 4.9. Радиоуглеродные даты на едомах (А) и в аласах (Б) (Каплина, 2009). Даты: а – из верхних слоев ЛК; б – из покровного слоя; в – по торфу (из торфяников); г – по древесине; д – по березе. А – районы: 1 – Быковский п-ов; 2 – Мус-Хая; 3 – Ойгосский яр, о-ва Котельный и Новая Сибирь; 4 – Хапташинский яр, реки Волчья, Керемесит, Шандрин; 5 – р. Хрома; 6 – р. Куропаточья и м. Мал. Чукочий; 7 – долина Колымы; 8 – Амбарчик, о. Айон. Б – районы: 1 – Быковский п-ов; 2 – п-ов Буор-Хая, пос. Казачье, Ванькина губа; 3 – район горы Урюнг-Хастах; 4 – о. Бол. Ляховский; 5 – о-ва Котельный, Жохова, Новая Сибирь; 6 – Хапташинский яр; 7 – долины рек Хрома, Индигирка, Берелеха, Уяндина; 8 – долины рек Шандрин, Хомус-Юрях, Керемесит, Куропаточья, Алазея и м. Мал. Чукочий; 9 – бассейн низовьев Колымы; 10 – о-ва Роутан и Айон, берег в районе устья р. Раучуа.

Вывод этих исследователей подтверждается результатами моделирования, согласно которым для оттаивания ЛК мощностью 20 и 40 м достаточно 800 и 2000 лет соответственно (Тумской, 2002). Таким образом, можно рассматривать распространение аласных котловин как показатель заозеренности территории тундровой зоны Колымской низменности в раннем голоцене.

Развитие термокарстовых и термоэрозионных процессов затронуло от 22 до 100 % территории, а их интенсивность зависела от абсолютных высот, углов уклона поверхности, удаленности существовавших рек и базиса эрозии. На наиболее низменных участках

формировались крупные термокарстовые озера площадью до 400 км^2 , что в два раза превышает площадь наибольшего из существующих сейчас озер – оз. Бол. Морское (рис. 4.10). Важно отметить, что на большей части территории озерное осадконакопление сменилось болотным уже ко времени климатического голоценового оптимума приморских низменностей севера Якутии, 8–9,5 тыс. л.н. Этот период характеризуется превышением средних температур воздуха июля относительно современных на $5\text{--}6^\circ\text{C}$ (Ложкин и др., 1975; Важенина, Ложкин, 2013). При дальнейшем похолодании климата (Каплина, Ложкин, 1982; Ложкин, 1991; Pisaric et al., 2001; Schirrmeister et al., 2002a, b; Andreev et al., 2004; Tarasov et al., 2013) интенсивность термокарстовых процессов снижалась и происходил постепенный спуск термокарстовых озер.

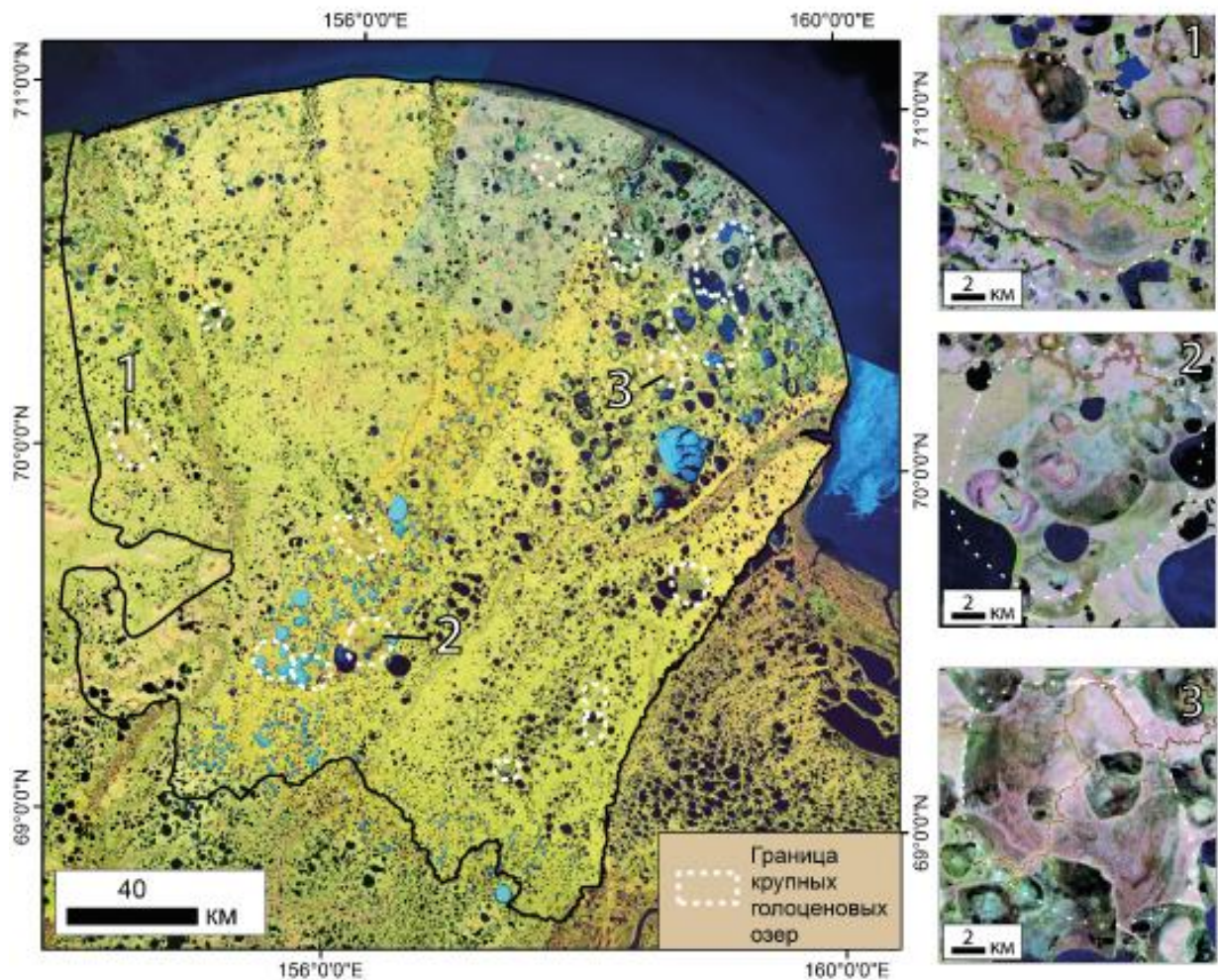


Рис. 4.10. Распространение крупных озер, формировавшихся в голоцене.

Соотношение площади современных озер к площади аласов дает представление об изменении заозеренности в голоцене. Проведена оценка площади аласов и термокарстовых озер для каждого класса аласности (табл. 4.6). Средняя площадь аласов в составляет 83 % от всей площади распространения ЛК, занимая 58 % на участках с низкой, 89 % на участках со средней и 99 % на участках с высокой аласностью. Термокарстовые озера в пределах распространения

отложений ЛК занимают 14,7 % от всей площади тундровой зоны Колымской низменности. Озера занимают 18 % на участках с низкой аласностью, 17 % на участках со средней и 19 % на участках с высокой аласностью. Уменьшение площади озер за голоцен для всех классов аласности составляет 81–83 %. (табл. 4.6). Сопоставимое для всех классов аласности уменьшение площади озер в голоцене объясняется тем, что термокарстовые озера только на стадии их образования представляют собой замкнутые системы. Возникающий затем сток из озер связывает их с существующей эрозионной системой и в итоге с абсолютным базисом эрозии, в результате чего устанавливается динамическое равновесие с долинной сетью (Воскресенский, Плахт, 1982).

Табл. 4.6. Площади аласов и термокарстовых озер в пределах классов аласности

Аласность	Площадь класса, км ² (% от всей площади)	Площадь аласов		Площадь термокарстовых озер			
		км ²	% от площади класса	км ²	% от площади класса	% от площади аласов	Уменьшение площади озер в голоцене, %
Низкая	11114 (28)	6463	58	1169	10,5	18,1	81,9
Средняя	16220 (42)	14448	89	2394	15	16,6	83,4
Высокая	11763 (30)	11675	99	2177	18,5	18,6	81,3
Вся площадь	39098 (100)	32588	83	5740	14,7	17,6	82,4

Важно отметить, что на других участках распространения отложений ЛК значения заозеренности сопоставимы с полученными значениями для всей тундровой зоны Колымской низменности. Так, термокарстовые озера занимают 14,4 % всей площади на Быковском п-ове (Grosse et al., 2005), 9–15 % в северной части Анабаро-Оленекского междуречья (Романенко, 1997; Grosse et al., 2006), 13,3 % в районе дельты Лены (Morgenstern et al., 2011), 15 % на п-ове Широкостан Яно-Индигирской низменности (Родионова, 2013). Большая часть озер к настоящему времени спущена, озера существуют преимущественно в уже сформированных аласах.

4.4. Выводы

1. Использование космических снимков Landsat для картографирования четвертичных отложений в районах распространения ЛК и разработанная автором методика на основе применения ГИС-технологий позволили провести уточнение распространения площади различных типов четвертичных отложений и провести геоморфологических анализ озерно-термокарстового рельефа.

2. Установлено, что едомы, сложенные отложениями ЛК, в значительной степени переработаны термокарстовыми и термоэрозионными процессами в голоцене и сохранились лишь на 16 % территории, аласы занимают 72 %. Сопоставление с данными геологической карты масштаба 1:1000000 показало, что площадь распространения отложений ЛК на карте завышены в 2,5 раза. Выявлено, что наибольшая площадь едом сохранилась на территориях, испытывающих тектоническое поднятие на современном этапе и характеризующихся наименее благоприятными для развития термокарста условиями - наибольшими значениями средних углов уклонов поверхности (4–6°) и относительными превышениями абсолютных высот, а также развитой гидросетью.

3. Выделено 8 типов озерно-термокарстового рельефа по соотношению едомности и заозеренности, отражающих особенности формирования рельефа в голоцене, и дана их характеристика. Аласы преобладают во всех типах рельефа, но их удельная площадь и степень заозеренности различаются. Малоозерные аласные равнины с низкой едомностью вероятнее всего указывают на тектоническое поднятие этих территорий, происходившее на фоне понижения базиса эрозии после раннеголоценовой трансгрессии. Участки с низкой едомностью и высокой заозеренностью, характерные для участков с низкими абсолютными высотами, встречаются и на более высоких участках равнины.

4. Выявлено, что средние глубины расчленения рельефа составляют 20–25 м. Районы с максимальными глубинами расчленения рельефа приурочены к депрессиям, где едома сохранилась в виде останцов. В районах более высоких участков территории глубины расчленения рельефа снижаются, что, по-видимому, говорит о том, что мощность отложений ЛК здесь изначально была меньше.

5. Выделено пять морфологических типов едом. Массивный и массивно-останцовый морфотипы едом соответствуют участкам с высокими значениями средних углов уклонов поверхности и маркируют территории, испытывающие поднятие на современном этапе. Холмисто-останцовый морфотип едом, распространенный на юге исследуемой территории, вероятнее всего указывает на положение зоны тайги в среднем и позднем голоцене. Островной морфотип соответствует участкам наиболее низких геоморфологических уровней.

6. Средняя заозеренность тундровой зоны Колымской низменности в пределах распространения ЛК составляет 14,7 %. Большая часть озер существует в уже сформированных аласах. Соотношение площади современных озер к площади аласов дает возможность реконструировать изменение заозеренности в голоцене. Заозеренность аласов равна 17-19 %. Уменьшение площади термокарстовых озер за голоцен для всех классов аласности составляет 81–83 %.

Глава 5. Современная динамика озерно-термокарстового рельефа тундровой зоны Колымской низменности

Современная динамика озерно-термокарстового рельефа обусловлена термокарстовыми, термоэрозионными и термоденудационными процессами и наиболее ярко проявляется в изменении площади термокарстовых озер. С использованием космических снимков среднего разрешения (30 м) можно оценить динамику озер на большой территории, что позволяет получить объективное представление о реакции ландшафтов на современное потепление климата. Аэрофото- и космические снимки сверхвысокого разрешения (менее 1 м) позволяют провести детальную оценку динамики озерно-термокарстового рельефа, что особенно важно для наиболее уязвимых ландшафтов едомы.

5.1. Изменение заозеренности тундровой зоны Колымской низменности с 1965 по 2015 гг. по данным космических снимков CORONA и Landsat

Проведено исследование по изменению площади термокарстовых озер по космическим снимкам среднего разрешения Landsat с 1973 по 2015 гг. для территории тундровой зоны Колымской низменности и выявлены закономерности распространения дренируемых озер. Выполнен анализ изменения площади и количества термокарстовых озер на основе сопоставления космических снимков CORONA за 1965 г. Landsat за 2014 г.

5.1.1. Динамика и закономерности распространения дренированных термокарстовых озер тундровой зоны Колымской низменности по данным космических снимков Landsat с 1973 по 2015 гг.

Для выявления динамики площади термокарстовых озер тундровой зоны Колымской низменности был проведен анализ космических снимков Landsat за период с 1973 по 2015 гг., в результате которого был установлен частичный или полный спуск отдельных термокарстовых озер, произошедший за периоды с 1973 по 1999–2001 гг., с 1999–2001 по 2013–2015 гг. и постепенное уменьшение площади части озер с 1973 по 2015 гг. (рис. 5.1). По площади дренированные озера могут быть как крупными, площадью более 31 км², так средними (1,7–8,5 км²) и мелкими (менее 1,7 км²). В большинстве случаев дренируемые озера имеют выраженный сток, в некоторых случаях спуск озера вызван непосредственно эрозионной деятельностью рек. За период с 1999 по 2015 гг. количество частично или полностью спущенных озер было выше, чем за период с 1973 по 1999 гг., что, возможно, указывает на активизацию термокарстовых и термоэрозионных процессов в результате увеличения температуры воздуха и количества осадков (Romanovsky et al., 2010; Sakai et al., 2016).

Сопоставление карты дренированных озер с картой четвертичных отложений показало, что уменьшение или полный спуск озер происходит в уже существующих аласах (рис. 5.1).

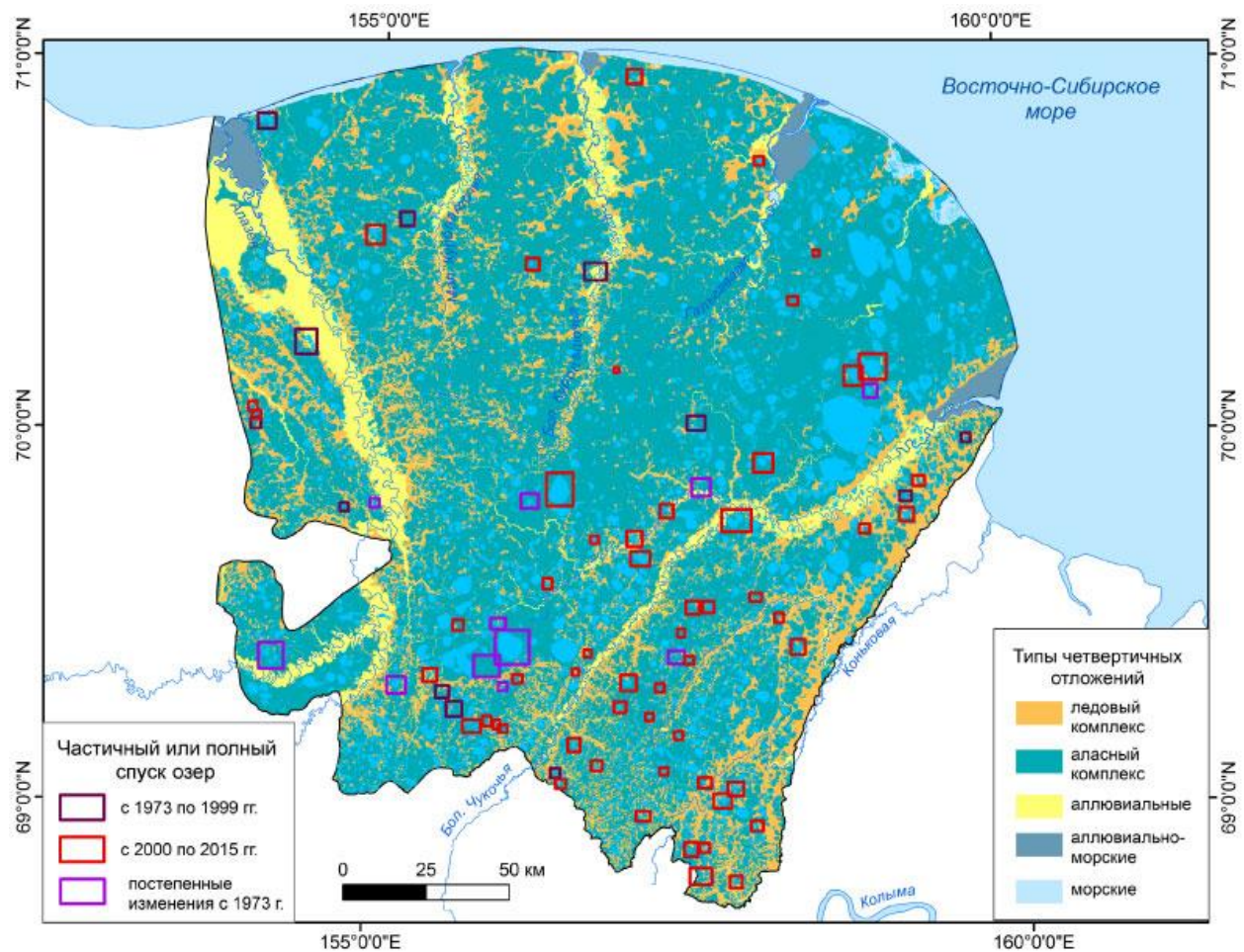


Рис. 5.1. Распространение дренированных термокарстовых озер на карте четвертичных отложений.

Сопоставление карты распространения дренируемых озер с цифровой моделью рельефа выявило, что уменьшение площади озер происходит преимущественно на повышенных участках территории (рис. 5.2). Большая часть дренированных озер расположена в южной и восточной части тундровой зоны Колымской низменности, в пределах так называемого олерского поднятия (район среднего течения рек Алазея и Бол. Чукочья) и Чукожье-Коньковской едомы, расположенной в междуречье рек Бол. Чукочья и Коньковоя (Шер, 1971; Каплина и др., 1986). Однако, на возвышенном участке верховий рек Бол. и Мал. Куропаточья, испытывающем тектоническое поднятие на современном этапе (Государственная геологическая..., 2000а), спуск озер не выявлен. Условия для широкого развития термокарста здесь неблагоприятны из-за меньшей мощности отложений ЛК и высоких значений средних углов уклонов поверхности (см. главу 4). Поэтому в настоящее время на этом участке с низкой заозеренностью, преобладают озера с малой площадью менее $1,7 \text{ км}^2$, и значительная часть озер к настоящему моменту уже спущена.

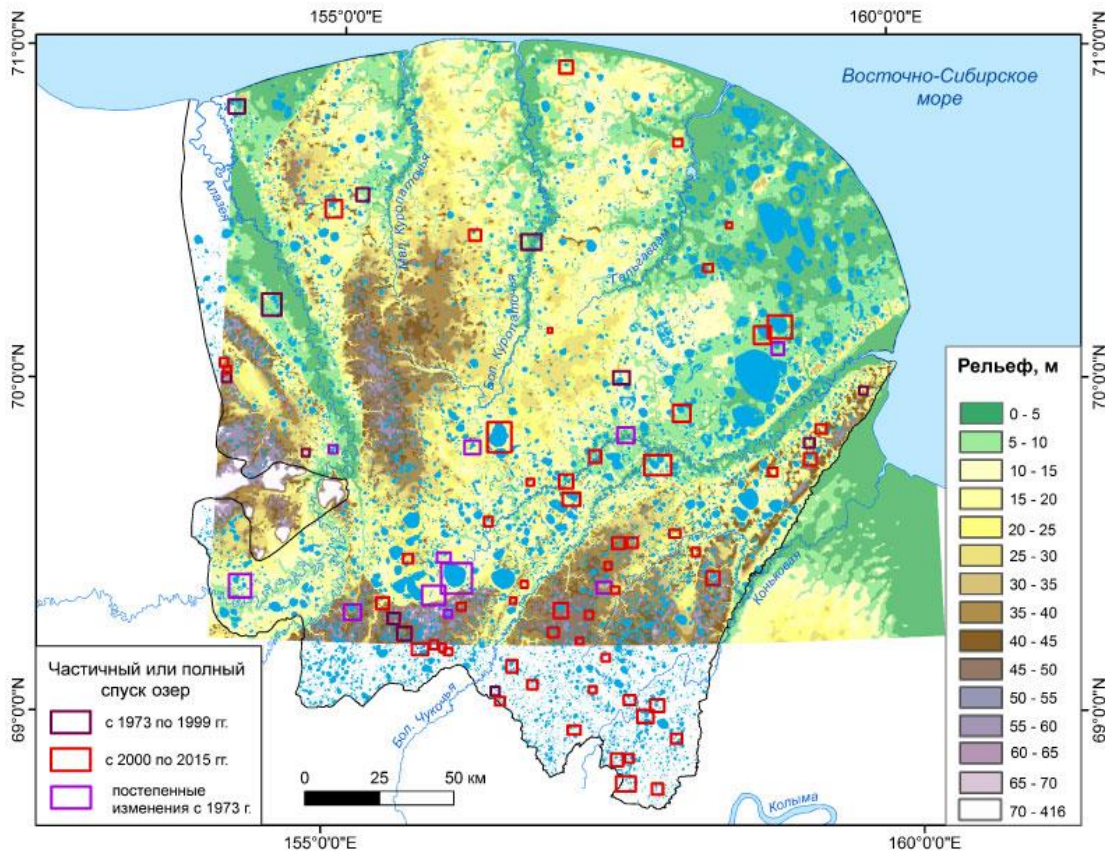


Рис. 5.2. Распространение дренированных термокарстовых озер на цифровой модели рельефа.

Анализ карт едомности и заозеренности (рис. 5.3, 5.4) показал, что в большей части случаев частичный или полный спуск озер происходит на участках с высокой и средней едомностью и с высокой заозеренностью.

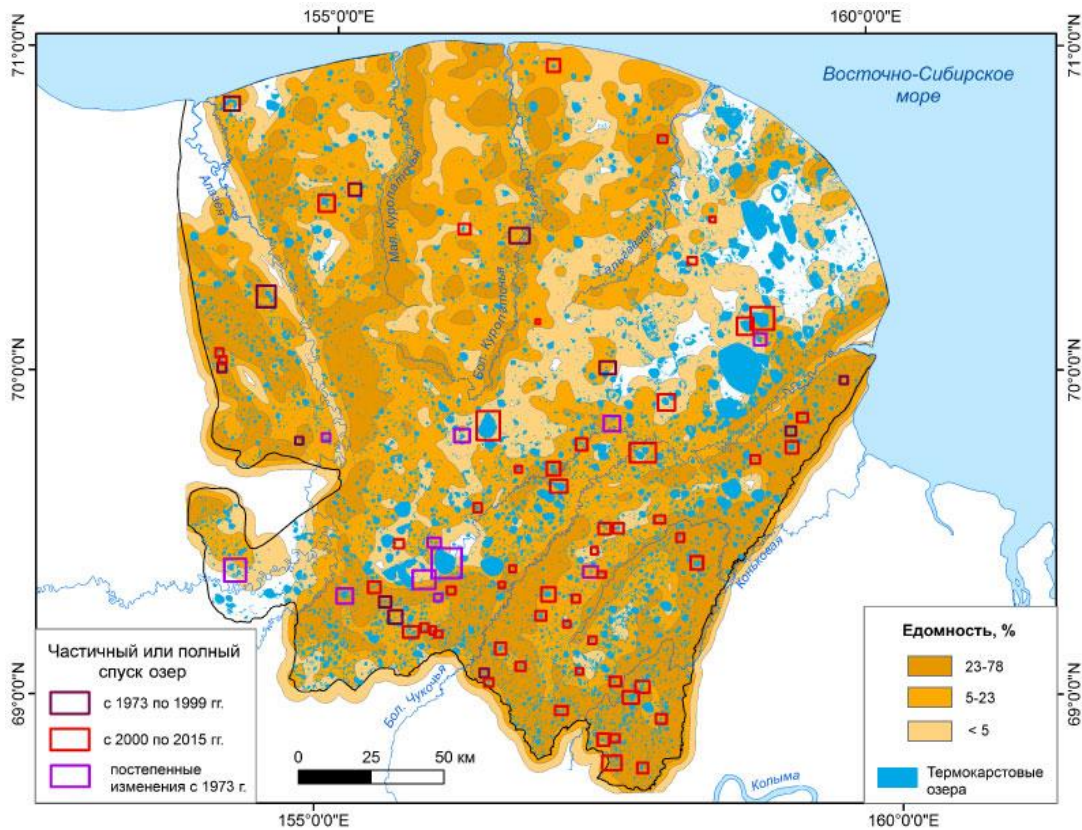


Рис. 5.3. Распространение дренированных термокарстовых озер на карте едомности.

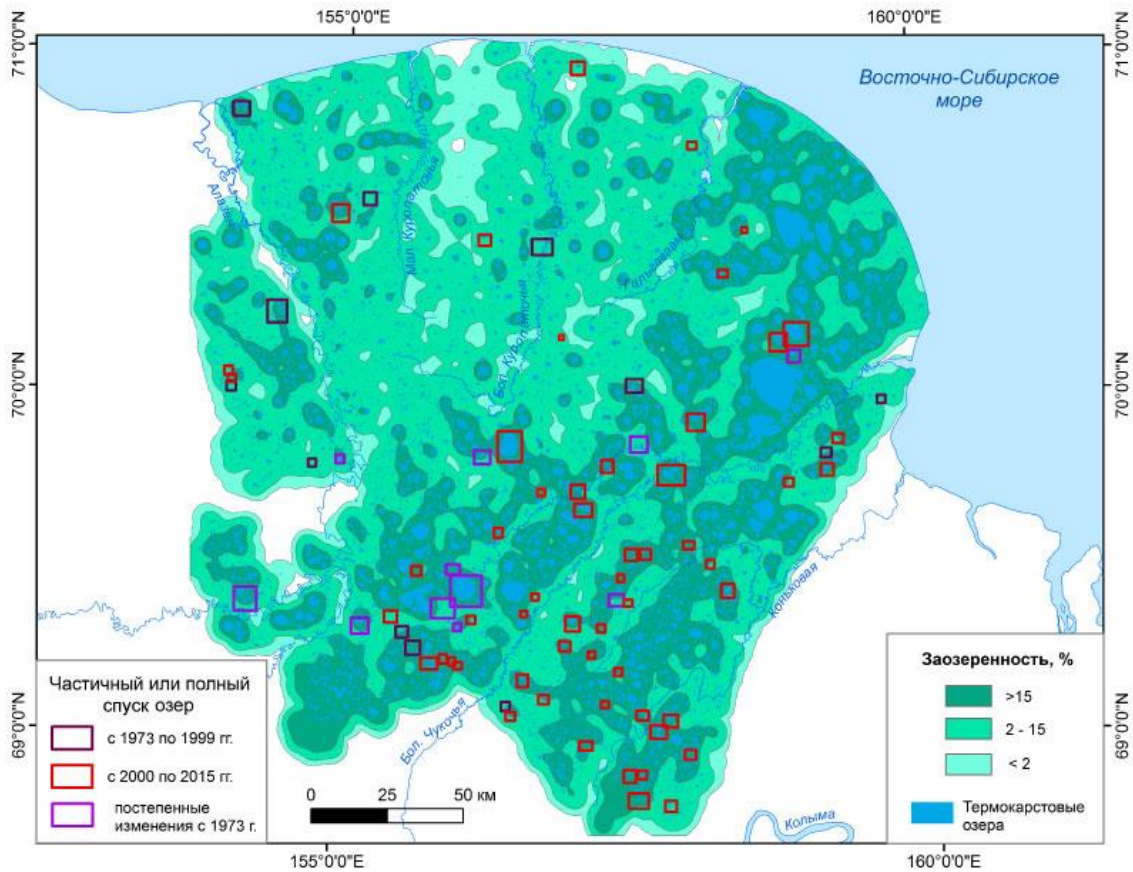


Рис. 5.4. Распространение дренированных термокарстовых озер на карте заозеренности.

Сопоставление карт распространения дренированных озер и средних углов уклонов поверхности показал, что уменьшение площади озер происходит преимущественно на участках с высокими и средними значениями средних углов уклонов поверхности, и практически не происходит на плоских участках (рис. 5.5).

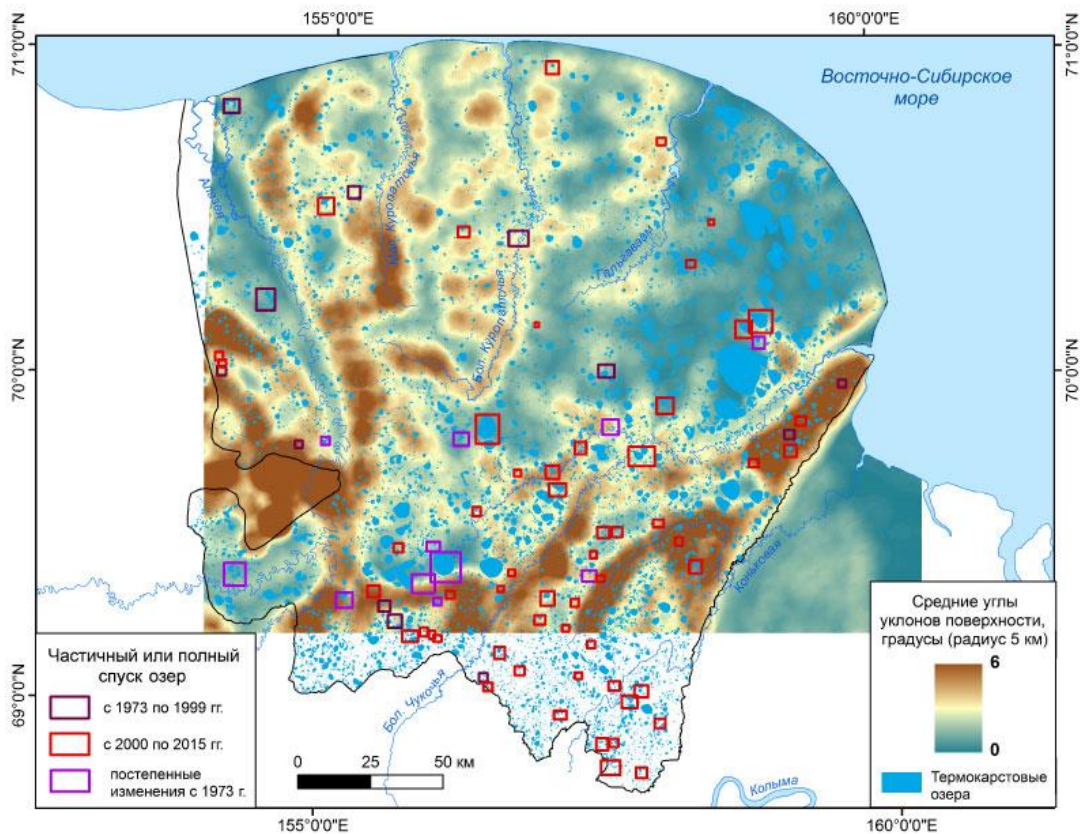


Рис. 5.5. Распространение дренированных термокарстовых озер на карте средних углов уклонов поверхности.

Сопоставление с картой глубин расчленения рельефа показал, что спуск озер (особенно крупных размеров) в большей степени характерен для участков с большими глубинами расчленения рельефа (рис. 5.6).

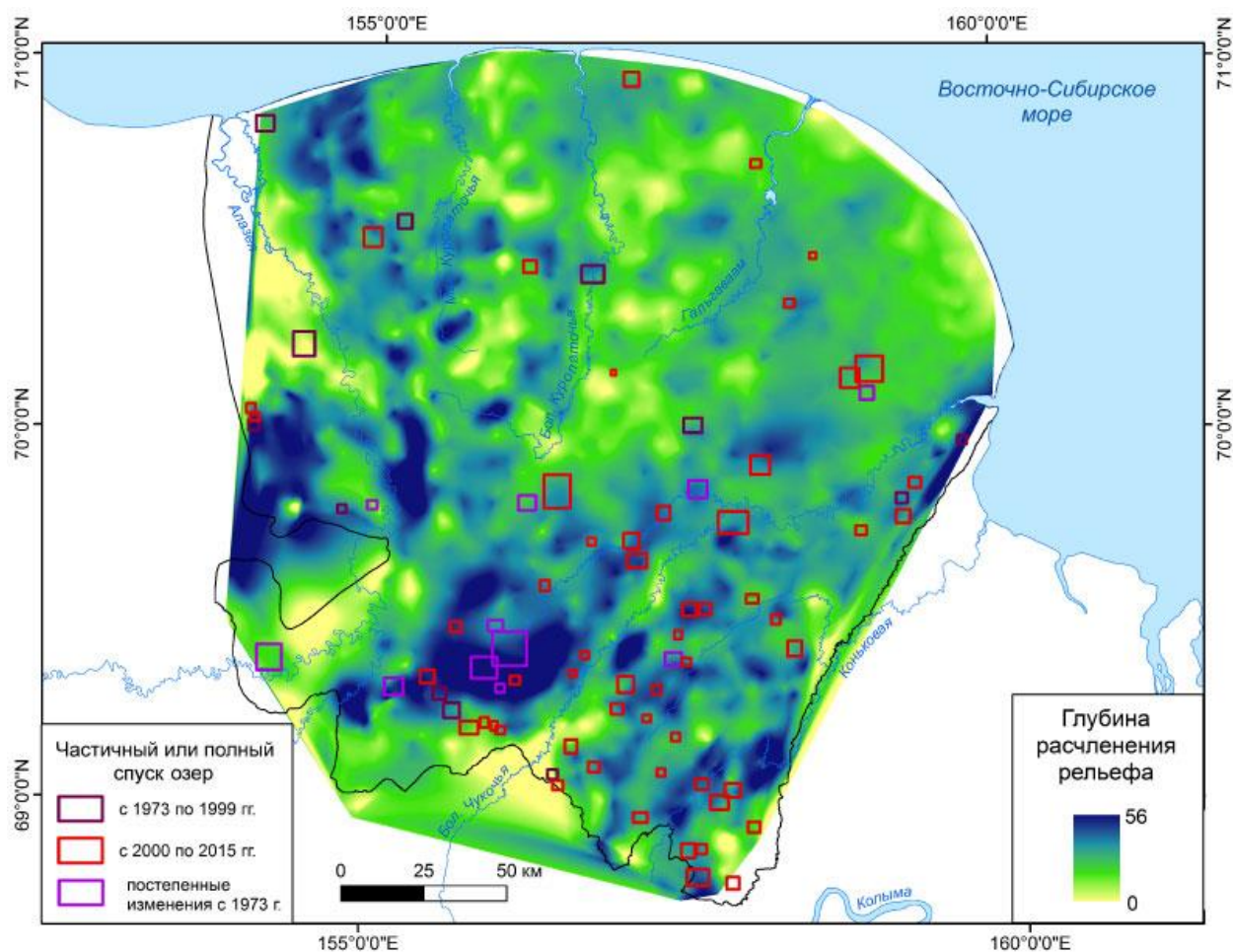


Рис. 5.6. Распространение дренированных термокарстовых озер: сопоставление с картой глубин расчленения рельефа.

Таким образом, анализ распространения дренируемых озер за период с 1972 по 2015 гг., сделанный на основе сопоставления данных космической съемки и геолого-геоморфологических карт, показал, что частичный или полный спуск термокарстовых озер происходит при следующих условиях: 1) преимущественно на более возвышенных участках с высокими или средними значениями средних углов уклонов поверхности; 2) на участках больших глубин расчленения рельефа; 3) на участках с высокой или средней едомностью и с высокой заозеренностью. Дренирование озер осуществляется через эрозионную сеть. К подобному выводу приходят и авторы исследований по динамике площади и количества термокарстовых озер других районов приморских низменностей Якутии (Günther et al., 2010, Кравцова, Родионова, 2016). Важная роль эрозионных процессов в уменьшении заозеренности в районах Арктики зоны сплошного распространения ММП отмечена на Аляске (Jorgenson, Shur, 2007; Hinkel et al., 2007; Jones et al., 2011) и в Канаде (Marsh et al., 2009; Labrecque et al., 2009).

5.1.2. Изменение заозеренности района междуречья рек Алазея и Бол. Чукочьа по космическим снимкам CORONA за 1965 г. и Landsat 8 за 2014 г.

Для количественной оценки изменения площади и числа термокарстовых озер исследован участок междуречья рек Алазея и Бол. Чукочьа площадью 2800 км² на основе сопоставления космических снимков CORONA (21.07.1965) и Landsat 8 (26.08.2014). Суммарное сравнение площади озер за 1965 и 2014 гг. показало, что площадь озер уменьшилась на 7 %, общее число озер уменьшилось с 1626 до 1559, а общая заозеренность участка сократилась на 1,5 % (табл. 5.1). На этом фоне у части озер наблюдается незначительное увеличение площади (рис. 5.7).

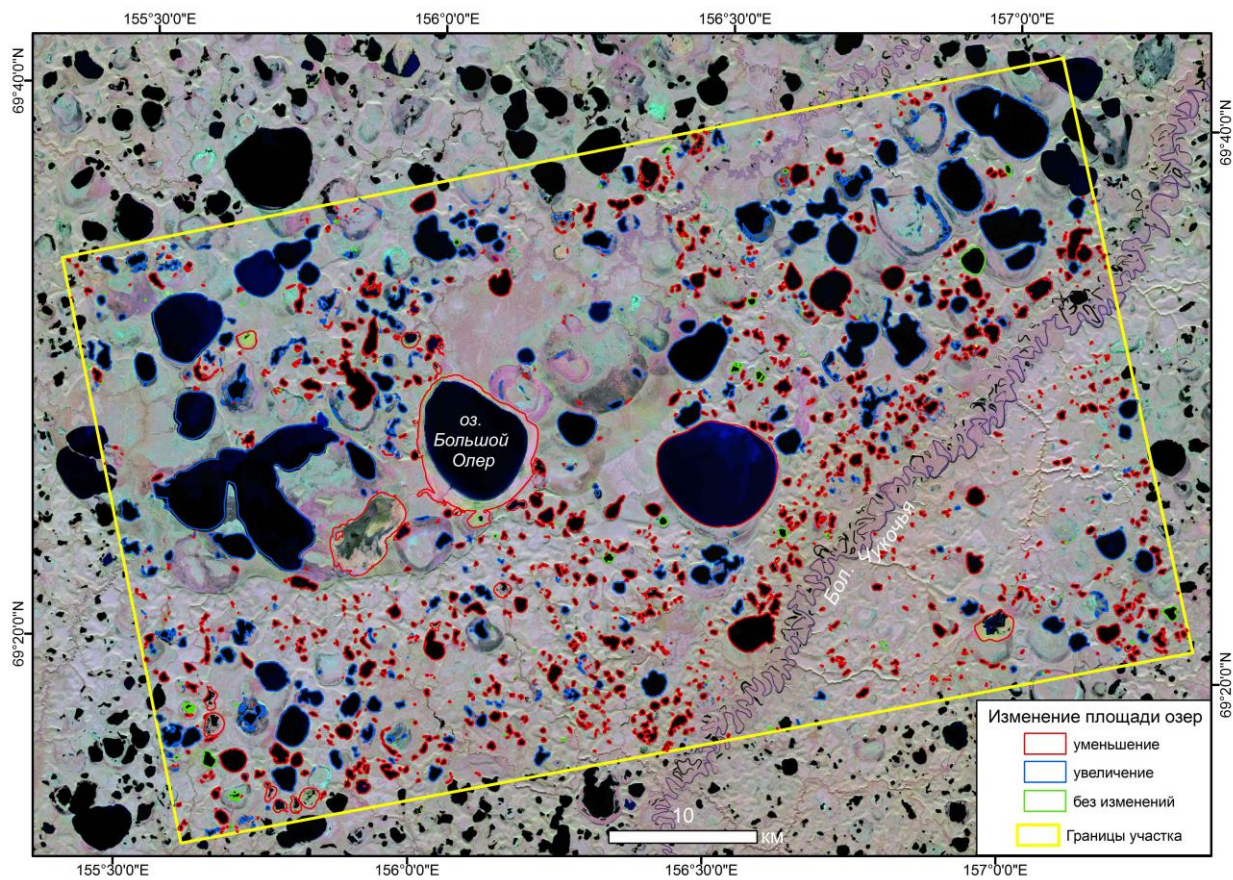


Рис. 5.7. Изменение площади термокарстовых озер за 1965 и 2014 гг. Космический снимок Landsat 8 (24.08.2016).

Табл. 5.1. Суммарное изменение площади термокарстовых озер с 1965 по 2014 гг.

Дата снимка	21.07.1965	26.08.2014	Изменения
Площадь, км ²	590,5	549,3	-41,2
Изменение площади по отношению к 1965 г., %	100	93	-7
Заозеренность всего участка, %	21,1	19,6	-1,5
Число озер	1626	1559	-67

Уменьшающиеся по площади термокарстовые озера занимают 70 % от общего количества озер исследуемого участка и составляют около 50 % площади всех озер (табл. 5.2). За 50 лет площадь уменьшающихся озер сократилась на 19 %, а общее число озер – на 4 %. При этом 80 % уменьшения всей площади озер приходится на 35 озер. Ярким примером такого озера является оз. Бол. Олер, на долю которого приходится треть от всей уменьшившейся площади. Часть озер после их спуска распадается на несколько мелких озер, впоследствии часто исчезающих в результате их зарастания.

Табл. 5.2. Изменения площади и количества **уменьшающихся** озер с 1965 по 2014 гг.

Дата снимка	21.07.1965	26.08.2014	Изменения
Площадь, км ² /изменение площади озер по отношению к 1965 г., %	286,6 (100)	232,4 (81,1)	-54,2 (-18,9)
Отношение площади уменьшающихся озер к площади всех озер за 1965 и 2014 гг., %	48,5	42,3	-6,2
Число озер	1147	1052	-95
Число уменьшающихся озер по отношению к общему числу озер за 1965 и 2014 гг., %	70,6	67,5	-3,1

На увеличивающиеся термокарстовые озера приходится так же 50 % от площади всех озер и 25 % от их общего числа (табл. 5.3). Площадь увеличилась на 5 %, при этом половина приходится на 30 озер с наибольшим увеличением площади. Часть озер увеличилась в площади за счет объединения нескольких озер в одно. В некоторых случаях происходит рост количества мелких озер в аласных котловинах, за счет которых общее число увеличившихся озер выросло.

Табл. 5.3. Изменения площади и количества **увеличивающихся** термокарстовых озер с 1965 по 2014 гг.

Дата снимка	21.07.1965	26.08.2014	Изменения
Площадь, км ² /изменение площади озер по отношению к 1965 г., %	294,2 (100)	308,8 (105)	+14,6 (+5)
Отношение увеличивающихся озер к площади всех озер, %	49,8	56,2	+6,4
Число озер	408	452	+44
Число уменьшающихся озер по отношению к общему числу озер за 1965 и 2014 гг., %	25,1	28	+2,9

Сопоставление карт изменения площади термокарстовых озер и распространения типов озерно-термокарстового рельефа показало, что на участках с высокой едомностью в сочетании

с высокой и средней заозеренностью, в целом, происходит уменьшение площади озер. Исключение составляют несколько крупных озер, увеличивающихся по площади (рис. 5.8). В районах со средней едомностью и высокой заозеренностью наблюдается уменьшение площади малых и увеличение площади средних озер. На участках с низкой едомностью и высокой заозеренностью происходит увеличение большей части термокарстовых озер. Вместе с тем, отдельные крупные озера полностью или значительно уменьшились в площади.

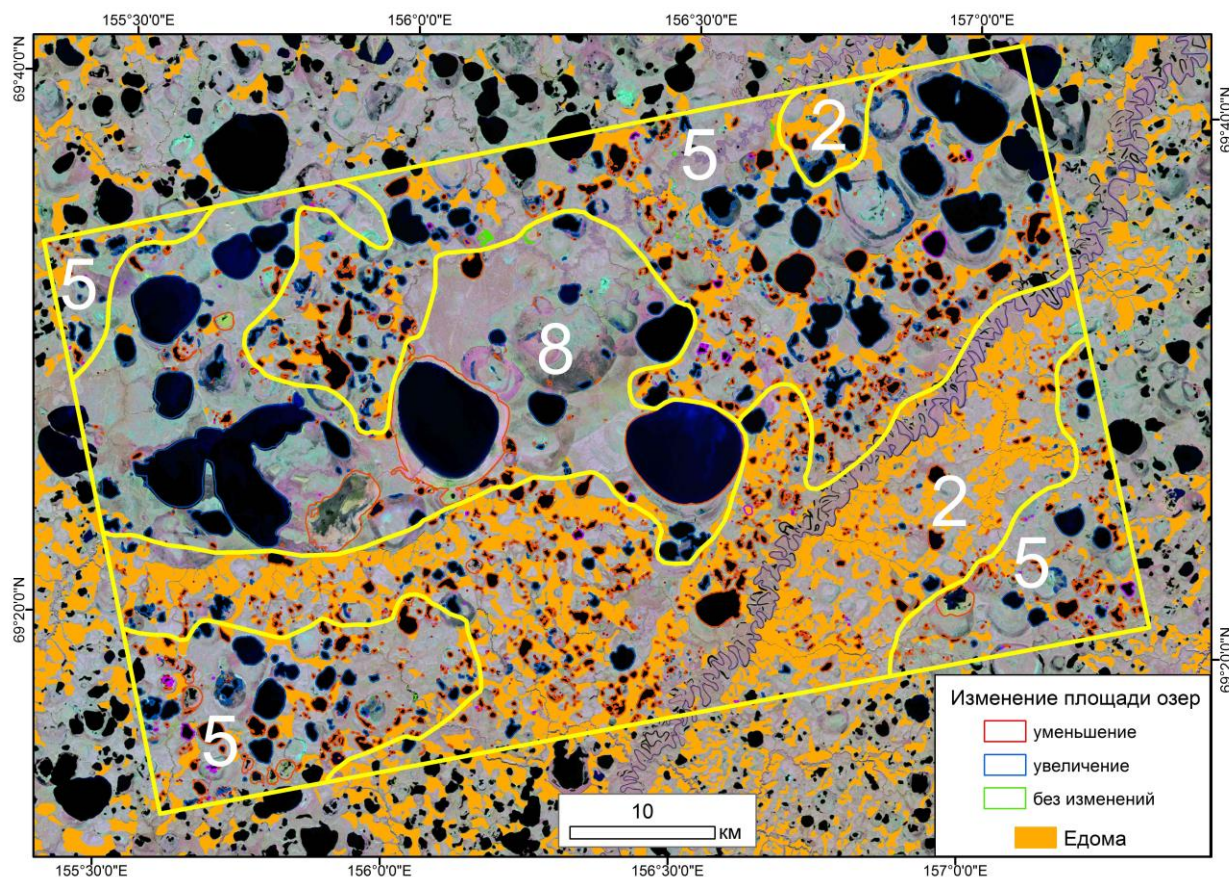


Рис. 5.8. Сопоставление границ типов озерно-термокарстового рельефа и карты распространения площади озер за 1965 и 2014 гг. Цифрами на карте обозначены типы озерно-термокарстового рельефа в соответствии с рис. 4.4: 2 – сочетание высокой едомности, высокой и средней заозеренности; 5 – средняя едомность, высокая заозеренность; 8 – низкая едомность, высокая заозеренность. Космический снимок Landsat 8 (24.08.2016).

Сопоставление распространения изменений площади озер за 1965 и 2014 гг. с цифровой моделью рельефа показало, что увеличение площади озер происходит преимущественно на участках с пониженными высотами, в то время как уменьшение – на повышенных участках (рис. 5.9). Более подробный анализ высот урезов воды озер, взятых с топографической карты масштабов 1:100000 и 1:200000, также показал, что отметки уреза воды увеличивающихся озер преимущественно наиболее низкие (приложение 2).

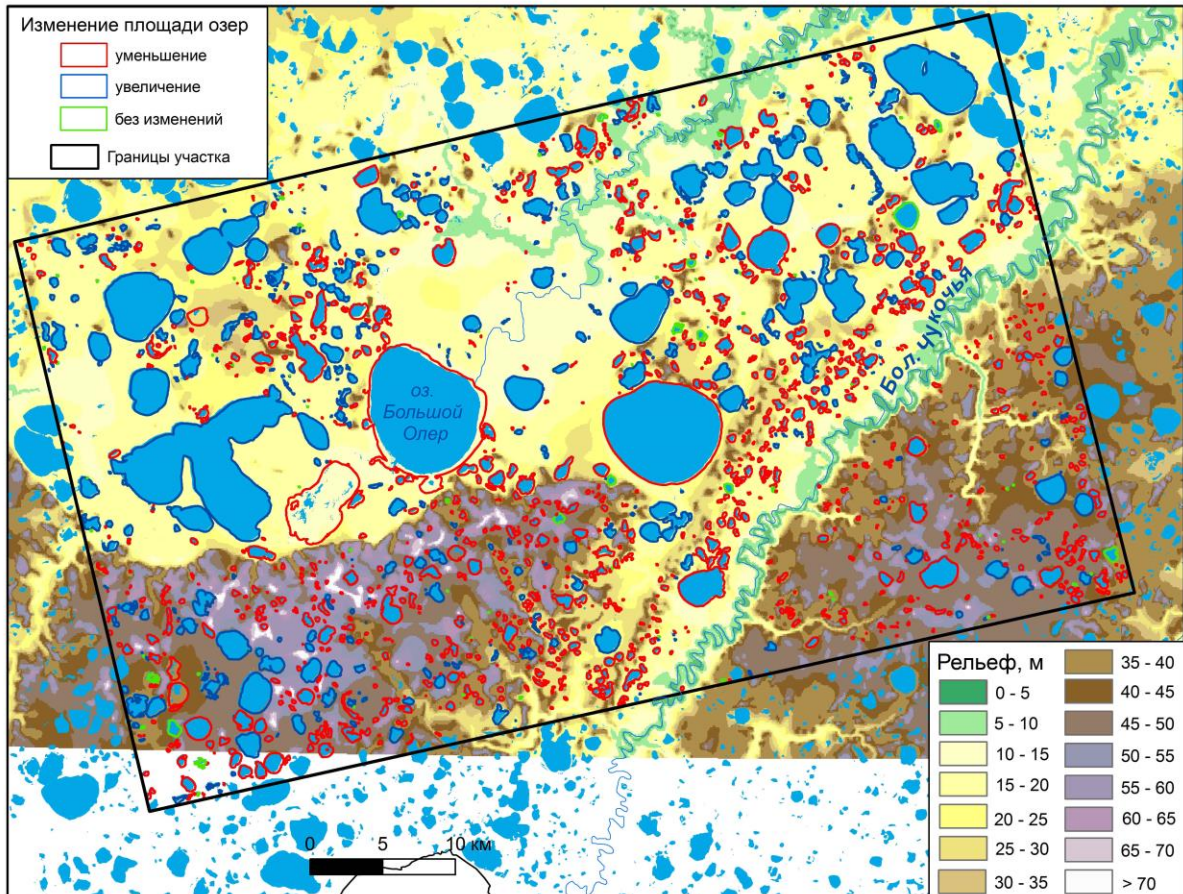


Рис. 5.9. Сопоставление изменения площади озер за 1965 и 2014 гг. и цифровой модели рельефа.

Полученные данные по изменению заозеренности согласуются с результатами исследований по изучению динамики термокарстовых озер районов распространения ЛК в зоне сплошного распространения ММП, где так же наблюдается общий тренд уменьшения заозеренности, при этом одни озера уменьшаются, другие – увеличиваются. На участках тундры Яно-Индибирской низменности и тайги Колымской низменности (Кравцова, Родионова, 2016) за период с 1970-х по 2000-е гг. происходит уменьшение площади одних озер (-2,2 % от всей площади озер) и увеличение других (+ 0,9 %). В районе таежной зоны западной части Колымской низменности отмечается сокращение площади озер, имеющих сток и увеличение площади крупных озер (Родионова, 2013). В районе п-ва Сьюард, Аляска, за период с 1950 по 2007 гг. общая заозеренность уменьшилась на 15 %, при этом отмечается увеличение озер площадью менее 0,1 км², преобладающих по количеству, и уменьшение нескольких озер площадью более 0,4 км² (Jones et al., 2011). В обеих работах авторы также связывают наблюдающиеся процессы с активизацией термокарстовых и термоэрозионных процессов.

5.2. Изменение заозеренности с 1965 г. по 2015 гг. и межгодовая динамика термокарстовых озер ключевого участка "Озеро Большой Олер" с 1999 по 2015 гг.

На примере озера ключевого участка "Озеро Большой Олер" проведен анализ изменения площади и количества термокарстовых озер по космическим снимкам CORONA за 1965 г. и Landsat за 1999 и 2015 гг. Изучена межгодовая динамика площади термокарстовых озер на основе анализа космических снимков Landsat с 1999 по 2015 гг. и сопоставления с данными метеостанции Андрюшкино.

5.2.1. Динамика площади и количества термокарстовых озер ключевого участка "Оз. Большой Олер" за период 1965, 1999 и 2015 гг.

Для выявления динамики площади и количества озер с 1965 по 2015 гг. на участок оз. Бол. Олер площадью 520 км² проведено сопоставление космических снимков CORONA (21.07.1965), Landsat ETM+ (25.08.1999) и Landsat 8 (28.08.2015). Озера были разделены на группы по их расположению в пределах типа озерно-термокарстового рельефа (рис. 5.10, табл. 5.4).

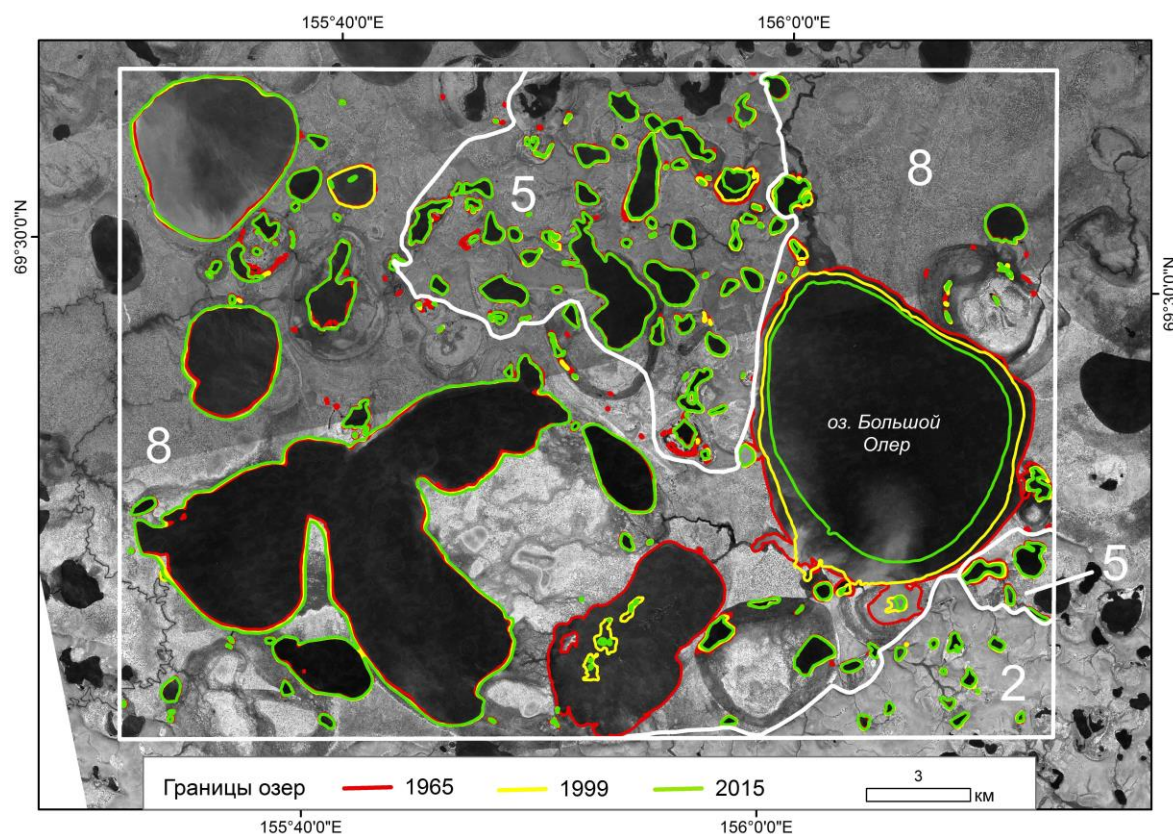


Рис. 5.10. Динамика заозеренности за 1965, 1999 и 2015 гг. участка оз. Большой Олер. Цифрами на карте обозначены типы озерно-термокарстового рельефа, соответствующие рис. 4.4 (см. главу 4): 2 – высокая едомность, высокая и средняя заозеренность; 5 – средняя едомность, высокая заозеренность; 8 – низкая едомность, высокая заозеренность. Космический снимок CORONA (21.07.1965).

В пределах участка оз. Бол. Олер встречаются следующие типы рельефа: высокая едомность в сочетании с высокой и средней заозеренностью, средняя едомность и высокая заозеренность, низкая едомность и высокая заозеренность.

На всех участках происходит общее уменьшение заозеренности и числа озер (рис. 5.10, табл. 5.4). Уменьшение заозеренности является результатом как спуска крупных озер, так и исчезновения малых озер в результате их зарастания либо в результате слияния и последующего уменьшения их площади. Расположенные в аласных котловинах малые озера как правило не имеют стока. Крупные дренированные озера в большинстве случаев имеют хорошо или слабо выраженный сток. Для крупных озер, расположенных в аласах с отсутствующим или слабо выраженным стоком, наблюдается увеличение площади. Так же отмечается увеличение площади части малых термокарстовых озер в аласных котловинах, расположенных на наиболее низких высотах (рис. 5.10). Наиболее выражена динамика для участка с низкой едомностью и высокой заозеренностью, где наблюдается наибольшее уменьшение заозеренности на 7 %, при этом здесь расположены и крупные озера с наибольшим увеличением площади (табл. 5.4). Общая площадь озер участка уменьшилась на 35 км², а заозеренность сократилась с 37 % в 1965 г. до 30 % в 2015 г. (табл. 5.4). Так же уменьшилось общее число озер со 193 в 1965 г. до 156 в 2015 г.

Табл. 5.4. Динамика озер участка оз. Бол. Олер за 1965, 1999 и 2015 гг.

	1965	1999	2015
Общая площадь озер, км ²	190,7	169,1	155,9
Заозеренность, %	37	32	30
Общее число озер	193	159	156
Низкая едомность, высокая заозеренность			
Вся площадь озер, км ²	171,4	151,3	139,8
Заозеренность от площади участка, %	42	37	34
Общее число озер	116	89	87
Число уменьшившихся озер	-	75	51
Число исчезнувших озер	-	33	35
Число увеличившихся озер	-	14	36
Средняя едомность, высокая заозеренность			
Вся площадь озер, км ²	18,3	16,8	15,1
Заозеренность от площади участка, %	21	19	17
Общее число озер	64	57	57
Уменьшение площади озер по отношению в предыдущему периоду, км ²	-	1,6	1,7
Число уменьшившихся озер	-	48	49
Число исчезнувших озер	-	3	7
Число увеличившихся озер	-	9	8
Высокая едомность, средняя и высокая заозеренность			
Вся площадь озер, км ²	0,96	1,02	0,88
Заозеренность от площади участка, %	4,3	4,5	3,9
Общее число озер	13	13	12
Число уменьшившихся озер	-	4	12
Число исчезнувших озер	-	0	1
Число увеличившихся озер	-	9	0

Сопоставление площади озер за наблюдаемые периоды показало, что за период 1999-2015 гг. скорость уменьшения площади озер выше, чем за период за 1965–1999 гг. (табл. 5.5), что говорит об активизации термокарстовых и термоэрозионных процессов, в особенности на наиболее низменных и заозеренных участках в результате увеличения температур воздуха и количества осадков (Romanovsky et al., 2010; Sakai et al., 2016).

Табл. 5.5. Изменение площади озер за наблюдаемые периоды

Период	Уменьшение площади озер			
	км ²	%	км ² / год	% / год
1965-1999	21,5	11	0,64	0,32
1999-2015	13,3	7	0,83	0,44
1965-2015	34,8	18	0,7	0,36

В различных районах Арктики в зоне сплошных ММП так же наблюдается общий тренд уменьшения заозеренности и неравномерная скорость динамики заозеренности в различные периоды. В работе по изучению динамики озер в районе распространения ЛК на п-ва Сьюард, Аляска, за периоды с 1950–1978 и 1978–2007 гг. скорости дренирования озер оставались стабильными (Jones et al., 2011). В районе национального парка "Долина Кобук", Аляска, расположенном в пределах речной террасы в зоне сплошных ММП, за периоды 1951–1978 и 1978–2005 гг. площадь озер сократилась соответственно на 0,4 и 5,5 % (Necsoiu et al., 2013). Анализ динамики озер в районе Западной Канадской Арктики восточнее дельты р. Маккензи показал, что за исследуемый период 1950–1973, 1973–1985 и 1985–2000 гг. наблюдается сокращение скорости спуска озер, которое по предположению авторов, связано с потеплением климата (Marsh et al., 2009). На севере территории Юкон, Канада, в районе бассейна реки Олд Кроу, общая заозеренность с 1951 по 2001 гг. уменьшилась на 3,5 %, при этом отмечалось увеличение площади наиболее мелких озер размером менее 0,05 км² (Labrecque et al., 2009). За период с 1951 по 1978 гг. 70 % озер увеличились, а за период с 1978 по 2001 гг. произошло уменьшение 45 % озер, что объясняется авторами колебаниями климата - относительно более холодным и влажным периодом до 1978 г. и более теплым и сухим – после 1978 г. (Labrecque et al., 2009). Проведенный для этой же территории анализ в 2015 г. показал, что происходит увеличение скорости спуска термокарстовых озер. Скорость спуска озер за 1951–1972, 1972–1990 и 1990–2010 гг. соответственно составляет 0,19, 0,94 и 1,05. Увеличение скорости спуска авторы связывают с активизацией термокарстовых процессов в условиях увеличения количества осадков и температуры воздуха (Lantz, Turner, 2015). На п-ве Туктояктук, западная Канадская Арктика, за период с 1978 по 1992 гг. наблюдается увеличение площади озер, в то время как с 1992 по 2001 гг. происходит уменьшение заозеренности, что связано с колебаниями сумм осадков за предшествующие 12 месяцев, при этом влияние температур воздуха не

выявлено (Plug et al., 2008). Есть и данные по увеличению заозеренности. Так, в центральной Якутии в условиях увеличения температур воздуха, наблюдается рост площади термокарстовых озер, что авторы связывают с колебаниями количества осадков (Кравцова, Тарасенко, 2011; Ulrich et al., 2017).

5.2.2. Межгодовая динамика площади термокарстовых озер ключевого участка "Озеро Бол. Олер" с 1999 по 2015 гг.

Проведен анализ межгодовой динамики площади озер ключевого участка "Озеро Бол. Олер" за период с 1999 по 2015 гг. по космическим снимкам Landsat 5 TM, Landsat 7 ETM+ и Landsat 8 и ее сопоставление с данными метеостанции Андриюшкино. Выбранные озера расположены в разных типах озерно-термокарстового рельефа (рис. 5.10, 5.11). В пределах территории с низкой и средней едомностью и высокой заозеренностью выбраны озера, имеющие тренд уменьшения или увеличения площади, а также озера без выраженного тренда. На участке с высокой едомностью и заозеренностью так же проанализирована группа озер.

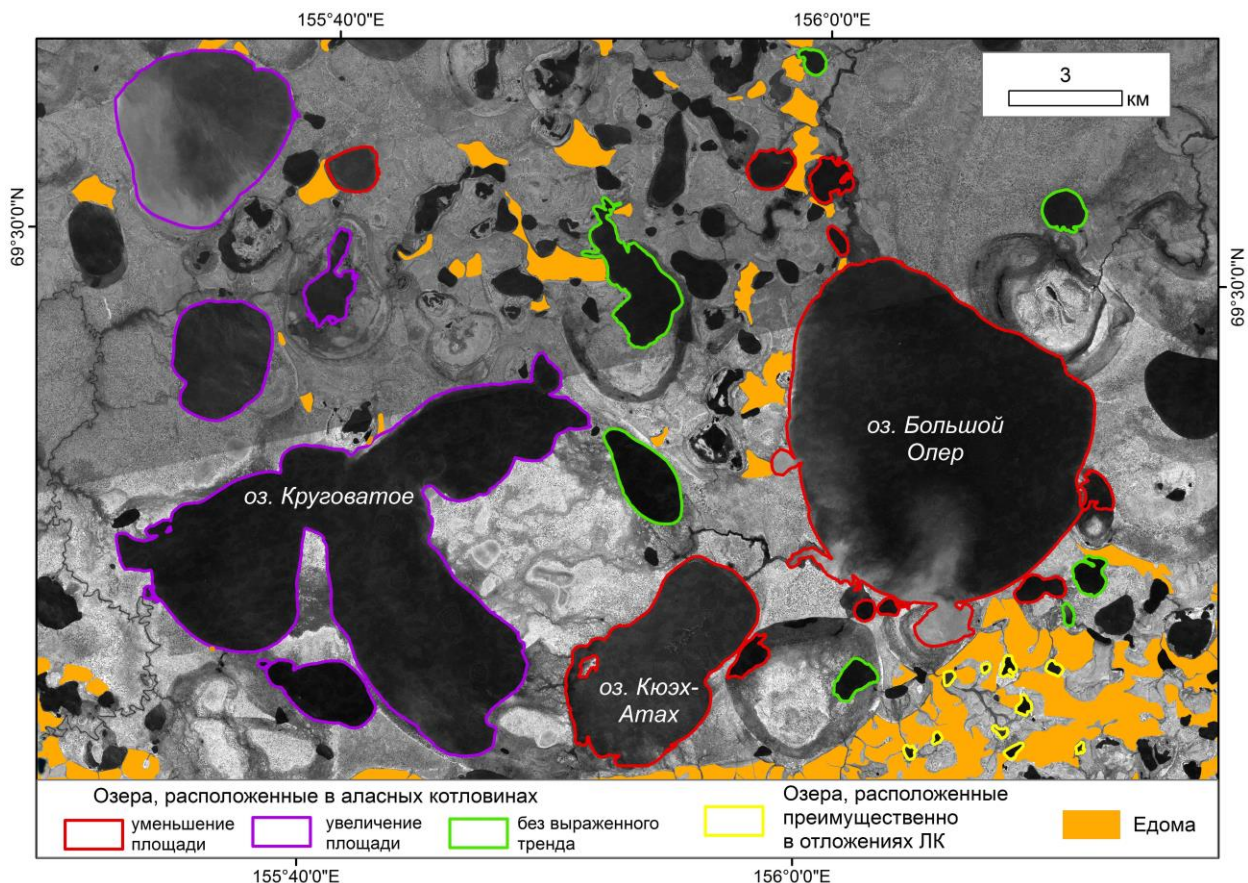


Рис. 5.11. Расположение термокарстовых озер, для которых проведен анализ межгодовой динамики с 1999 по 2015 гг. Космический снимок CORONA (21.07.1965).

Уменьшающиеся термокарстовые озера. Все уменьшающиеся озера имеют хорошо или слабовыраженный сток. Большая часть дренируемых озер относится к одной системе озера Бол. Олер и вытекающего из него ручья (рис. 5.11). Площадь озер, образовавшихся после частичного спуска оз. Бол. Олер, уменьшилась за период с 1999 по 2015 гг. незначительно (рис. 5.12). Большая часть озер, образовавшихся после катастрофического спуска оз. Кюэж-Атах до 1999 г., исчезла в результате их зарастания (рис. 5.11, 5.12). Площадь оз. Бол. Олер, одного из наиболее крупных на территории тундровой зоны Колымской низменности, сократилась на 20 %. Для большей части озер значительное сокращение площади произошло в период 2000–2002 гг. (табл. 5.13). В это время наблюдается увеличение температуры воздуха летних месяцев. Количество осадков в летние месяцы увеличивается в 2000 и 2001 гг., но сокращается в 2002 г. В последующие годы зависимости между колебаниями площади уменьшающихся озер как с друг другом, так и с метеоданными не наблюдается. Так, площадь оз. Бол. Олер сократилась в 2009 г. с относительно холодным летом с малым количеством осадков, при этом в предыдущие и последующие годы с существенными колебаниями температуры воздуха и осадков изменения площади озера были незначительны (рис. 5.13).

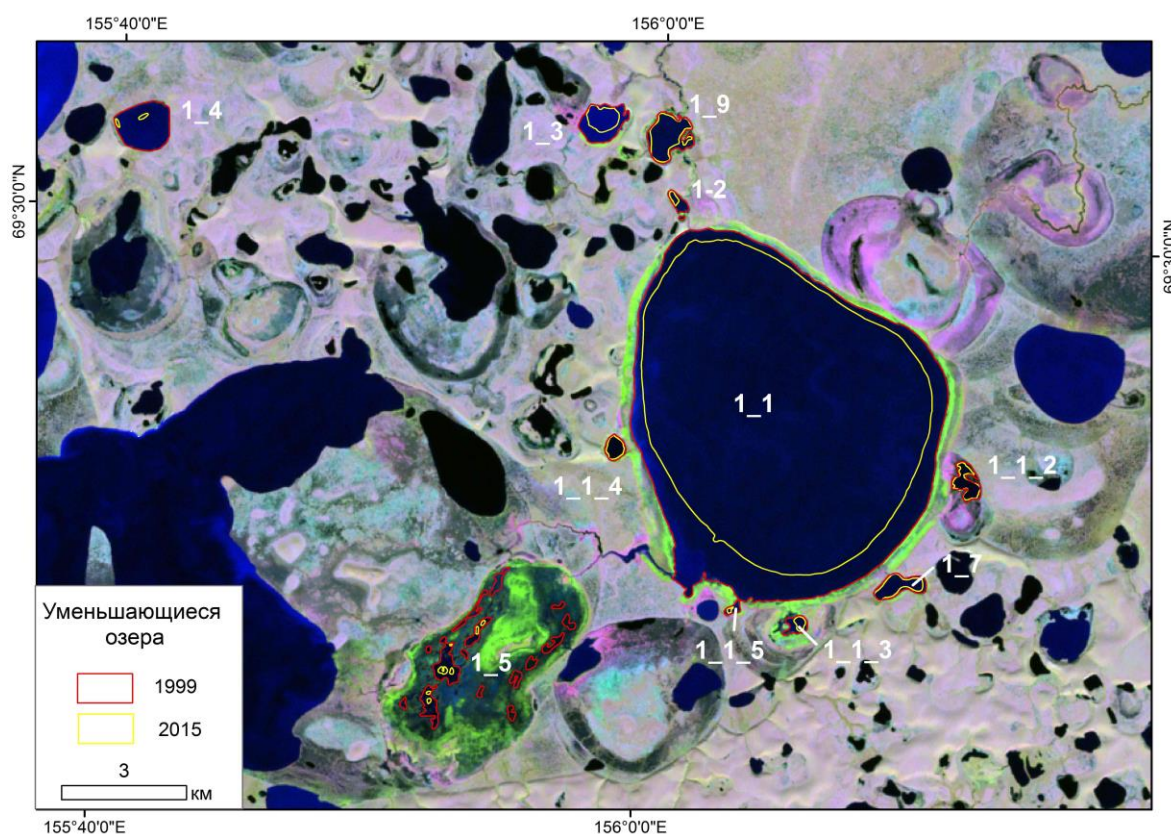


Рис. 5.12. Динамика уменьшающихся озер участка оз. Бол. Олер. Космический снимок Landsat-7 ETM+ (25.08.1999).

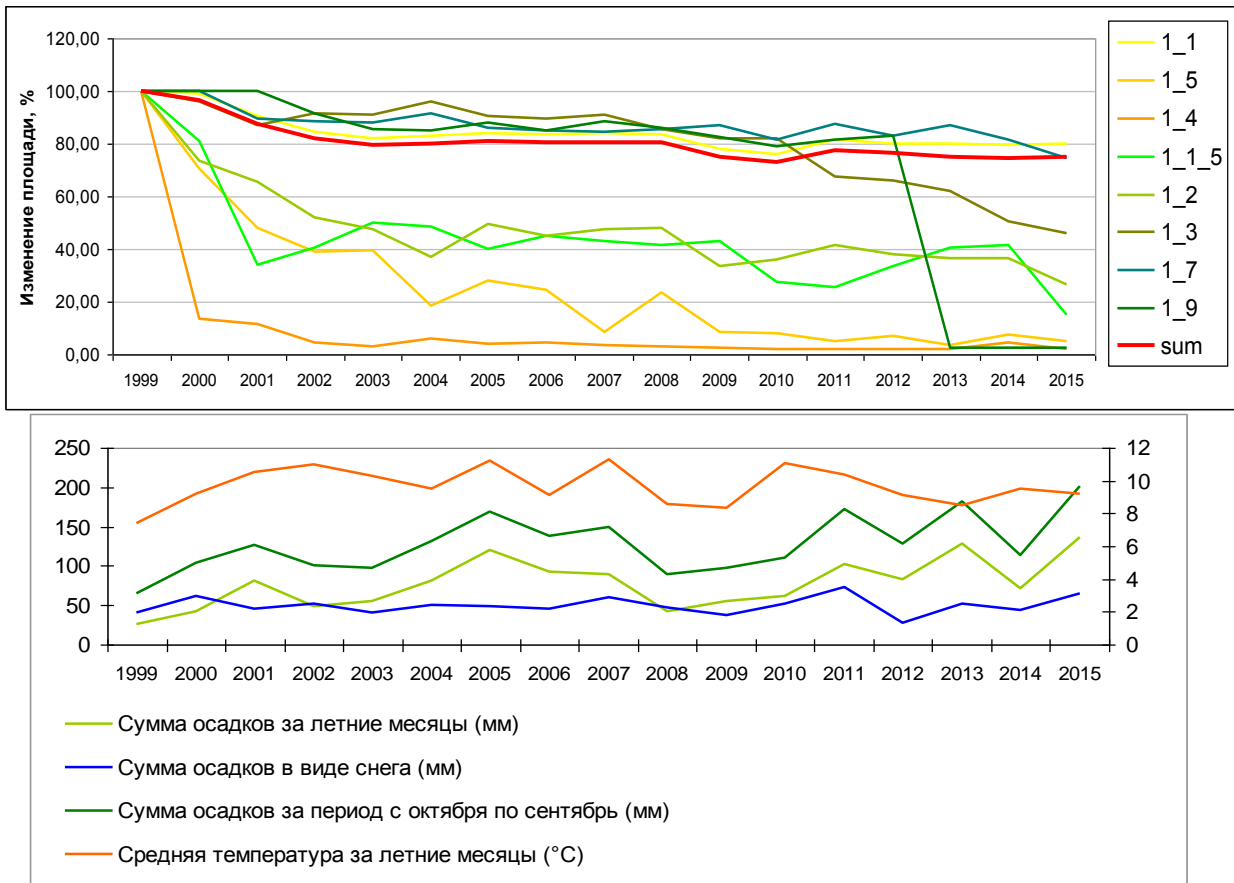


Рис. 5.13. Изменение площади уменьшающихся озер (верхний график) и динамика температуры воздуха за летние месяцы и количества суммы осадков по данным метеостанции Андрюшкино (нижний график).

Увеличивающиеся термокарстовые озера. Увеличение площади характерно для крупных озер с отсутствием выраженного стока (5.14). Площадь озер растет незначительно (рис. 5.15). На исследованном участке наиболее крупное озеро Круговатое площадью 54,4 км² (2_2) в результате увеличения площади слилось с соседними озерами (рис. 5.14). Наибольшие колебания площади наблюдаются у озера 2_9, что объясняется меньшим размером озера и, по-видимому, небольшими глубинами, так как озеро занимает часть аласной котловины. Колебания площади озер происходят в целом синхронно (рис. 5.15). Так, увеличение их площади происходит в 2002, 2004, 2006 гг. и за период с 2011 по 2015 гг. При этом зависимости увеличения площади озер от колебаний температур воздуха и количества осадков за летний период не наблюдается, за исключением периода с 2011 по 2015 гг., когда увеличение площади озер происходило на фоне повышенного количества осадков (рис. 5.15).

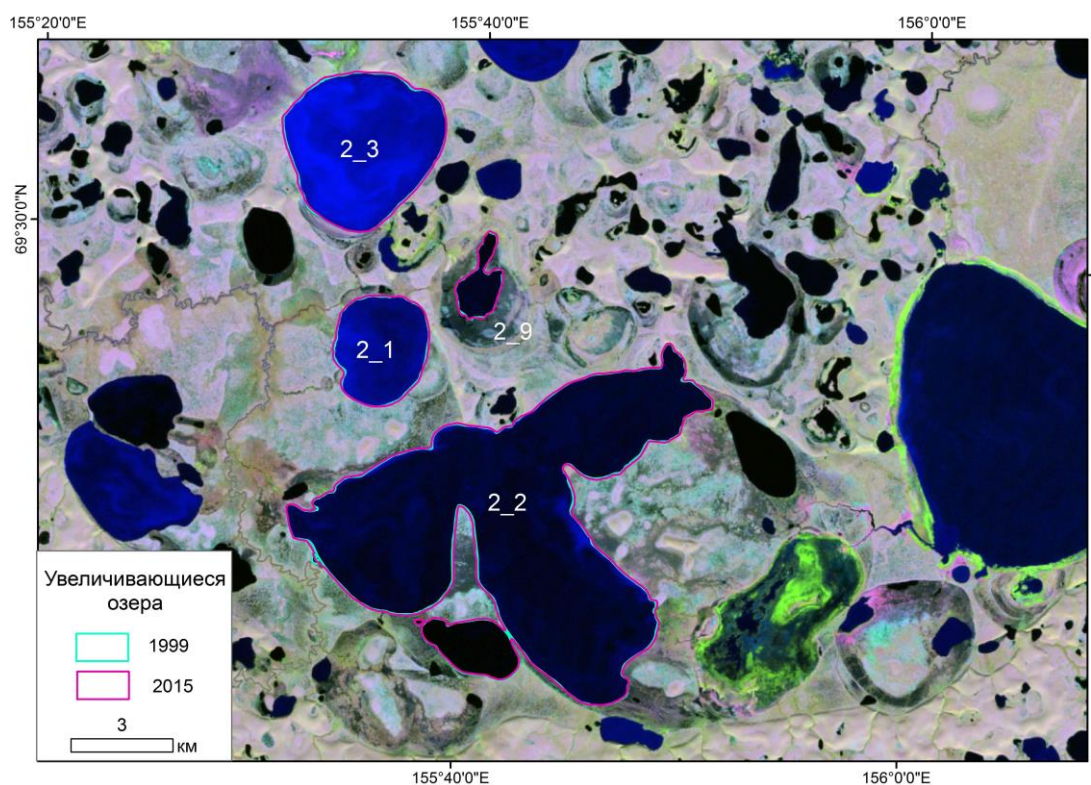


Рис. 5.14.
Динамика
увеличиваю-
щихся озер
участка оз.
Бол. Олер.
Космический
снимок
Landsat-7
ETM+
(25.08.1999).

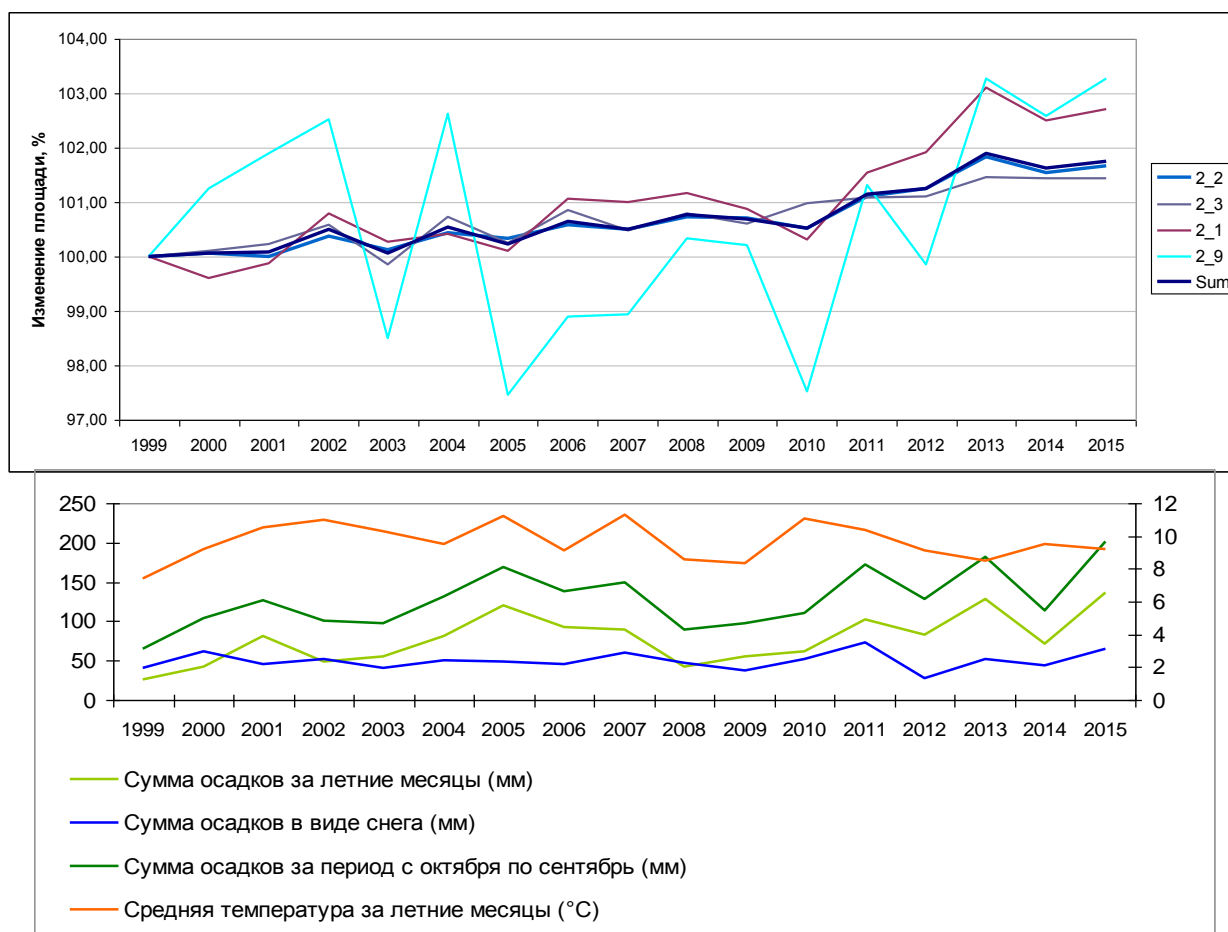


Рис. 5.15. Изменение площади увеличивающихся озер (верхний график) и динамика температуры воздуха за летние месяцы и количества суммы осадков по данным метеостанции Андриюшкино (нижний график).

Озера с колебаниями площади без выраженного тренда имеют средние или малые размеры и характеризуются отсутствием выраженного стока (рис. 5.16). Колебания площади озер происходят как в сторону увеличения, так и уменьшения в пределах $\pm 20\%$. Наибольшие по площади озера 2_4 и 2_7 имеют наименьшие колебания площади (рис. 5.17). В целом, колебания площади озер относительно друг друга асинхронны, однако в 2012–2014 гг. для большей части озер наблюдается увеличение, а в 2015 г. – значительное сокращение их площади. При этом зависимость от изменения температуры воздуха за летний период и количества осадков не выражена (рис. 5.17). Например, и в 2013 г., где происходит увеличение площади озер, и в 2015 г., где наблюдается сокращение площади, количество осадков сопоставимо и является наибольшим за период с 1999 г.

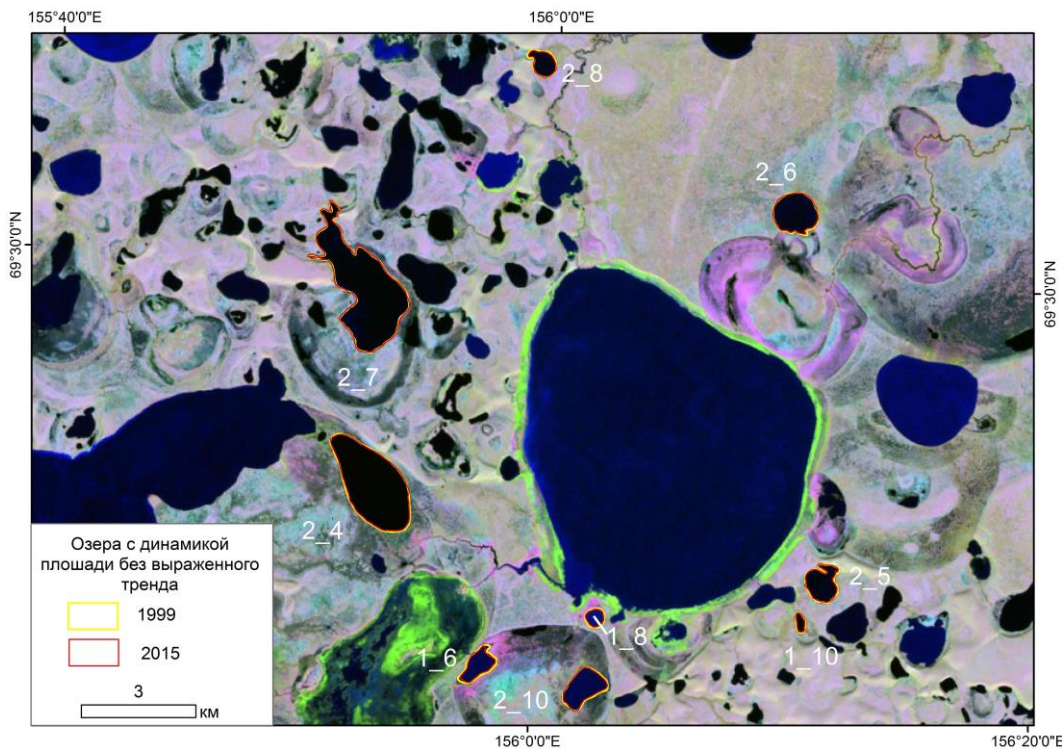


Рис. 5.16. Озера без выраженного тренда изменения площади участка оз. Бол. Олер. Космический снимок Landsat-7 ETM+ (25.08.1999).

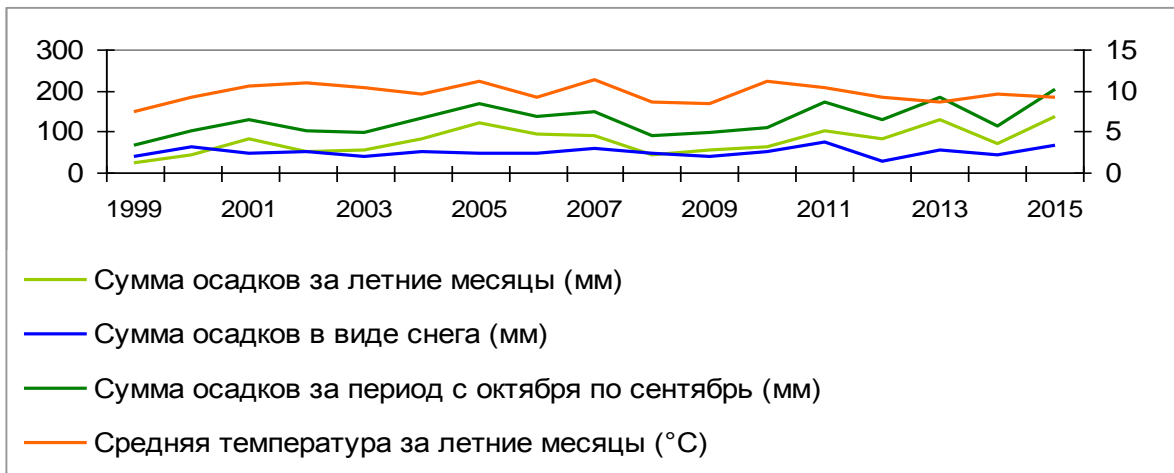
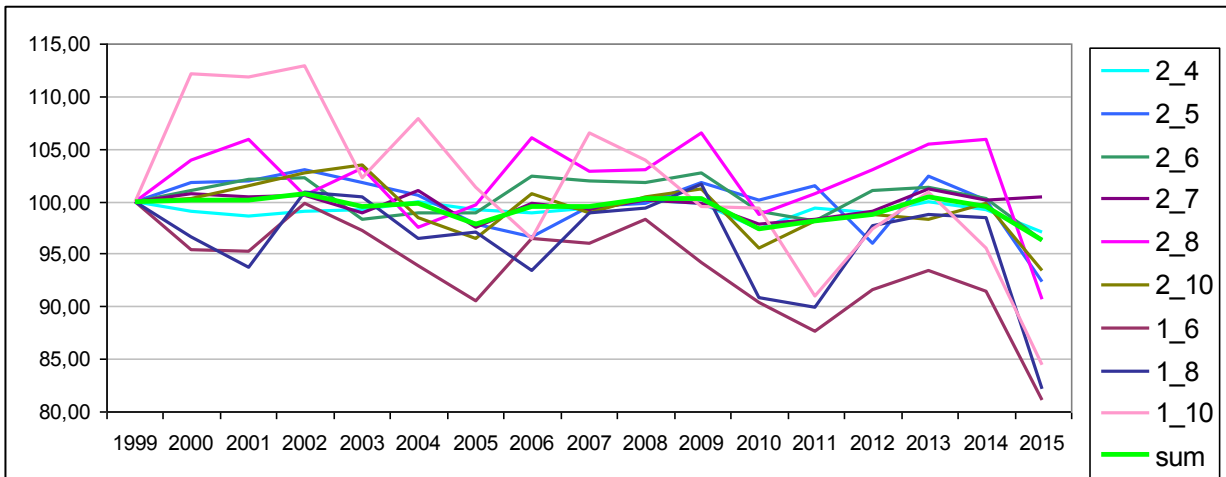


Рис. 5.17. Изменение площади озер без выраженного тренда (верхний график) и динамика температуры воздуха за летние месяцы и количества суммы осадков по данным метеостанции Андрюшкино (нижний график).

Озера на участке с высокой едомностью, расположенные в пределах отложений ЛК, характеризуются наличием выраженного стока, не связанного единой эрозионной сетью (рис. 5.18). Важным отличием от других групп озер является относительная синхронность колебаний площади озер по отношению друг к другу (рис. 5.19). Возможно, это объясняется схожестью условий – расположением озер в районе высокой едомности на возвышенном участке, а так же примерно равной площади озер. Сопоставление изменения площади озер с метеоданными зависимости не выявило (рис. 5.19).

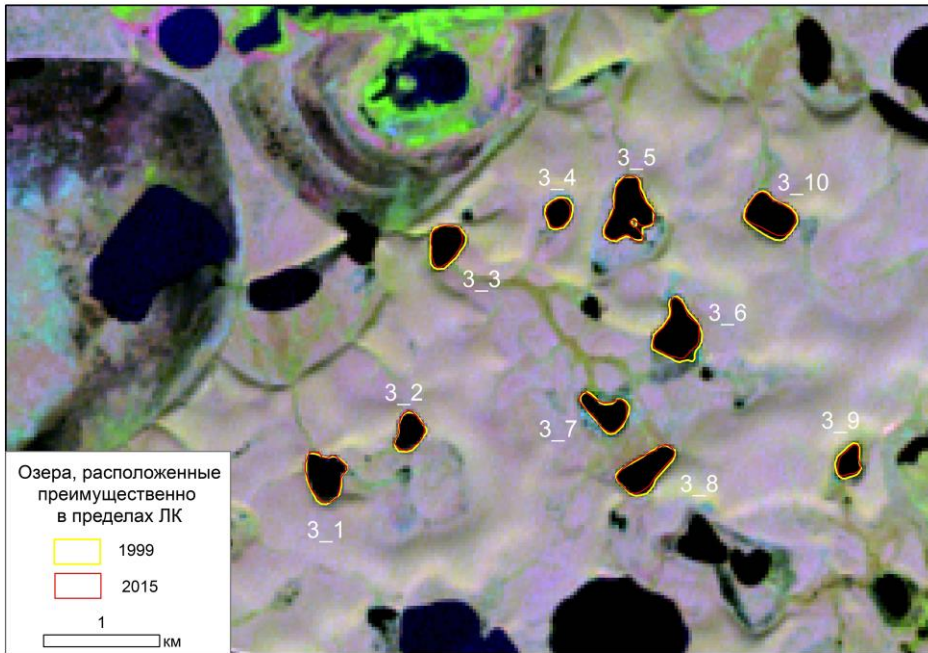


Рис. 5.18. Динамика озер, расположенных преимущественно в пределах ЛК, участка оз. Бол. Олер. Космический снимок Landsat-7 ETM+ (25.08.1999).

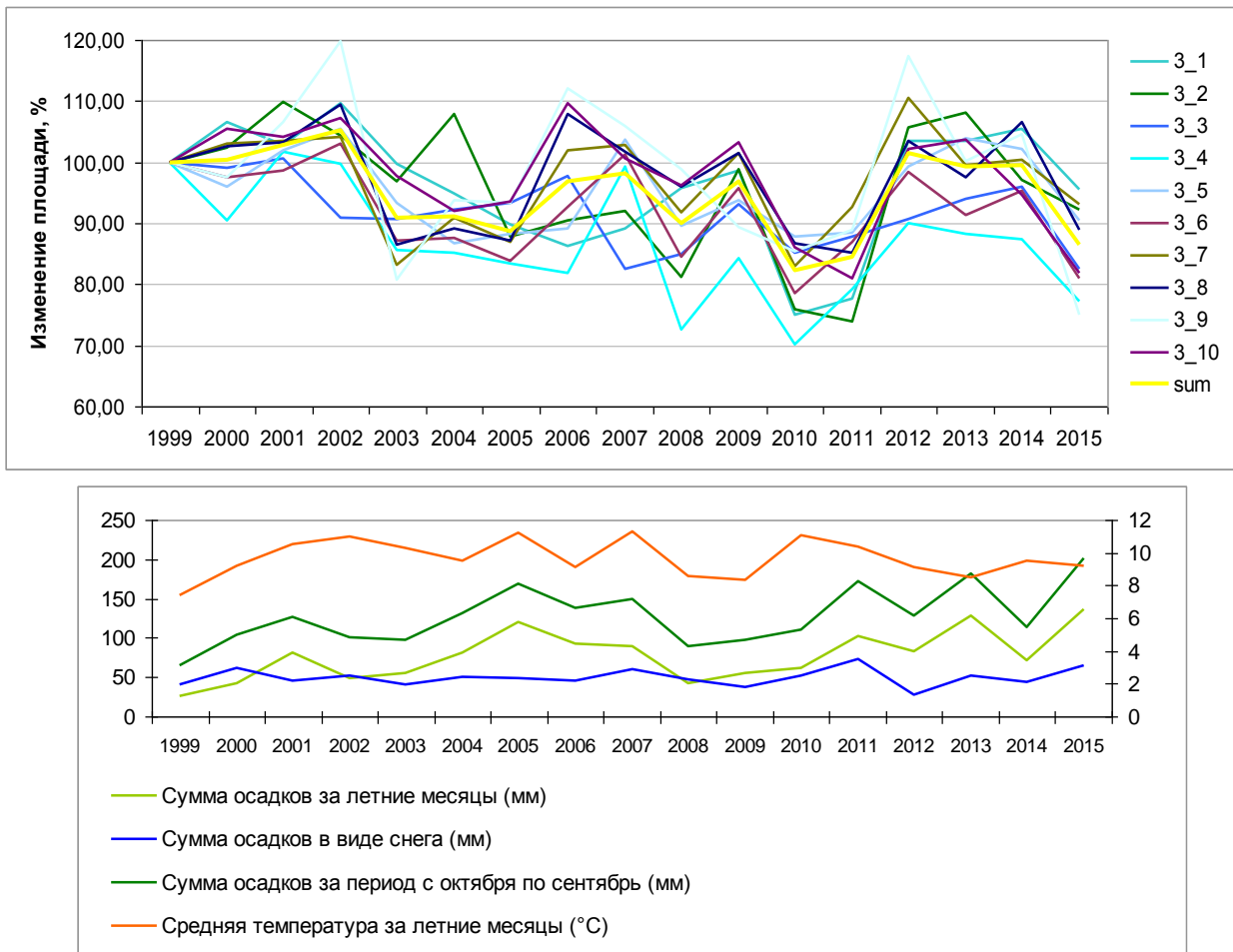


Рис. 5.19. Изменение площади озер, расположенных преимущественно в пределах ЛК (верхний график), и динамика температуры воздуха за летние месяцы и количества суммы осадков по данным метеостанции Андриюшкино (нижний график).

Сопоставление групп озер друг с другом показало, что в 2000 и 2001 гг. на фоне увеличения температур воздуха и количества осадков в группе уменьшающихся озер произошло значительное сокращение площади, в то время как в остальных группах преобладало увеличение (рис. 5.20). Подобная картина наблюдается в 2002, 2004, 2006–2007, 2009 и 2012 гг., однако с менее выраженным сокращением площади уменьшающихся озер, при этом зависимости от рассматриваемых метеоданных не наблюдается.

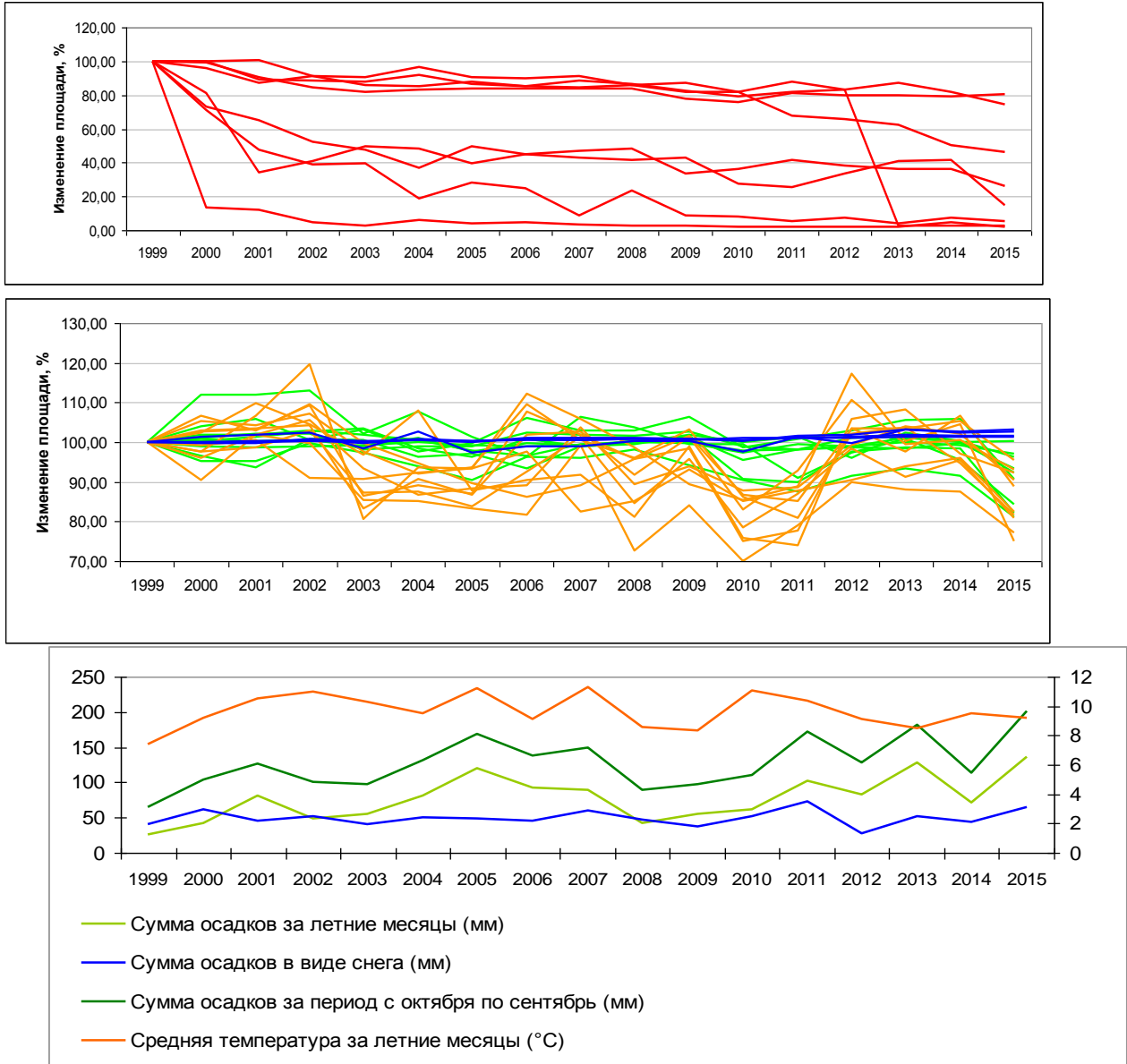


Рис. 5.20. Сопоставление групп озер: верхний график – уменьшающиеся озера, средний график – увеличивающиеся (синяя линия), без выраженного тренда (зеленая линия) и озера участка с высокой едомностью (оранжевая линия). Нижний график – динамика температуры воздуха за летние месяцы и количества суммы осадков по данным метеостанции Андриюшкино.

Например, уменьшение площади озер может происходить и в годы с повышенным количеством осадков и температуры воздуха за летний период (2005, 2011 гг.), и в годы с повышенной температурой воздуха и пониженным количеством осадков (2003, 2010 гг.), и в годы с

повышенным количеством осадков, но с пониженной температурой воздуха (2013, 2015 гг.) или в годы с пониженными значениями обоих показателей (2008 г.) (рис. 5.20).

Исследования по межгодовой динамике термокарстовых озер в других регионах Арктики немногочисленны. В районах сплошного распространения ММП Аляски и Канады выявлена связь между изменчивостью площади озер и суммарным количеством осадков за предшествующие 12 месяцев (Plug et al., 2008; Jones et al., 2009), однако такой корреляции не наблюдается на территории бассейнов рек Пур и Надым в Западной Сибири в зоне преимущественно прерывистого распространения ММП (Karlsson et al., 2012). На территории Юконских равнин Аляски в зоне прерывистого распространения ММП показана связь между изменчивостью площади озер и наледей (Chen et al., 2012). Межгодовая динамика площади термокарстовых озер, не имеющих стока, меняется в зависимости от водного баланса, складывающегося из разницы между осадками и испарением, за период с октября (Chen et al., 2012). Так же авторами отмечается, что причины колебания площади каждого озера могут быть вызваны различными топографическими, геологическими и мерзлотными характеристиками.

Таким образом, полученные нами результаты говорят об отсутствии связи между межгодовой динамикой площади озер и используемыми в работе метеоданными, но не об отсутствии связи с изменениями климата в целом. Возможно, использование нескольких снимков за летний период, дополнительные климатические данные и данные по динамике мощности СТС помогут выявить закономерности межгодовой динамики термокарстовых озер в зависимости от метеорологических факторов.

5.3. Динамика озерно-термокарстового рельефа в районе мыса Мал. Чукочий по дистанционным данным сверхвысокого разрешения

На основе сопоставления аэрофото- и космических снимков сверхвысокого разрешения за период с 1972 по 2013 гг. проведено исследование динамики площади и количества озер заболоченных участков едомы, термокарстовых озер и участков развивающихся байджеяхов района мыс Мал. Чукочий.

5.3.1. Динамика площади и количества озер заболоченных участков едомы

По данным полевых исследований и дешифрирования космического снимка GeoEye составлена карта типов ландшафтов в районе мыс Мал. Чукочий, которая служила основой для выделения заболоченных участков едомы (подробная характеристика основных типов ландшафтов представлена в приложении 3). Едома характеризуется дренируемыми участками склонов и плоскими заболоченными поверхностями (рис. 5.21). Для слабодренируемых поверхностей едомы характерны плоские бугры (\emptyset 0,1–1 м). Средние глубины оттаивания СТС

составляют 25 см (от 12 до 38 см). Преобладают криоземы глееватые и торфяно-криоземы глееватые. Растительность представлена комплексом из пушицево-злаково-осоково-ивковой лишайниково-зеленомошной ассоциации на буграх и ивково-зеленомошной – в понижениях (рис. 5.22, в, г, приложение 3). На заболоченных участках едомы распространены локальные понижения, охарактеризованные в литературе как плоско-западинные образования (Шаманова, 1991), для которых характерны мелкие озера со средним диаметром 5–10 м, достигая 20–30 м (рис. 5.22, а, б).

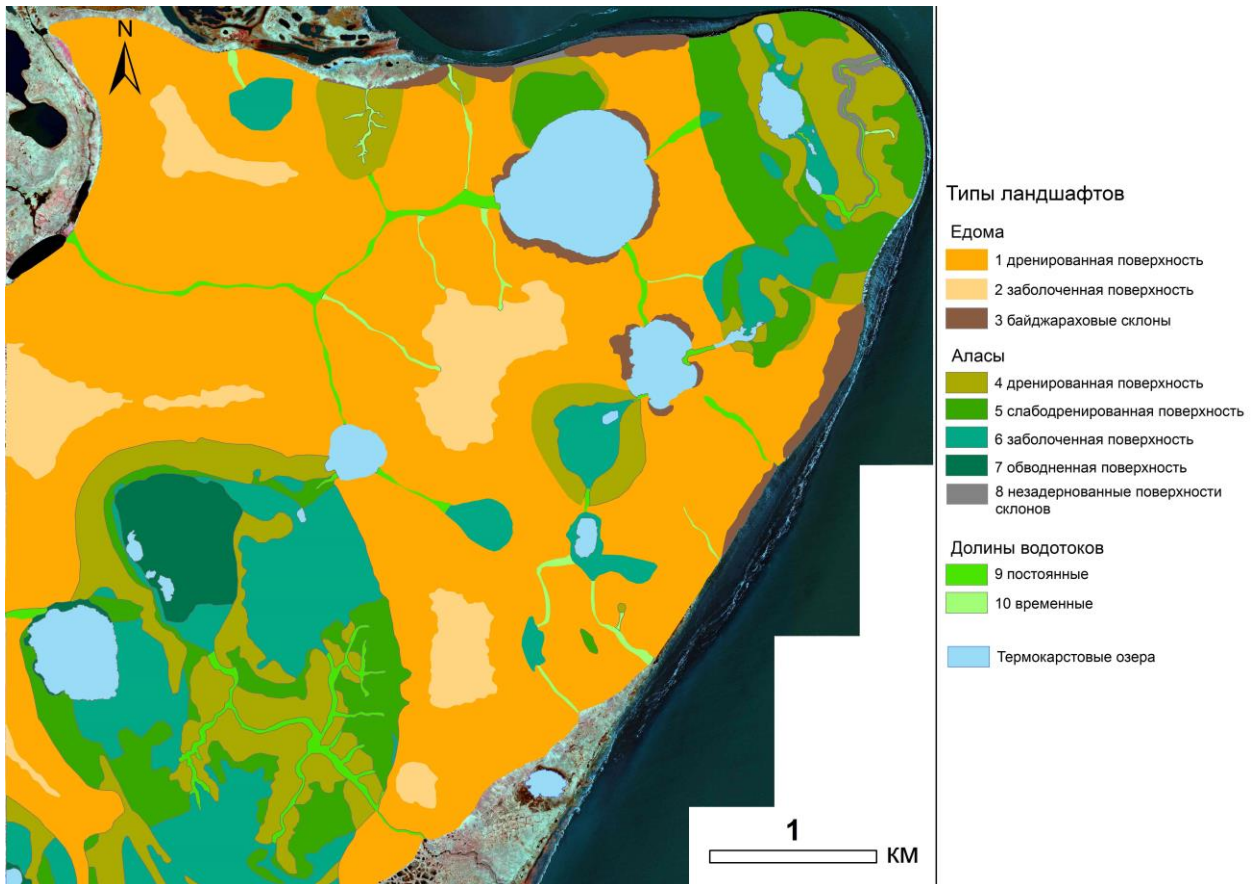


Рис. 5.21. Типы ландшафтов в районе мыса Мал. Чукочий (подробная характеристика дана в приложении 3).

Для количественной оценки изменения площади и количества озер заболоченных поверхностей едомы было выбрано два участка площадью 0,5 и 0,2 км² (рис. 5.23, 5.24). Минимальный размер площади учитываемых озер составлял 4 м². Сравнение аэрофотоснимка 1972 г. (дата съемки 30.06) и космических снимков GeoEye 2009 (дата съемки 26.09) и 2013 г. (дата съемки 13.07) показало, что происходит процесс увеличения, как количества озер, так и их площади (рис. 5.24, табл. 5.6). По сравнению с 1972 г. площадь и количество озер заболоченных участков едомы в 2009 г. увеличились в 2 раза, а в 2013 г. – в 4 раза (табл. 5.6). Так же увеличилась и средняя площадь озер, равная в 1972 г. 34 м², в 2009 г. – 57 м² и в 2013 г. – 59 м².

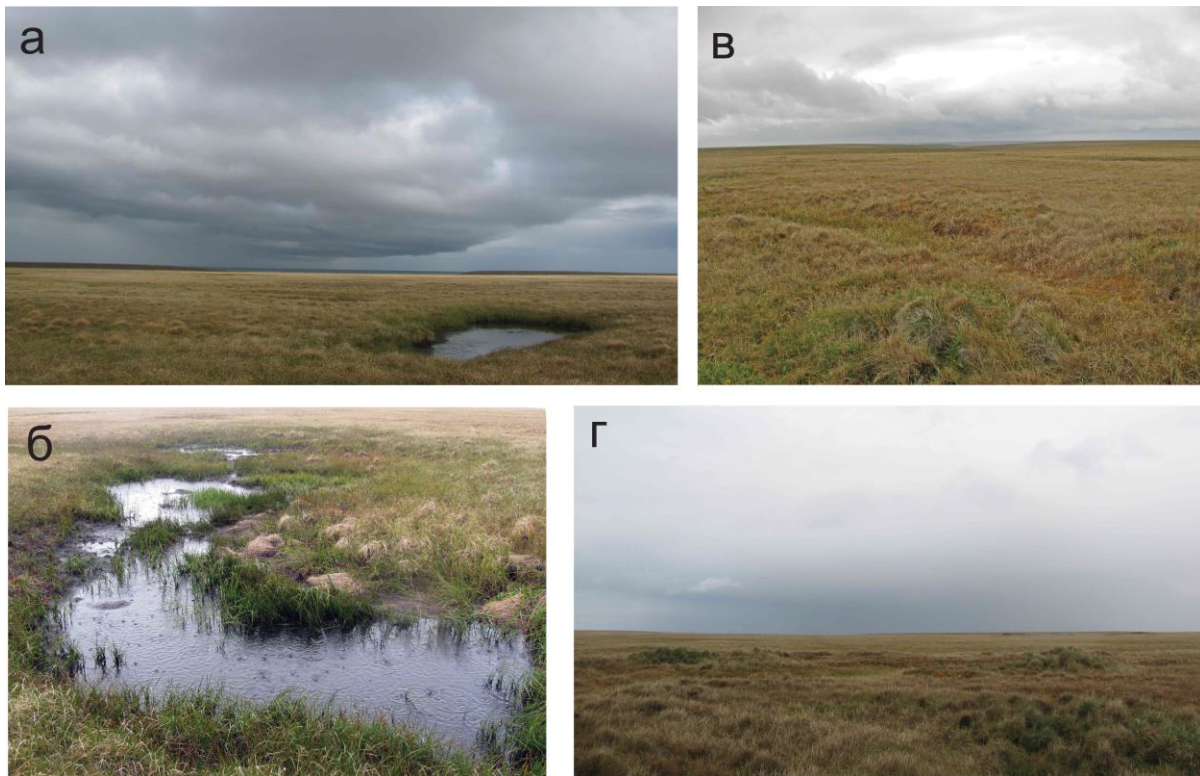


Рис. 5.22. Заболоченные плоские поверхности едомы: а – забоченная поверхность едомы с озером; б – отдельное озеро; в – межполигональная трещина; г – участок с буграми пучения.

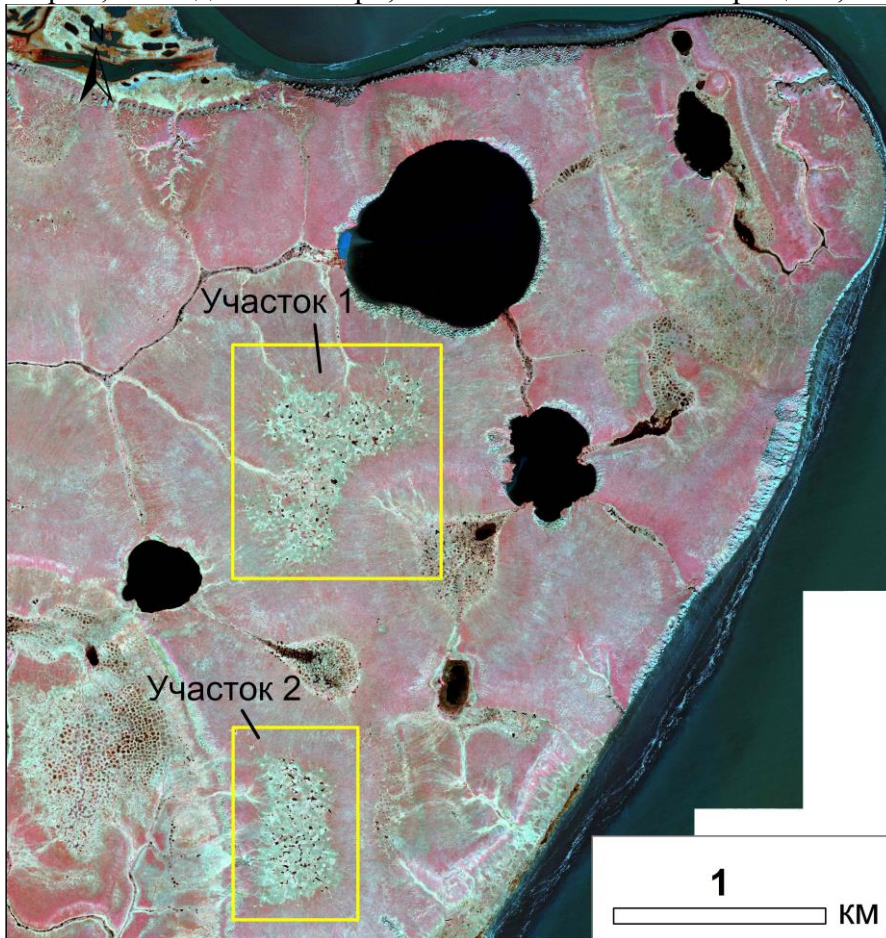


Рис. 5.23. Схема расположения заболоченных участков едомы в районе мыса Мал. Чукоций: участок 1 – площадь $0,5 \text{ км}^2$, участок 2 – площадь $0,2 \text{ км}^2$. Космический снимок GeoEye (13.07.2013).

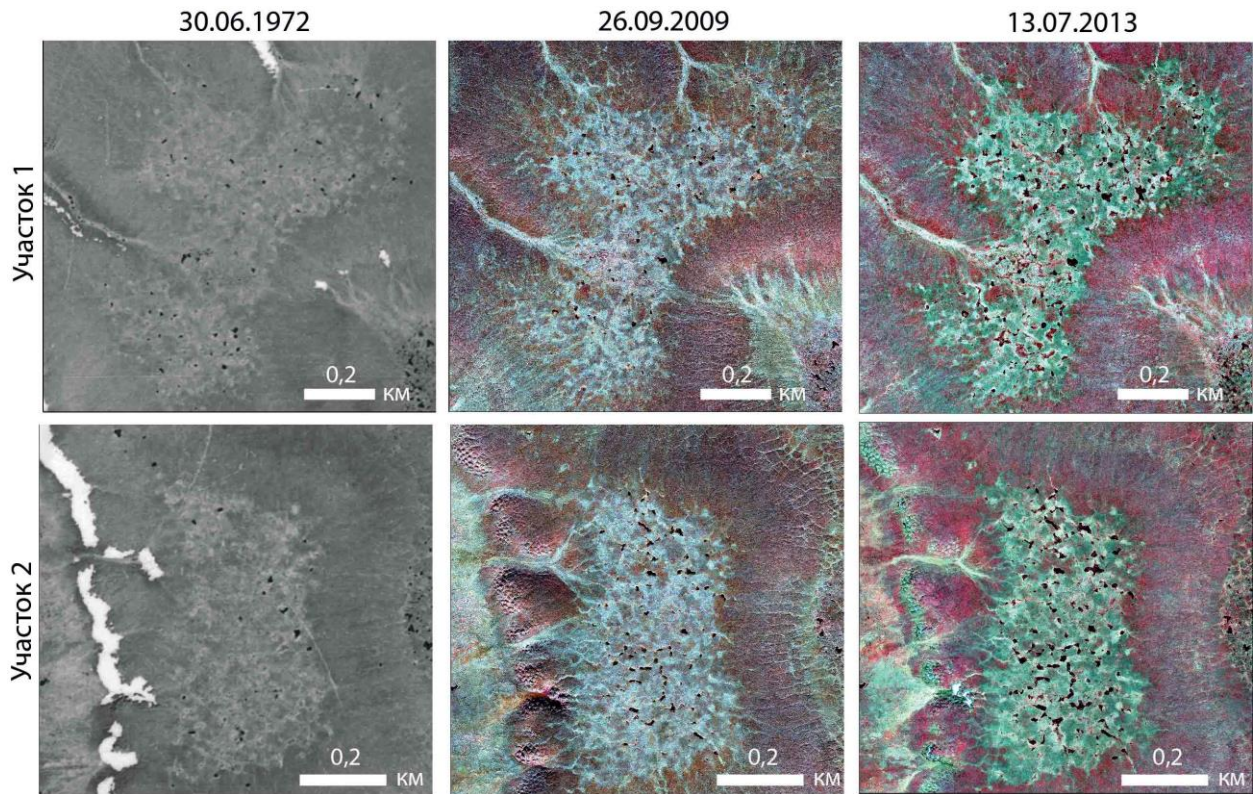


Рис. 5.24. Динамика озер участков 1 и 2 заболоченных поверхностей едомы (рис. 5.23) за 1972, 2009 и 2013 гг.: сопоставление аэрофотоснимка и космических снимков GeoEye за разные годы.

Табл. 5.6. Общее изменение площади и количества озер заболоченных участков едомы

Дата съемки	Площадь озер, м ²	Изменение площади относительно 1972 г., %	Количество озер
30.06.1972	3193	100	93
26.09.2009	6820	213	238
13.07.2013	14747	462	506

Анализ температур воздуха и количества осадков за летние месяцы по данным метеостанции Черский за период с 1960 по 2015 гг. показал общий тренд увеличения обоих показателей. Средняя температура воздуха летних месяцев повысилась за этот период с 10°C до 12°C (рис. 5.25). Количество осадков увеличилось в 2 раза за последние 5 лет по сравнению с предыдущим годами, где выделяются периоды повышенных (25–30 мм в среднем за месяц) и пониженных (15–20 мм) значений количества осадков (рис. 5.26).

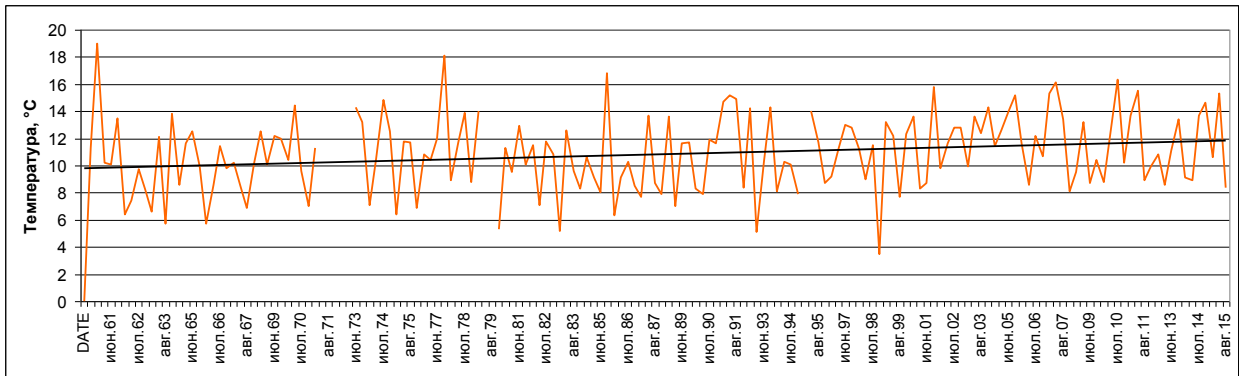


Рис. 5.25. Средняя температура воздуха метеостанции пос. Черский за летние месяцы с 1960 по 2015 гг.

1972 год относится к периоду с пониженным количеством осадков за летние месяцы (рис. 5.26). В 2009 году выпало сопоставимое с 1972 г. количество осадков, но температуры воздуха за летний период увеличились, в результате чего, по видимому, число и площадь озер увеличились в 2 раза по сравнению с 1972 г. Последующее увеличение температур воздуха и количества осадков с 2009 г. привело к еще большему увеличению заозеренности заболоченных участков едомы в 2013 г. (рис. 5.24, табл. 5.6)

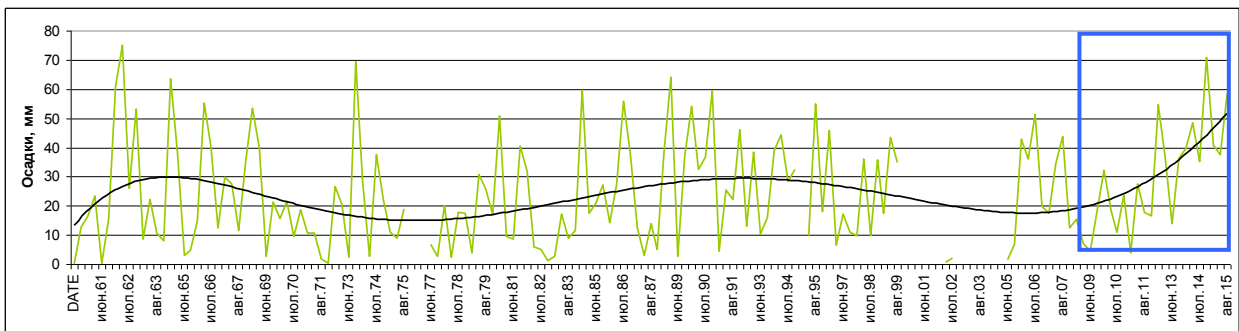


Рис. 5.26. Сумма осадков за летние месяцы метеостанции пос. Черский с 1960 по 2015 гг. Период увеличения суммы осадков с 2009 г. показан синим квадратом.

По данным измерений мощности СТС в рамках международной программы Circum Active Layer Monitoring (CALM) в районе мыса Мал. Чукочий наблюдается тренд увеличения мощности СТС на едоме за период с 1996 по 2016 гг. (рис. 5.27). Увеличение глубин оттаивания СТС в результате увеличения температур воздуха и осадков за летний период приводит к увеличению площади и числа озер заболоченных участков едомы.

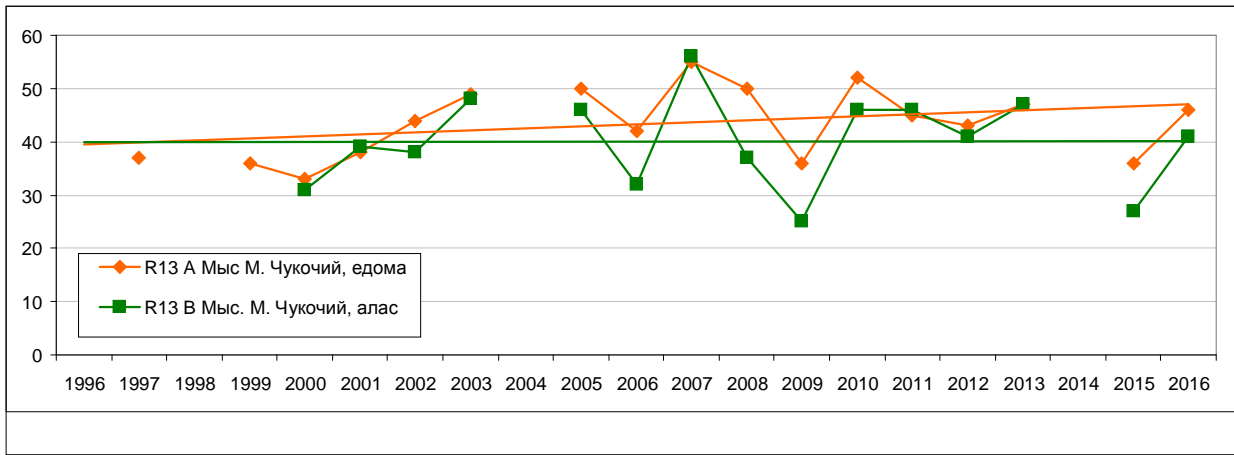


Рис. 5.27. Динамика мощности СТС на площадках CALM мыса Мал. Чукочий.

Важно отметить, что даты съемки использованных снимков относятся к разным периодам лета. В 1972 и 2013 гг. это конец июня – начало июля, относящиеся к периоду интенсивного обводнения территории за счет таяния снега, что показывает сравнение аласов (рис. 5.28). Снимок 2009 г. сделан в конце сентября, в период наименьшей обводненности территории, однако площадь и количество озер на едоме увеличились по сравнению с 1972 г. в 2 раза. Поэтому наблюдаемые изменения площади и количества озер заболоченных участков, не смотря на разные даты съемки, на наш взгляд, не являются случайными.

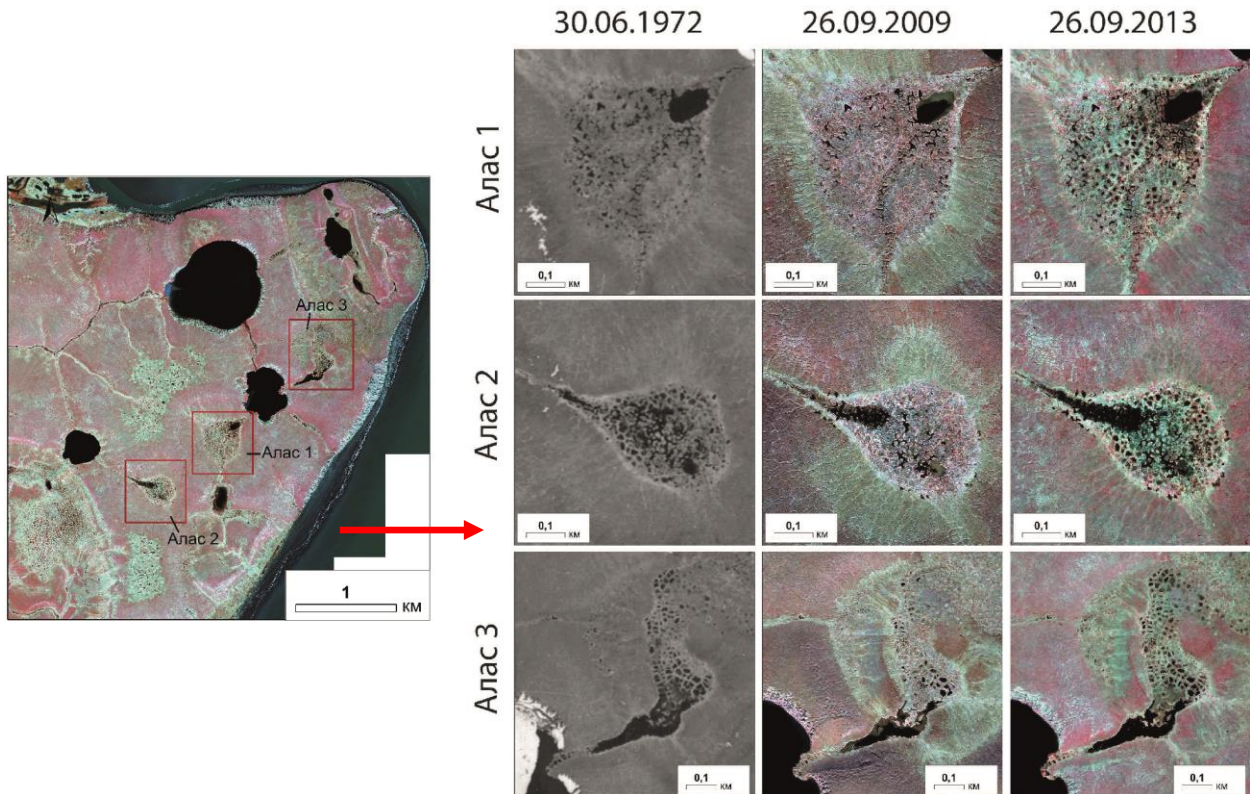


Рис. 5.28. Изменения обводненности аласов: расположение исследуемых аласов (левый рисунок) и сопоставление обводненности аласов за 1972, 2009 и 2013 гг. (правый рисунок).

Таким образом, анализ метеоданных показал, что увеличение площади и количества озер заболоченных участков едомы происходит в результате увеличения температуры воздуха и осадков за летние месяцы. Увеличение обводненности заболоченных участков едомы может указывать на деградацию полгонально-жильных льдов, что отмечается в разных районах Арктики (Шаманова, 1991; Jorgenson et al., 2015; Liljedahl et al., 2016; Günther et al., 2016).

Картографирование заболоченных участков едомы (рис 5.29) по космическим снимкам Landsat показало, что они занимают около 10 % от всей площади поздненеоплейстоценовых останцов и характерны для массивного морфологического типа едомы (см. главу 4), распространенного в восточной и северной частях тундровой зоны Колымской низменности (рис. 5.29). Такие участки отмечены и в других районах распространения отложений ЛК: на Аллаиховской едоме (Яно-Индибирская низменность) и в районе дельты Лены (Morgenstern et al., 2011).

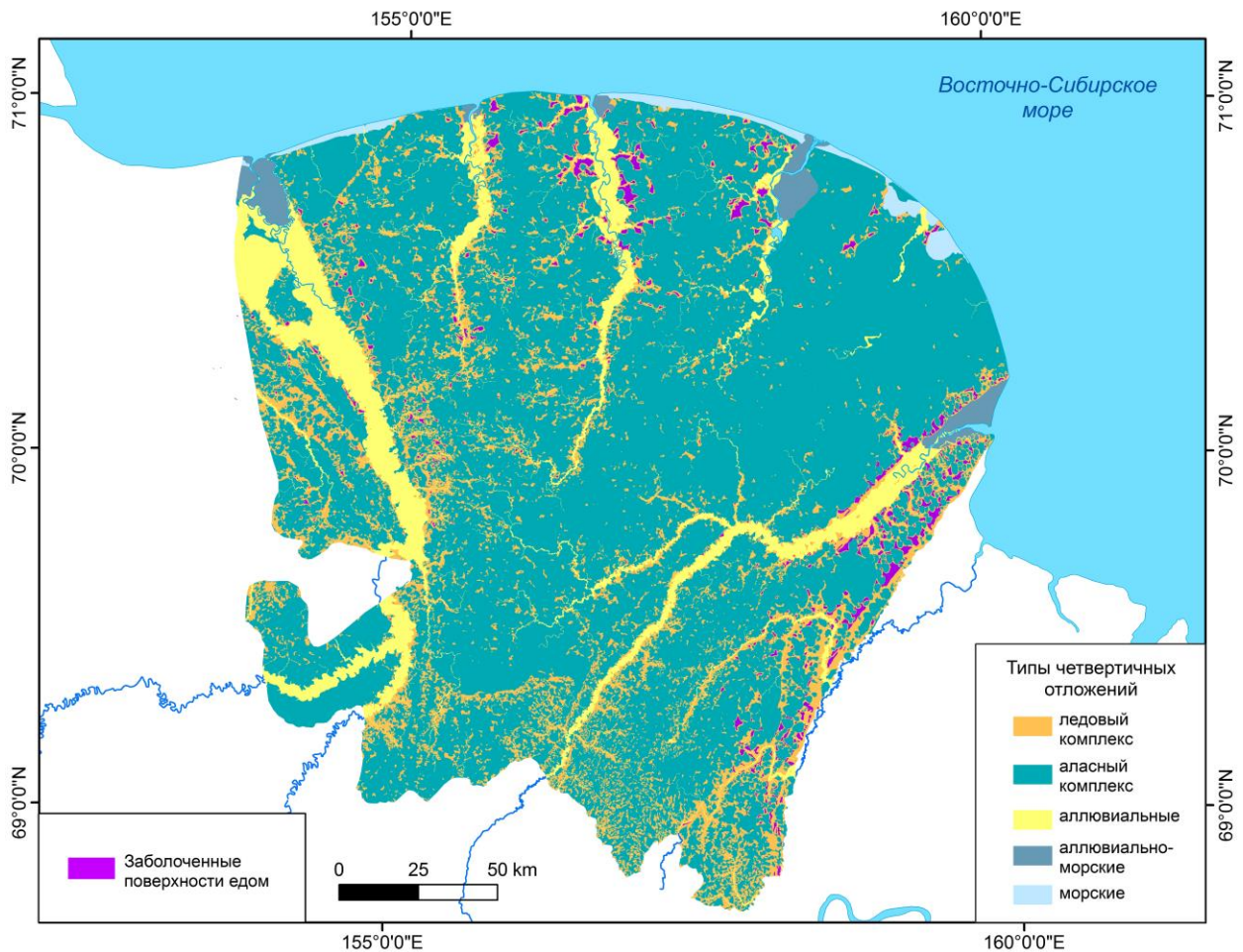


Рис. 5.29. Карта распространения заболоченных участков едомы.

Плоско-западинные образования заболоченных участков едомы являются проявлением развития современного термокарста (Шаманова, 1991). Глубины озер таких участков согласно нашим и литературным данным составляют 0,3–0,5 м и залегают в пределах покровного слоя,

являющегося результатом оттаивания верхней толщи отложений ЛК в ответ на потепление климата в конце неоплейстоцена (Конищев, 2011). Отсутствие интенсивного развития термокарста обусловлено тем, что данный район относится к территории со средними углами уклонов поверхности 4–6° (см. главу 4), поэтому развитие подобных участков контролируется, главным образом, эрозией (Великоцкий, 1974). Поэтому, несмотря на предполагаемое повышение средней температуры июля в оптимум голоцена до 5–6°C (Важенина, Ложкин, 2013) и высокой льдистости покровного слоя (Каплина, 1981), активизации термокарста на таких участках не произошло, что говорит об относительной стабильности таких ландшафтов. Тем не менее, следует признать, что увеличение числа и площади мелких озер на заболоченных участках едомы может служить важным индикатором реакции ландшафтов на климатические изменения районов распространения отложений ЛК.

5.3.2. Изменение площади термокарстовых озер

В исследуемом районе расположены несколько термокарстовых озер, в том числе и едомные озера, расположенные практически целиком в пределах отложений ЛК (рис. 5.30). Такие озера на территории тундр Колымской низменности встречаются редко, так как подавляющее большинство озер существует в уже сформированных аласных котловинах, где берег, сложенный отложениями ЛК, обычно не занимает более половины береговой линии.

Для получения информации об изменении площади термокарстовых озер района мыса Мал. Чукочий проведено сравнение аэрофотоснимка 1972 г. и космического снимка GeoEye 2013 г. (рис. 5.30, 5.31). Анализ снимков позволил выявить увеличение площади едомных озер и уменьшение площади аласных озер (рис. 5.31, табл. 5.7). Увеличение первых говорит об активности термоабразионных и термокарстовых процессов. Глубины термокарстовых озер мыса Мал. Чукочий неизвестны, но наши измерения глубин озер в районе Аллаиховской едомы (район низовьев р. Индигирка) показали, что едомные озера имеют глубину 5–9 м, в то время как аласные – менее 3-х м.

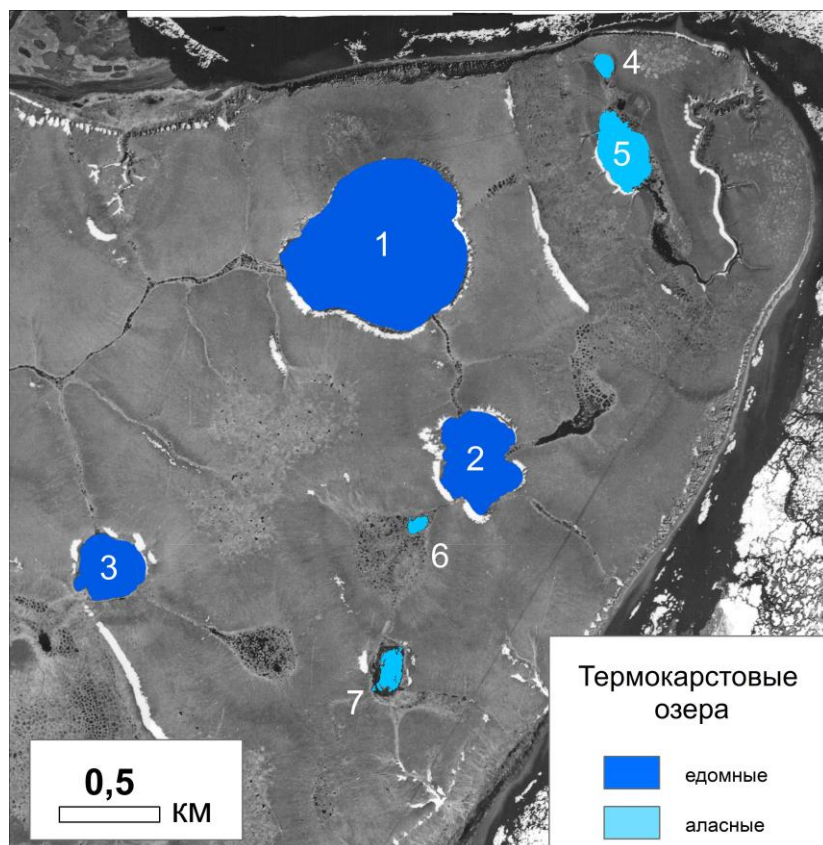


Рис. 5.30. Расположение термокарстовых озер, для которых проведена оценка изменения их площади (аэрофотоснимок 30.06.1972).

Табл. 5.7. Изменение площади термокарстовых озер мыса Мал. Чукочий

N озера	Площадь озер, 1972 г., м ²	Площадь озер, 2013 г., м ²	Изменение по отношению к 1972 г.	
			м ²	%
Едомные озера				
1	566377	612067	+45690	+8
2	147526	161840	+14313	+10
3	87621	94110	+6489	+7
Аласные озера				
4	8730	8417	-313	-4
5	73228	73125	-103	-0,1
6	6154	3030	-3123	-51
7	19414	9881	-9533	-49

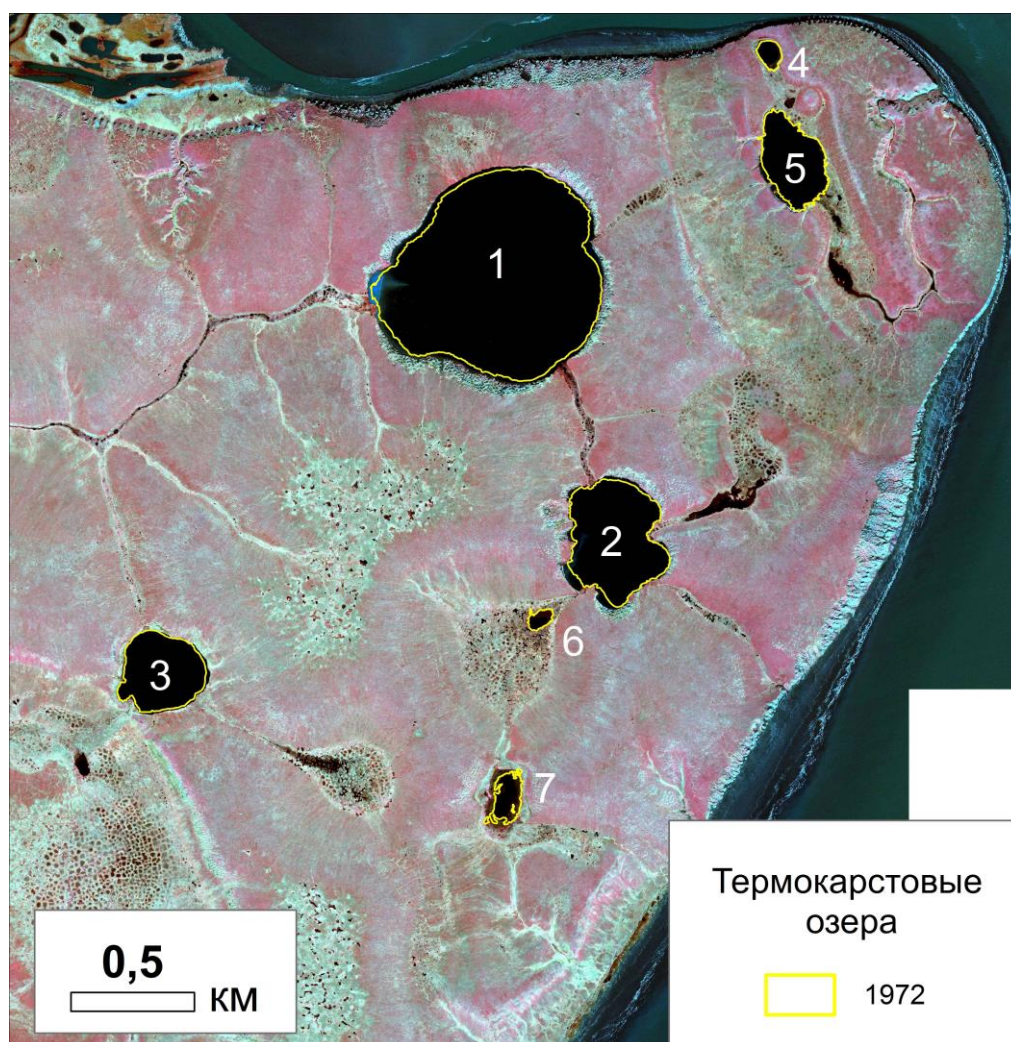


Рис. 5.31. Изменение площади термокарстовых озер по отношению за период с 1972 по 2013 гг. Космический снимок GeoEye (13.07.2013).

В едомных озерах, возможно, идет процесс углубления за счет термокарста и просадки поверхности дна, а мелкие остаточнo-термокарстовые аласные озера промерзают до дна в зимнее время и здесь активны процессы зарастания берегов.

Анализ ЦМР показал, что отметки уреза воды едомных озер расположены на высотах 20–24 м (рис. 5.32). Мощность отложений ЛК на мысу Мал. Чукочий известна и составляет 30 м (Ривкина и др., 2006). Так как максимальные абсолютные высоты здесь 40–48 м, то котловины озер могут быть расположены в пределах толщи ЛК, обуславливая потенциал для дальнейшего развития термокарста.

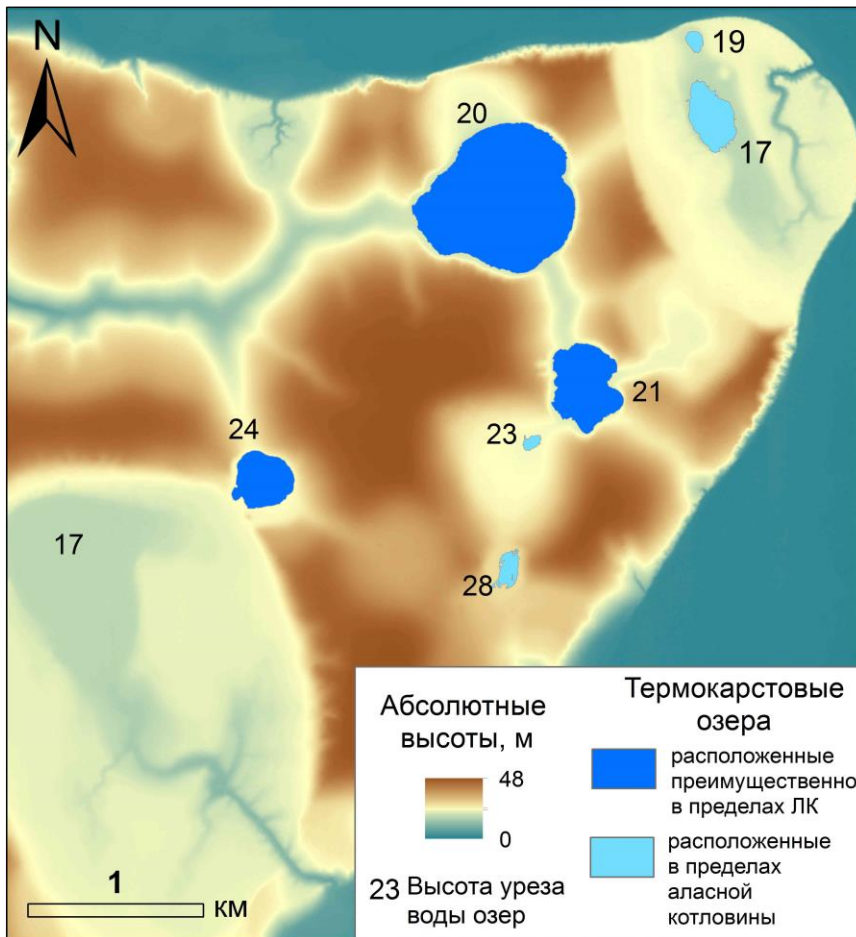


Рис. 5.32. Абсолютные высоты урезов воды термокарстовых озер в районе мыса Мал. Чукочий.

На космическом снимке GeoEye 2013 г. просматриваются байджерахи на дне едомных озер (рис. 5.33). Существование под водой байджерахов также говорит в пользу об идущих здесь термокарстовых процессах, приводящих к просадке поверхности отложений ЛК. Повторные измерения глубин едомного озера глубиной около 20 м на п-ве Быковском в районе дельты р. Лена показало, что котловина озера покрыта байджерахами, и происходит увеличение глубины озера в средней части котловины (неопубликованные данные Франка Гюнтера). Исследования на территории Центральной Якутии показали, что котловины некоторых едомных озер так же покрыты байджерахами (Ulrich et al., 2017). В этой же работе приведены данные о возникновении новых едомных озер и увеличения их площади и глубин в условиях увеличения температур воздуха и осадков.

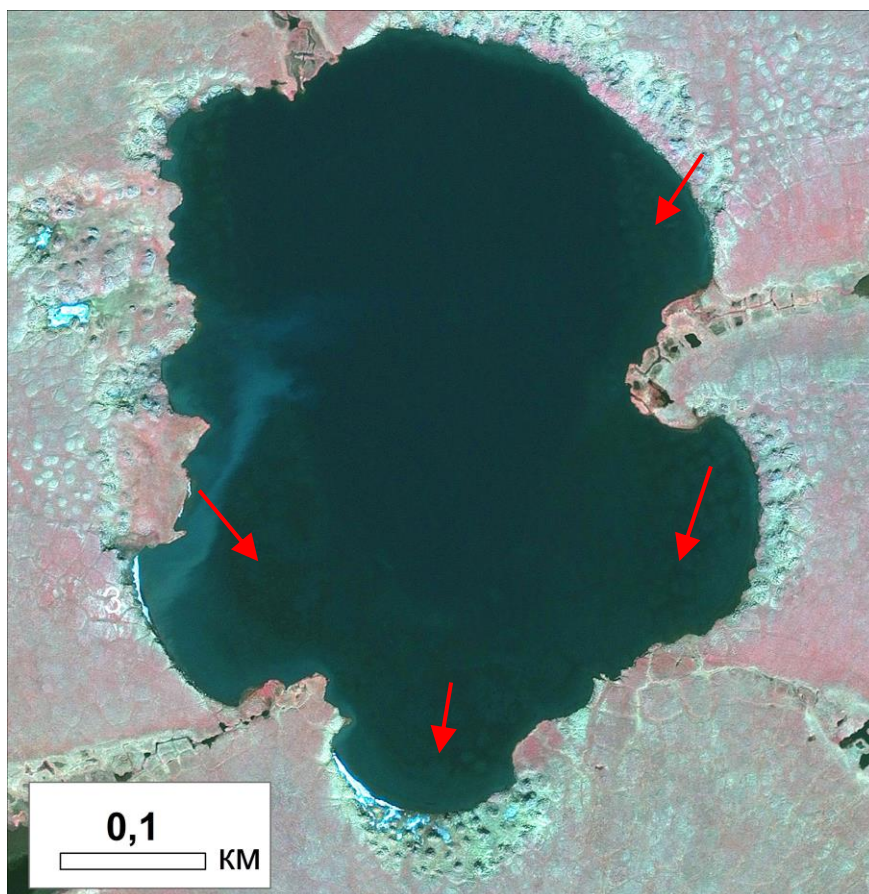


Рис. 5.33. Байджерахи (показаны красными стрелками) на дне едомного озера. Космический снимок GeoEye (13.07.2013).

5.3.3. Изменение площади участков развивающихся байджерахов

Динамика площади участков развивающихся байджерахов служит важным индикатором активности процессов термоденудации и деградации мерзлоты в результате оттаивания полигонально-жильных льдов (Тихомиров, 1958; Шур, Васильев, 1978). Использование аэрофотоснимков и космических снимков высокого разрешения позволяет провести картографирование участков развивающихся байджерахов, расположенных на склонах едомы и представляющих собой, по сути, наклонные поверхности термотеррас, осложненных байджерахами (рис. 5.34). В районе мыса Мал. Чукочий такие участки расположены на склонах морского берега и едомных озер (рис. 5.35). Для учета динамики площади развивающихся байджерахов проведено картографирование семи участков (рис. 5.35, 5.36)

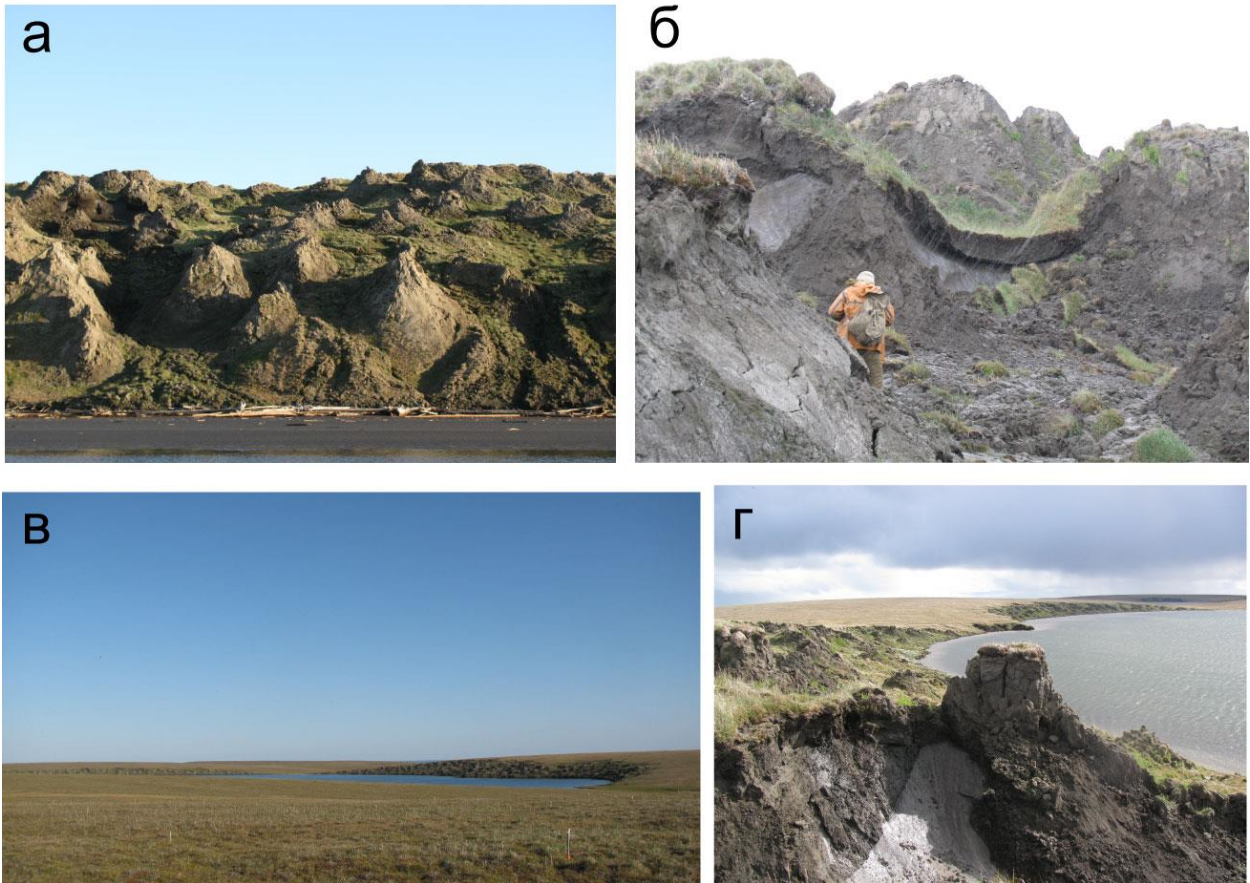


Рис. 5.34. Участки развивающихся байдже́рахов, расположенных на морских склонах едомы (а, б) и склонах термокарстовых озер (в, г)

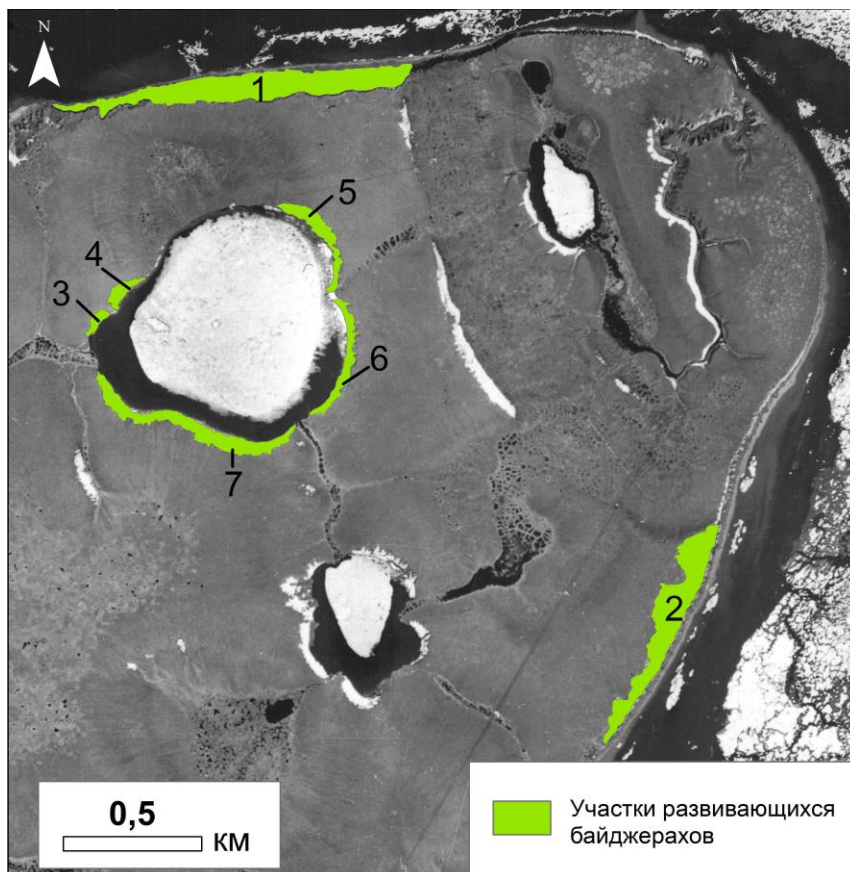


Рис. 5.35. Расположение участков развивающихся байдже́рахов. Аэрофотоснимок (30.06.1972).

Сопоставление аэрофотоснимка 1972 г. и космического снимка GeoEye 2013 г. показало увеличение площади на 15–35 % на шести из семи участках развивающихся байджерахов (табл. 5.8, рис. 5.35, 5.36). Таким образом, общая площадь байджерахов увеличилась на 20 %.

Табл. 5.8. Динамика площади развивающихся байджераховых участков

№ участка на карте	Площадь участка, 1972 г., м ²	Площадь участка, 2013 г., м ²	Изменение площади по отношению к 1972 г.	
			м ²	%
1	89856	103429	+13573	+15
2	64214	82757	+18543	+29
3	3745	3481	-264	-7
4	5894	7960	+2066	+35
5	15388	18485	+3097	+20
6	14007	17853	+3846	+27
7	36665	42826	+6161	+17
Вся площадь	229769	276791	+47022	+20

К сожалению, литературных данных по динамике площади участков развивающихся байджерахов нет. Однако, исследования по скорости отступления морских берегов в районах распространения ЛК, так же представляющих собой преимущественно участки развивающихся байджерахов, показывают, что в последнее десятилетие происходит увеличение скорости термоабразии берегов в результате активизации термоденудационных процессов в районах побережья моря Лаптевых (Günther et al., 2013; Пижанкова, 2016).

Приведенные данные по изменению площади участков развивающихся байджерахов позволяют сделать вывод об активизации термоденудационных процессов в условиях увеличения температур воздуха и осадков (рис. 5.25, 5.26), по сравнению с периодом до 1972 г.

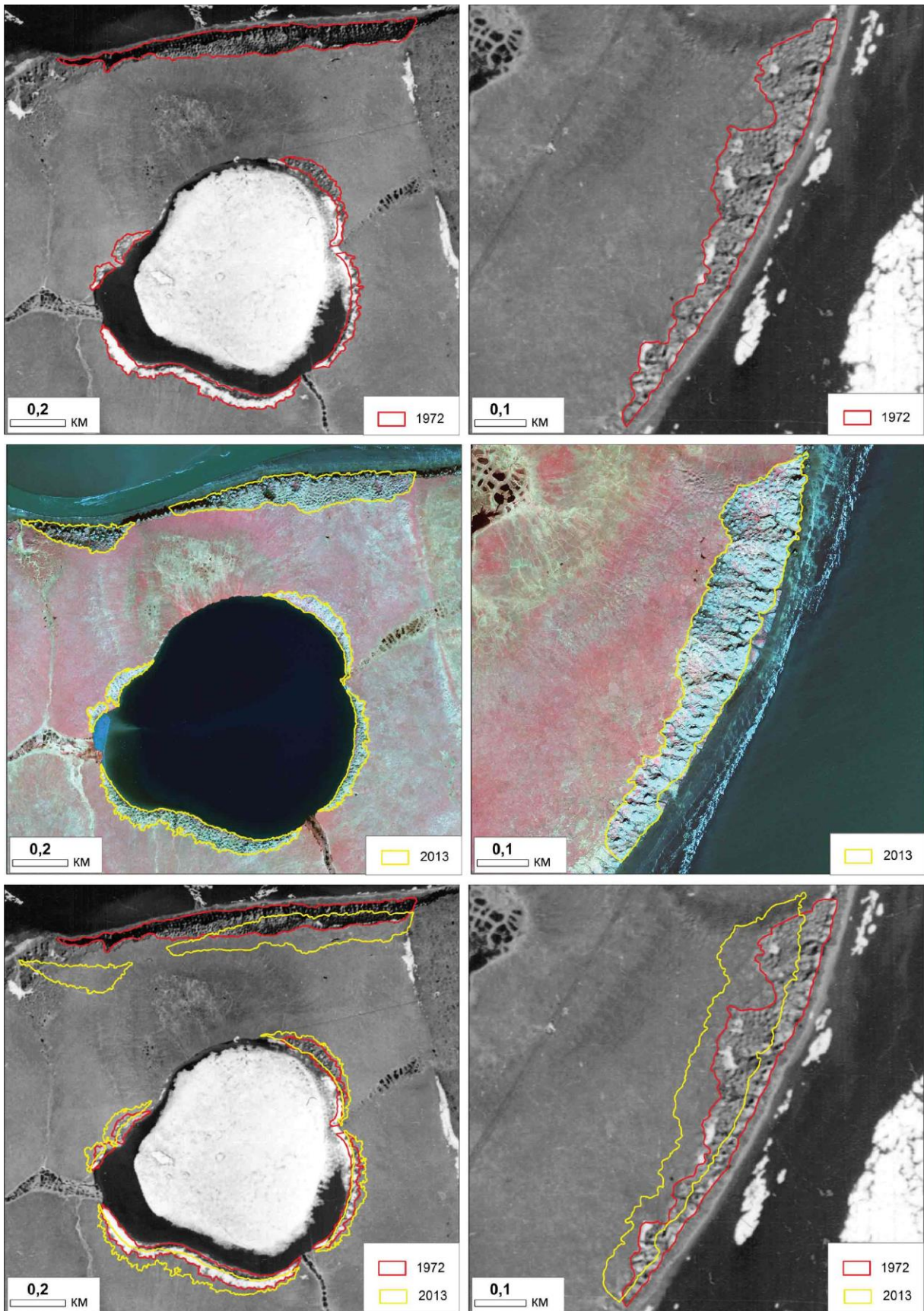


Рис. 5.36. Изменение площади участков развивающихся байджерахов по данным аэрофотоснимка 1972 г. и космического снимка GeoEye 2013 г. (контурами отмечены участки развивающихся байджерахов в разные годы).

5.4. Выводы

1. Исследование распространения дренируемых термокарстовых озер за период с 1973 по 2015 гг. показало, что частичный или полный спуск озер происходит преимущественно на более возвышенных участках с высокими или средними значениями средних углов уклонов поверхности и глубин расчленения рельефа, с высокой или средней едомностью и с высокой заозеренностью. Спуск озер происходит через существующую эрозионную сеть.
2. Анализ изменения заозеренности участка междуречья рек Алазея и Бол. Чукочьа за 1965 и 2014 гг. показал, что для большей части термокарстовых озер характерно уменьшение их площади в результате частичного или полного спуска крупных и средних озер и зарастания малых озер. При этом для отдельных наиболее крупных озер наблюдается увеличение их площади. В целом, общая площадь озер уменьшилась на 7 %, а общая заозеренность участка сократилась на 1,5 %.
3. Изучение динамики заозеренности ключевого участка "Озеро Бол. Олер" за период 1965, 1999 и 2015 гг. показало, что общая площадь термокарстовых озер участка уменьшилась на 35 км², а заозеренность сократилась с 37 % в 1965 г. до 30 % в 2015 г. Наибольшие изменения заозеренности характерны для участка с наименьшей едомностью и высокой заозеренностью. Сопоставление изменения площади озер показало, что за период 1999–2015 гг. скорость уменьшения площади озер выше, чем за период за 1965–1999 гг., что говорит об активизации термокарстовых и термоэрозионных процессов, в особенности на наиболее низменных и заозеренных участках, в условиях увеличения температуры воздуха за летние месяцы и количества осадков.
4. Анализ межгодовой динамики отдельных термокарстовых озер участка оз. Бол. Олер показал, что синхронные колебания площади происходят у группы увеличивающихся крупных озер, не имеющих стока, и также у озер, расположенных на участке с высокой едомностью, имеющих выраженный сток. Взаимосвязи с исследуемыми климатическими показателями (сумма температур воздуха за летние месяцы, количество осадков за летние месяцы, за холодный период и за предыдущий год за период с октября по сентябрь) не выявлено.
5. Сопоставление дистанционных данных сверхвысокого разрешения в районе мыса Мал. Чукочий показало, что происходит увеличение площади и числа озер заболоченных участков едомы, увеличение площади термокарстовых едомных озер и участков развивающихся байджерахов на фоне увеличения температур воздуха и количества осадков за летний период, что говорит об активизации процессов деградации мерзлоты с 1972 по 2013 гг. по сравнению с периодом до 1972 г.

Заключение

Формирование рельефа районов распространения отложений ЛК, степень интенсивности развития термокарстовых процессов в голоцене и современная динамика рельефа до настоящего времени остаются недостаточно изученными. Использование дистанционных данных и ГИС-технологий позволили провести анализ развития озерно-термокарстового рельефа и его современной динамики тундровой зоны Колымской низменности. На основе космических снимков Landsat среднего разрешения (30 м) проведена оценка распространения площади четвертичных отложений, дана характеристика типов озерно-термокарстового рельефа и выявлены закономерности формирования рельефа в голоцене. Сопоставление разновременных космических снимков CORONA и Landsat позволило установить закономерности современной динамики озерно-термокарстового рельефа, наиболее ярко проявляющейся в изменении площади термокарстовых озер. Анализ дистанционных данных сверхвысокого разрешения (менее 1 м) позволил провести детальный анализ динамики рельефа.

Основные выводы работы:

1. На основе анализа карты четвертичных отложений, составленной автором с использованием космических снимков Landsat, установлено, что едомы, сложенные отложениями ЛК, в значительной степени переработаны термокарстовыми процессами в голоцене и сохранились лишь на 16 % территории. Аласы занимают 72 %. Сопоставление составленной автором карты с данными геологической карты четвертичных отложений масштаба 1:1000000 показало, что площадь распространения отложений ЛК на карте масштаба 1:1000000 завышена в 2,5 раза.

2. Предложена типизация озерно-термокарстового рельефа по соотношению едомности и заозеренности, отражающая особенности формирования рельефа в голоцене. На основе анализа ЦМР, карт глубин расчленения рельефа, морфологических типов едомы и распространения термокарстовых озер по их площади дана характеристика типов озерно-термокарстового рельефа. Установлено, что наибольшая площадь едомы сохранилась на территориях, характеризующихся наименее благоприятными для развития термокарста условиями: наибольшими значениями средних углов уклонов поверхности ($4-6^\circ$), относительными превышениями абсолютных высот (20–30 м), а также развитой гидросетью.

3. Показано, что средняя заозеренность тундровой зоны Колымской низменности в пределах распространения ЛК составляет 14,7 %. Большая часть сформированных в позднем неоплейстоцене – раннем голоцене термокарстовых озер спущена и существует в уже сформированных аласных котловинах. Уменьшение площади озер за голоцен сопоставимо для всех классов аласности и составляет 81–83 %.

4. На основе сопоставления разновременных космических снимков установлен тренд уменьшения площади термокарстовых озер тундровой зоны Колымской низменности за период с 1965 по 2015 гг. На территории междуречья рек Алазея и Бол. Чукочья общая площадь озер уменьшилась на 7%. Уменьшение площади озер происходит преимущественно на относительно возвышенных участках с высокими или средними значениями средних углов уклонов поверхности. При этом у наиболее крупных озер наблюдается увеличение их площади. Установлено, что за период 1999–2015 гг. уменьшение площади термокарстовых озер происходило быстрее, чем за период за 1965–1999 гг., что связано с активизацией термокарстовых и термоэрозионных процессов в результате увеличения температуры воздуха и количества осадков летнего периода.

5. Анализ межгодовой динамики групп озер, расположенных в аласных котловинах (увеличивающиеся, уменьшающиеся и без выраженного тренда) и в пределах ЛК показал, что колебание площади происходит синхронно у увеличивающихся крупных озер аласных котловин, и также и у озер, расположенных в пределах ЛК. Взаимосвязь изменения межгодовой динамики площади озер с исследуемыми климатическими показателями (сумма температур воздуха за летние месяцы, количество осадков за летние месяцы, за холодный период и за предыдущий год за период с октября по сентябрь) не выявлена.

6. На основе сопоставления дистанционных данных сверхвысокого разрешения установлено, что с 1972 г. на фоне увеличения температуры воздуха и количества осадков за летний период увеличивается площадь и количество мелких озер на заболоченных поверхностях едомы. Увеличение площади за этот период характерно также для крупных едомных озер. Увеличиваются площади участков развивающихся байджеухов. Все эти факты говорят об активизации деградации мерзлоты.

Список литературы

1. Александрова В.Д. Геоботаническое районирование Арктики и Антарктики. М.: Наука, 1977. 190 с.
2. Алисов Б.П. Климат СССР. М.: Изд-во МГУ, 1956. 126 с.
3. Андреев В.Н., Перфильева В.И. Растительность Нижнеколымской тундры // Растительность и почвы субарктической тундры. Новосибирск: Наука, 1980. С. 5-43.
4. Арэ Ф.Э. Развитие термокарстовых озер в Центральной Якутии. Путеводитель 2-й Междунар. конф. по мерзлотовед., Якутск, 1973. 25 с.
5. Арэ Ф.Э., Балобаев В.Т., Босиков Н.П. Особенности переработки берегов термокарстовых озер Центральной Якутии // Озера криолитозоны Сибири. Новосибирск: Наука, 1974. С. 39–53.
6. Архангелов А.А. Подземное оледенение севера Колымской низменности // Проблемы криолитологии. Вып. VI. М.: Изд-во МГУ, 1977. С. 26–58.
7. Архангелов А.А., Кузнецова Т.П., Карташова Г.Г., Коняхин М.А. Генезис и условия формирования верхнеплейстоценовых льдистых алевроитов Колымской низменности (на примере Чукоцкого Яра) // Проблемы криолитологии. Вып. VIII. М.: Изд-во МГУ, 1979. С. 110–135.
8. Архангелов А.А., Кузнецова Т.П., Льянос-Мас, Михалев Д.В. Криолитогенез аласных отложений (на примере мыса Чукочий) // Проблемы криолитологии. Вып. IX., М.: Изд-во МГУ, 1981. С. 125–138.
9. Атлас сельского хозяйства Якутской АССР. М.: ГУГК СССР, 1989. 115 с.
10. Баландин В.А. Комплексное изучение неотектоники закрытых территорий (на примере Яно-Колымской низменности) // Кайнозой Восточной Якутии: Сб. науч. трудов. Якутск, 1980. С. 131–137.
11. Баранова Ю.П. Геоморфологический очерк восточной части Колымской низменности // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 2. Магадан, 1957. С. 208–222.
12. Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф. Стратиграфия кайнозоя и история развития рельефа Восточно-Сибирской низменности // Четвертичная геология и геоморфология Северо-Востока Сибири. Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 8. 1964. С. 41–63.
13. Бень Я.А. Современные движения земной коры и их геоморфологическое выражение в прибрежной зоне Колымской низменности // Кайнозой Восточной Якутии: Сб. науч. трудов. Якутск, 1980. С. 125–130.
14. Босиков Н.П. Эволюция аласов Центральной Якутии. Якутск, 1991. 128 с.

15. Брыксина Н.А., Полищук Ю.М. Анализ изменения численности термокарстовых озер в зоне многолетней мерзлоты Западной Сибири на основе космических снимков // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 2. С. 114–120.
16. Важенина Л.Н., Ложкин А.В. Нижнеголоценовые торфяники Северо-Востока Сибири // Известия РАН. Сер. геогр. 2013. № 5. С. 74–84.
17. Васильев И.С. Особенности формирования аласных торфяников на севере Якутии // География и природные ресурсы. 1989. №3. С. 82–86.
18. Васильчук Ю.К. Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. М.: Изд-во МГУ, 2006. 392 с.
19. Великоцкий М.А. Морфология аласного рельефа и неотектоника северной части Яно-Омолойского междуречья // Вестник МГУ. География. 1972. №2. С. 101–105.
20. Великоцкий М.А. Термокарст и неотектоника (на примере Яно-Омолойского междуречья): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1974. 20 с.
21. Вельмина Н.А. К вопросу о происхождении замкнутых (аласных) впадин Центральной Якутии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1957. № 2. С. 97–106.
22. Кудрявцев В.А. О термокарсте // Вопросы физической географии полярных стран. Вып.1. М.: МГУ, 1958. С. 101–106.
23. Воллосович К.А. Лено-Колымская экспедиция 1909 года // Труды комиссии по изучению ЯАССР. Л.: Изд-во АН СССР, 1930. Т. XV. 395 с.
24. Воскресенский К.С., Плахт И.Р. Возраст аласных котловин прибрежных равнин Севера и геоморфологический метод его определения // Проблемы криолитологии. вып. X. Изд-во МГУ, 1982. С. 150–156.
25. Воскресенский К.С. Современные рельефообразующие процессы на равнинах Севера России. М.: Изд-во Географического факультета МГУ, 2001. 262 с.
26. Втюрин Б.И. Генезис и классификация озер в бассейне р. Яны // Озера криолитозоны Сибири. Новосибирск: Наука, 1974. С. 7–17.
27. Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток. М.: Недра, 1989. 515 с.
28. Гиличинский Д.А. Криобиосфера позднего кайнозоя: вечная мерзлота как среда сохранения жизнеспособных микроорганизмов: Автореф. дис. ... д-ра геол.- мин. наук. Тюмень, 2002. 59 с.
29. Говорушко С.М. Подземные льды и термокарст в низовьях р. Индигирки // Полевые и экспериментальные исследования мерзлых толщ. Якутск, ИМ СО АН СССР, 1981. С. 34–39.
30. Государственная геологическая карта РФ. Карта четвертичных образований. М-б 1:1000000. Лист R-(55)-57 (Нижнеколымск). СПб., ВСЕГЕИ, 2000а.

31. Государственная геологическая карта РФ. Карта четвертичных образований. М-б 1:1000000. Лист R-(55)-57 (Нижнеколымск). Объяснит. зап. СПб., ВСЕГЕИ, 2000б, 163 с.
32. Граве Н.А. Ископаемые льды водоразделов рек Лены и Алдана // Тр. Ин-та мерзлотоведения. Л.: Изд-во Ан СССР, 1944. Т. IV. С. 10-32.
33. Гравис Г.Ф. Роль склоновых процессов в эрозионно-термокарстовом расчленении аллювиальных равнин Якутии // Материалы VIII Всесоюз. междувед. сов. по геокриологии. Якутск, 1966. Вып. 6. С. 67–75.
34. Гречищев С.Е., Чистотинов Л.В., Шур Ю.Л. Криогенные физико-геологические процессы и их прогноз. М.: Недра, 1980. 382 с.
35. Григорьев М.Н., Куницкий В.В., Чжан Р.В., Шепелев В.В. Об изменении геокриологических, ландшафтных и гидрологических условий в арктической зоне Восточной Сибири в связи с потеплением климата // География и природные ресурсы. 2009. № 2. С. 5–11.
36. Губин С.В. Позднеплейстоценовое почвообразование на Приморских низменностях на севере Якутии // Почвоведение. 1994. № 8. С. 5–14.
37. Губин С.В. Голоценовая история формирования почв на приморских низменностях Севера Якутии. // Почвоведение. 2001. № 12. С. 1413–1420.
38. Губин С.В. Педогенез – составная часть механизма формирования отложений позднеплейстоценового ледового комплекса // Криосфера Земли. 2002. Т. VI. № 3, С. 82–91.
39. Гюнтер Ф., Моргенштерн А., Ульрих М., Ширрмейстер Л. Анализ развития термокарстового рельефа в южной части дельты Лены с помощью повторных спутниковых снимков и топографических съемок // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты (труды VI Щукинских чтений). Москва, 2010. С. 524.
40. Динамическая геоморфология: Уч. пособие / Под ред. Г.С. Ананьева, Ю.Г. Симонова, А.И. Спиридонова. М.: Изд-во МГУ, 1992. 448 с.
41. Днепровская В.П., Брыксина Н.А., Полищук Ю.М. Изучение изменений термокарста в зоне прерывистого распространения вечной мерзлоты Западной Сибири на основе космических снимков // Исследование земли из космоса. 2009. № 4. С. 1–9.
42. Еловская Л.Г., Петрова Е.И., Тетерина Л.В. Почвы Северной Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 304 с.
43. Елсаков В.В., Марущак И.О. Межгодовые изменения термокарстовых озер северо-востока Европейской России // Исследование земли из космоса. 2011. № 4. С. 1–13.
44. Ермолаев М.М. Геологический и геоморфологический очерк о-ва Большого Ляховского // Труды Совета по изучению произв. сил. Серия Якутская. Вып. 7. Л., 1932. С. 147–228.

45. Ефимов А.И. Высыхание термокарстовых озер Центральной Якутии // Мерзлотоведение. М.: Изд-во АН СССР, 1946. Т.1. Вып. 2. С. 91–94.
46. Ефимов А.И. К вопросу о развитии термокарстовых озер в Центральной Якутии // Исследования вечной мерзлоты в Якутской республике. М.: Изд-во АН СССР, 1950. Вып. 2. С. 98–114.
47. Зольников И.Д., Лямина В.А., Королюк А.Ю. Комплексная технология картографирования и мониторинга гетерогенного растительного покрова // География и природные ресурсы. 2010. № 2. С. 126–131.
48. Зольников И.Д., Глушкова Н.В., Лямина В.А. и др. Индикация динамики природно-территориальных комплексов юга Западной Сибири в связи с изменениями климата // География и природные ресурсы. 2011. № 2. С. 155–160.
49. Иванов М.С. Типы и фации термокарстовых отложений Центральной Якутии // Проблемы изучения четвертичного периода. М., Наука, 1972. С. 83–89.
50. Иванов М.С. Подземные льды и термокарстовый рельеф восточной части Центральной Якутии: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Москва, 1982. 24 с.
51. Исаченко Г.А. Методы полевых ландшафтных исследований и ландшафтно-экологическое картографирование. Санкт-Петербург: Изд-во СПбГУ, 1999. 112 с.
52. Каплина Т.Н., Ложкин А.В. Возраст аласных отложений приморской низменности Якутии (радиоуглеродное обоснование) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 2. С. 69–76.
53. Каплина Т.Н., Шер А.В., Гитерман Р.Е., Зажигин В.С., Киселев С.В. и др. Опорный разрез плейстоценовых отложений на р. Аллаиха (низовья Индигирки) // Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода. 1980. № 50. С. 73–95.
54. Каплина Т.Н. История мерзлых толщ северной Якутии в позднем кайнозое // История развития многолетнемерзлых пород Евразии. М., Наука, 1981. С. 153–181.
55. Каплина Т.Н., Лахтина О.В., Рыбакова Н.О. Кайнозойские отложения среднего течения р. Алазеи (Колымская низменность) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 8. с. 51–63.
56. Каплина Т.Н., Ложкин А.В. История развития растительности Приморских низменностей Якутии в голоцене // Развитие природы в плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 207–220.
57. Каплина Т.Н., Косталындина Н.К., Лейбман М.О. Анализ рельефа низовьев р. Колымы в целях криолитологического картирования // Формирование мерзлых пород и прогноз криогенных процессов. М., Наука, 1986. С. 51–60.
58. Каплина Т.Н. Аласные комплексы Северной Якутии // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 4. С. 3–17.

59. Каплина Т.Н. Древние аласные комплексы северной Якутии (Сообщение 1). Криосфера Земли. 2011а. Т. XV. № 2. С. 3–13.
60. Каплина Т.Н. Древние аласные комплексы северной Якутии (Сообщение 2). Криосфера Земли. 2011б. Т. XV. № 3. С. 20–30.
61. Катасонов Е.М., Бискэ С.Ф. Проблемы геоморфологии Яно-Индибирской и Колымской низменностей // Мат. 2-го геоморф. сов. М.: Изд-во АН СССР. 1959. 16 с.
62. Катасонов Е.М. Об аласных отложениях Янской приморской низменности // Геология, Геофизика. № 2. 1960. С. 103–112.
63. Катасонов Е.М., Иванов М.С. и др. Строение и абсолютная геохронология аласных отложений центральной Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 95 с.
64. Катасонов Е.М. Аласные отложения и таберальные образования Якутии // Геология кайнозоя Якутии. 1982, Якутск. С. 110–122.
65. Качурин С.П. Термокарст на территории СССР. М., 1961. 291 с.
66. Кирпотин С.Н., Полищук Ю.М., Брыксина Н.А. Динамика площадей термокарстовых озер в сплошной и прерывистой криолитозонах Западной Сибири в условиях глобального потепления // Вестн. Том. ун-та. 2008. № 311. С. 185–189.
67. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
68. Колпаков В.В. Условия распространения и залегания едомной свиты // Мерзлотно-геологические процессы и палеогеография низменностей Северо-Востока Азии. Магадан, 1982. С. 22–29.
69. Конищев В.Н. Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере. Новосибирск, Наука. 1981. 197 с.
70. Конищев В.Н., Колесников С.Ф. Особенности строения и состава позднекайнозойских отложений в обнажении Ойгосский Яр // Проблемы криолитологии. М.: МГУ, 1981. Вып. IX. С. 107–117.
71. Конищев В.Н. Реакция вечной мерзлоты на потепление климата // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. № 4. С. 15–18.
72. Конищев В.Н. Природа циклического строения ледового комплекса Восточной Сибири. // Криосфера Земли. 2013. Т. XVII. № 1. С. 3–16.
73. Котов А.Н. Аласный и ледовый комплексы отложений северо-западной Чукотки (побережье Восточно-Сибирского моря) // Криосфера Земли. 1998. Т. II. №1. С. 11-18.
74. Кравцова В. И. Распространение термокарстовых озер в России в пределах зоны современной мерзлоты // Вестник МГУ. Сер. 5: География. 2009. № 3. С. 33–42.
75. Кравцова В.И., Быстрова А. Г. Изменение размеров термокарстовых озер в различных районах России за последние 30 лет // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 2. С. 16–26.

76. Кравцова В.И., Тарасенко Т.В. Изучение и картографирование динамики термокарстовых озер на территории Западной Сибири по разновременным космическим снимкам // Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата. 2010. № 1. С. 82–87.
77. Кравцова В.И., Тарасенко Т.В. Динамика термокарстовых озер Центральной Якутии при изменениях климата с 1950 года // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. № 3. С. 31–42.
78. Кравцова В.И., Родионова Т.В. Исследование динамики площади и количества термокарстовых озер в различных районах криолитозоны России по космическим снимкам // Криосфера Земли. 2016. Т. XX. № 1. С. 81–89.
79. Кудрявцев В.А. О термокарсте // Вопросы физической географии полярных стран. Вып.1. М.: МГУ, 1958. С. 101–106.
80. Куницкий В.В. Криолитология низовьев Лены. Якутск, 1989. 164 с
81. Куницкий В.В. Нивальный литогенез и ледовый комплекс на территории Якутии: Автореф. ... дисс. д-ра геогр. наук.. Якутск, 2007. 46 с.
82. Лабутина И.А. Дешифрирование аэрокосмических снимков. М.: Аспект-Пресс, 2004. 184 с.
83. Лабутина И.А., Балдина Е.А. Практикум по курсу "Дешифрирование аэрокосмических снимков". Учебное пособие. М.: Географический факультет МГУ, 2013. 168 с.
84. Лахтина О.В., Корейша М.М. Ярусность аккумулятивного и криогенного рельефа Колымской низменности // Тр. ПНИИИС. 1978. Вып. 54. С. 3–10.
85. Ложкин А.В., Прохорова Т.П., Парий В.П. Радиоуглеродные датировки и палинологическая характеристика отложений аласного комплекса Колымской низменности // Докл. АН СССР. 1975. Т 224. № 6. С 1395–1398.
86. Ложкин А.В., Прохорова Т.П. Новые данные по истории формирования аласных отложений Колымской низменности (радиоуглеродные и палинологические исследования) // Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Востока СССР. Магадан, 1983. С. 96–102.
87. Ложкин А.В. Вопросы геохронологии и палеогеографии четвертичного периода Северо-Востока СССР // Геология зоны перехода континент-океан на Севере-Востоке Азии. Магадан, 1991. С. 47–59.
88. Мухин Н.И. Особенности возникновения и развития термокарстовых озер на территории Яно-Индибирской низменности // Озера криолитозоны Сибири. Новосибирск, 1974. С. 18–26.
89. Определитель высших растений Якутии. Новосибирск: Наука, 1974. 544 с.
90. Павлов П.Д. К вопросу о происхождении озерно-аласных котловин северо-восточной части Лено-Вилуйского междуречья // Уч. записки ЯГУ. Якутск, 1965. Вып. 14. С.53–55.

91. Патык-Кара Н.Г., Гапон О.И., Гриненко О.В. Структурно-геоморфологическое строение Колымской низменности // Геология кайнозоя Якутии. Якутск, 1982. С. 70–77.
92. Перфильева В.И., Тетерина Л.В., Карпов Н.С. Растительный покров тундровой зоны Якутии. Якутск, 1991. 194 с.
93. Пижанкова Е.И. 2016. Современные изменения климата высоких широт и их влияние на динамику берегов района пролива Дмитрия Лаптева. Криосфера Земли. 2016. Т. XX, № 1. С. 51–64.
94. Применение геоморфологических методов в структурно-геологических исследованиях / Гл. ред. И.П. Герасимов. М.:Недра, 1970. 296 с.
95. Пчелинцев А.М. Морфологическое описание термокарстового процесса в Якутии. Мерзлотоведение. М.: Изд-во АН СССР, 1946. Т. 1. № 2. С. 95-105.
96. Плахт И.Р. Условия развития термокарста и этапы формирования аласного рельефа равнин Северо-Востока Евразии в позднем плейстоцене и голоцене // Развитие криолитозоны Евразии в верхнем кайнозое. М., Наука, 1985. С. 112–120.
97. Решения межведомственного стратиграфического совещания четвертичной системе Востока СССР. Объяснит. записки к региональным стратигр. схемам четвертичных отложений Востока СССР. Магадан.: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987. 241 с.
98. Ривкина Е.М., Краев Г.Н., Кривушин К.В. и др. Метан в вечномерзлых отложениях Северо-Восточного сектора Арктики // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 3. С. 23-41.
99. Родионова Т.В. Исследование динамики термокарстовых озер в различных районах криолитозоны России по космическим снимкам. Дис. ... канд. геогр. н. М., 2013. 196 с.
100. Романенко Ф.А. Формирование озерных котловин на равнинах Арктической Сибири. Дис. ... канд. геогр. наук. М., 1997. 206 с.
101. Романенко Ф.А. Первые шаги аэрофотосъемки в высоких широтах. Земля из космоса – наиболее эффективные решения. 2011. Т. 10. С. 17–23.
102. Романовский Н.Н. Эрозионно-термокарстовые котловины на севере приморских низменностей Якутии и Новосибирских островах // Мерзлотные исследования. 1961. Вып.1. С. 124–144.
103. Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. 1977. Новосибирск: Наука. 215 с.
104. Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. М.: Изд-во МГУ, 1993. С. 336.
105. Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Тумской В.Е. и др. Термокарст и его роль в формировании прибрежной зоны шельфа моря Лаптевых // Криосфера Земли. 1999. Т. III. № 3. С. 79–91.

106. Российская Арктика в XXI веке: природные условия и риски освоения. М.: Феория, 2013. 144 с.
107. Северная Якутия (физико-географическая характеристика) /Под ред. Я.Я. Гаккеля и Е.С. Короткевича // Труды ААНИИ, Т. 236. Л.: Морской транспорт, 1960. 280 с.
108. Смирнова И.О., Сухачева Л.Л., Русанова А.А. Изучение динамики термокарстовых озер и береговой линии моря на северо-востоке Европейской части России по материалам одновременных космических съемок [Электронный ресурс] // Тезисы конференции “Геокриологическое картографирование: проблемы и перспективы”. Москва. 5–6 июня 2013 г. (электронное издание на CD-R).
109. Соловьев П.А. Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 144 с.
110. Соловьев П.А. Аласный рельеф Центральной Якутии и его происхождение // Многолетнемерзлые породы и сопутствующие им явления на территории Якутской АССР, М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 38–53.
111. Соловьев П.А. Аласный термокарстовый рельеф Центральной Якутии // Путеводитель по II международной конференции по мерзлотоведению. Якутск, 1973. 46 с.
112. Спектор В.Б. Четвертичные отложения Приморской низменности (Халерчинская тундра) // Кайнозой Восточной Якутии: Сб. науч. трудов. Якутск, 1980. С. 87–97.
113. Справочник по климату СССР. Выпуск 24. Якутская АССР. Часть II. Температура воздуха и почвы. Л.: Гидрометеорологическое изд-во, 1956. 400 с.
114. Справочник по климату СССР. Выпуск 24. Якутская АССР. Часть IV. Влажность воздуха, атмосферные осадки, снежный покров. Л.: Гидрометеорологическое изд-во, 1968. 352 с.
115. Сумгин М.И., Качурин С.П., Толстихин Н.И., Тумель В.Ф. Общее мерзлотоведение. М.: Изд-во АН СССР, 1940. 340 с.
116. Суходровский В.Л. Особенности морфогенеза современных и древних аллювиальных в условиях сурового климата // Проблемы геокриологии. Новосибирск.: Наука, 1973. С. 96–107.
117. Суходровский В.Л. Экзогенное рельефообразование в криолитозоне. М.: Наука, 1979. 280 с.
118. Суходровский В.Л. О генезисе ледового комплекса и аласного рельефа. Криосфера Земли. 2002. Т. VI. № 1. С. 56–61.
119. Тарасенко Т.В., Кравцова В.И., Пижанкова Е.И. и др. Динамика термокарстовых озер приморской части Яно-Индигирской низменности по дистанционным данным //

- Геокриологическое картографирование: Проблемы и перспективы [электронный ресурс]: тез. конф. Москва, МГУ, 2013 г. С. 135–138.
120. Тихомиров Б.А. Некоторые вопросы динамики поверхностных образований Арктики в связи с генезисом бугров – байджарахов // Вопросы физической географии. К 75-летию со дня рождения акад. А.А. Григорьева. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 285–312.
121. Томирдиаро С.В. Озерно-термокарстовая переработка северных низменностей и ее инженерно-геологическое значение // Материалы VIII Всесоюз. Междувед. Совещ. По геокриологии (мерзлотоведению). Якутск, 1966. Вып. 7. С. 24–34.
122. Томирдиаро С.В. Эволюция озерно-термокарстовых ландшафтов на равнинах Восточной Сибири и динамика подземного оледенения // Палеогеографические аспекты изменения природных условий Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1969. С. 65–67.
123. Томирдиаро С.В. Лессово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1980. 184 с.
124. Томирдиаро С.В., Рябчун В.К. Озерный термокарст на Нижне-Анадырской низменности // Докл. II Межд. конф. по мерзлотоведению. Якутск, 1973. С. 58–67.
125. Труш Н.И., Кондратьева К.А. Состав и свойства верхнеплейстоценовых отложений Яно-Индибирской приморской низменности // Вестник МГУ. 1975. № 5. С. 72–86.
126. Гумской В.Е. Термокарст и его роль в развитии региона моря Лаптевых в позднем плейстоцене и голоцене: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2002. 26 с.
127. Гумской В.Е. Особенности криолитогенеза отложений Северной Якутии в среднем неоплейстоцене - голоцене // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI. № 1. С. 12–21.
128. Федоров А.Н. Мерзлотные ландшафты Якутии: методика и вопросы картографирования / Отв. ред. В.И. Климовский, Н.А. Граве. Якутск.: Ин-т мерзлотоведения, 1991. 140 с.
129. Федоров А.Н., Константинов П.Я. Реакция мерзлотных ландшафтов Центральной Якутии на современные изменения климата и антропогенные воздействия // География и природные ресурсы. 2009. № 2. С. 56–62.
130. Федоров-Давыдов Д.Г., Давыдов С.П., Давыдова А.И. и др. Пространственно-временные закономерности сезонного протаивания почв на севере Колымской низменности // Криосфера Земли. 2004. Т. VIII. № 4. С. 15–26.
131. Фельдман Г.М. Термокарст и вечная мерзлота. Новосибирск: Наука, 1984. 262 с.
132. Шаманова И.И. Современный термокарст на приморских низменностях Якутии и Чукотки // Мерзлые породы и криогенные процессы. М., 1991. С. 102–107.
133. Шац М.М. Геокриологическое районирование Восточной Сибири // Проблемы геокриологии. М.: Наука, 1988. С. 115–120.

134. Шер А.В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена Крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. М.: Наука, 1971. 310 с.
135. Шер А.В., Гитерман Р.Е., Зажигин В.С., Киселев С.В. Новые данные о позднекайнозойских отложениях Колымской низменности // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 5. С. 67–83.
136. Шер А.В. Природная перестройка в Восточно-Сибирской Арктике на рубеже плейстоцена и голоцена и ее роль в вымирании млекопитающих и становлении современных экосистем (Сообщение 1) // Криосфера Земли. 1997. Т. I. № 1. С. 21–29.
137. Шилов Н.А., Томирдиаро С.В. Озерно-термокарстовое формирование отложений и осадконакопление на равнинах Крайнего Севера // Изучение и преобразование природы Сибири и Дальнего Востока в связи с ее перспективным освоением. Иркутск, 1969. С. 44–46.
138. Шилов Н.А., Томирдиаро С.В. Озерный термокарст и перигляциальный континентальный литогенез на равнинах Северо-Востока СССР // Колыма. 1970. № 7. С. 35–39.
139. Шилов Н.А., Томирдиаро С.В. Палеогеография и абсолютная геохронология позднего плейстоцена на Северо-Востоке Сибири // Мерзлотно-геологические процессы и палеогеография низменностей Северо-Востока Азии. Магадан, 1982. С. 9–21.
140. Шилов Н.А., Ложкин А.В., Андерсон П.М. Радиоуглеродные датировки циклов развития термокарстовых озер Колымской низменности // ДАН. 2007. Т. 412. № 6. С. 825–827.
141. Шур Ю.Л. О причинах развития термокарста // Труды ВСЕГИНГЕО. Нов. сер. 1974 Вып. 70. С.31–47.
142. Шур Ю.Л., Васильев А.А. Опыт изучения байджарахов на севере Якутии // Криогенные процессы. М.: Наука, 1978. С. 220–232.
143. Шур Ю.Л. Термокарст и строение верхнего горизонта толщи многолетнемерзлых пород: Автореф. дис. ... д-ра геол.- минер. наук. М.: ВСЕГИНГЕО, 1985. 46 с.
144. Шур Ю.Л. Верхний горизонт толщи мерзлых пород и термокарст. Новосибирск: Наука, 1988. 209 с.
145. Andresen C.G. and Loughheed V.L. Disappearing Arctic tundra ponds: Fine-scale analysis of surface hydrology in drained thaw lake basins over a 65 year period (1948–2013) // J. Geophys. Res. Biogeosci. 2015. 120. Doi:10.1002/2014JG002778.
146. Arp C.D., Jones B.M., Urban F.E., and Grosse G. Hydrogeomorphic processes of thermokarst lakes with grounded - ice and floating ice regimes on the Arctic coastal plain, Alaska, USA // Hydrol. Processes. 2011. 25. P. 2422–2438. Doi:10.1002/hyp.8019.

147. Arp C.D., Jones B.M., Liljedahl A.K., Hinkel K.M., and Welker J.A. Depth, ice thickness, and ice-out timing cause divergent hydrologic responses among Arctic lakes // *Water Resour. Res.*, 2015. 51. P. 9379–9401. Doi:10.1002/2015WR017362.
148. Boike J., Grau T., Heim B., Günther F. et al. Satellite-derived changes in the permafrost landscapes of Central Yakutia, 2000-2011: Wetting, drying, and fires // *Global Planet. Change*. 2016. 139. P. 116-127. Doi: 10.1016/j.gloplacha.2016.01.001.
149. Chen M, Rowland J.C, Wilson C.J. et al. Temporal and spatial pattern of thermokarst lake area changes at Yukon Flats // *Alaska Hydrological Processes*. 2012. Doi:10.1002/hyp.9642.
150. Chen M, Rowland J.C, Wilson C.J. et al. The importance of natural variability in lake areas on the detection of permafrost degradation: a case study in the Yukon Flats, Alaska // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2013. 24: 224–240. Doi:10.1002/ppp.1783.
151. Fedorov A.N., Gavriliev P.P., Konstantinov P.Y., Hiyama T., Ijima Y., and Iwahana G. Estimating the water balance of a thermokarst lake in the middle of the Lena River basin, eastern Siberia // *Ecohydrology*. 2014. 7 (2). P. 188–196. Doi:10.1002/eco.1378.
152. Fitzgerald D., Riordan B.A. Permafrost and ponds. Remote sensing and GIS used to monitor Alaska wetlands at the landscape level // *Agroborealis*. 2003. 35. № 1. P. 30–35
153. Grigoriev M.N. Periglacial studies around Cape Mamontov Klyk – Studies of coastal dynamics and subsea permafrost, in: *Russian–German Cooperation System Laptev Sea: The Expedition Lena–Anabar 2003 // Reports on Polar and Marine Research, Alfred Wegener Institute*. 2004. Vol. 489. Chap. 4.7. P. 139–150.
154. Grosse G., Schirrmeister L., Kunitsky V. et al. The use of CORONA images in remote sensing of periglacial geomorphology: An illustration from the NE Siberian coast // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2005. V. 16. P. 163–172.
155. Grosse G., Schirrmeister L., and Malthus T. J. Application of Landsat-7 satellite data and a DEM for the quantification of thermokarst-affected terrain types in the periglacial Lena-Anabar coastal lowland // *Polar Res*. 2006. V. 25. P. 51–67.
156. Grosse G., Romanovsky V., Walter K., Morgenstern A., Lantuit H., Zimov S. Distribution of Thermokarst Lakes and Ponds at Three Yedoma Sites in Siberia // *Ninth International Conference on Permafrost*. Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks, 2008. Vol. 1. P. 551–556.
157. Grosse G., Jones B., and Arp C. Thermokarst lakes, drainage and drained basins. In.: *Treatise on Geomorphology / John F. Shroder (ed.)*. San-Diego: Academic Press, 2013a. Vol. 8. P. 325–353
158. Grosse G., Robinson J.E., Bryant R., Taylor M.D., Harper W., DeMasi A., Kyker-Snowman E., Veremeeva A., Schirrmeister L., and Harden J. Distribution of late Pleistocene

- ice-rich syngenetic permafrost of the Yedoma Suite in east and central Siberia, Russia. U.S. Geological Survey Open File Report, 2013-1078. 2013b. 37 p.
159. Günther F., Ulrich M., Morgenstern A. and Schirrmeister L. Planimetric and volumetric thermokarst change detection on ice rich permafrost, using remote sensing and field data // Third European Conference on Permafrost. Svalbard, Norway. 13-17 June, 2010.
 160. Günther F., Overduin P., Sandakov A. et al. Short- and long-term thermo-erosion of ice-rich permafrost coasts in the Laptev Sea region // *Biogeosciences*. 2013. 10. P. 4297-4318.
 161. Günther F., Overduin P.P., Yakshina I.A., Opel T., Baranskaya A.V. and Grigoriev M.N. Observing Muostakh disappear: permafrost thaw subsidence and erosion of a ground-ice-rich island in response to arctic summer warming and sea ice reduction // *The Cryosphere*. 2015. 9 (1). P. 151–178. Doi: 10.5194/tc-9-151-2015.
 162. Günther F., Grosse G., Veremeeva A. and Maximov G. Ponding vs. baydzherakh formation on Yedoma uplands: Implications for modern thermokarst development and thaw subsidence in North Yakutia // XI International Conference on Permafrost. Book of Abstracts. Potsdam, Germany / Günther F. and Morgenstern A. (Eds.). Bibliothek Wissenschaftspark Albert Einstein, Potsdam, Germany. 2016. P. 869-870. Doi: 10.2312/GFZ.LIS.2016.001.
 163. Hese S., Grosse G., Pocking S. Object based thermokarst lake change mapping as part of the ESA "Data User Element permafrost" // *Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*. 2010, Vol. XXXVIII-4/C7.
 164. Hinzman L.D., Bettez N.D., Bolton W.R. et al. Evidence and implications of recent climate change in northern Alaska and other arctic regions // *Climatic Change*. 2005.72(3). P. 251–298.
 165. Hinkel K.M., Frohn R.C., Nelson F.E., Eisner W.R., and Beck R. A. Morphometric and spatial analysis of thaw lakes and drained thaw lake basins in the western Arctic coastal plain, Alaska // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2005. 16 (4). P. 327– 341.
 166. Hinkel K.M., Jones B.M., Eisner W.R., Coumo C.J., Beck R.A., Frohn R. Methods to assess natural and anthropogenic thaw lake drainage on the western Arctic coastal plain of northern Alaska // *J. Geophys. Res.* 2007. 112. F02S16. Doi.org/10.1029/2006JF000584.
 167. Jeffries M.O., Zhang T., Frey K., Kozlenko N. Estimating late-winter heat flow to the atmosphere from the lake-dominated Alaskan North Slope // *Journal of Glaciology*. 1999. 45(150). P. 315–324.
 168. Jepsen S.M., Voss C.I., Walvoord M.A., Minsley B.J., and Rover J. Linkages between lake shrinkage/expansion and sublacustrine permafrost distribution determined from remote sensing of interior Alaska, USA // *Geophys. Res. Lett.* 2013. 40. Doi:10.1002/grl.50187.

169. Jepsen S.M., Walvoord M.A., Voss C.I., and Rover J. Effect of permafrost thaw on the dynamics of lakes recharged by ice-jam floods: case study of Yukon Flats, Alaska // *Hydrological Process.* 2016. 30. P. 1782–1795. Doi: 10.1002/hyp.10756.
170. Jones B., Arp C., Hinkel K., Beck R., Schmutz J., Winston B. Arctic lake physical processes and regimes with implications for winter water availability and management in the National Petroleum Reserve, Alaska // *Environmental Management.* 2009. 43. P. 1071–1084.
171. Jones B.M., Grosse G., Arp C.D., Jones M.C., Anthony K.W., Romanovsky V.E. Modern thermokarst lake dynamics in the continuous permafrost zone, Northern Seward Peninsula, Alaska // *Journal of Geophysical Research.* 2011. 116: G00M03. Doi:10.1029/2011JG001666.
172. Jones B.M., and Arp C.D. Observing a Catastrophic Thermokarst Lake Drainage in Northern Alaska // *Permafrost and Periglacial Processes.* 2015. 26. P. 119–128. Doi: 10.1002/ppp.1842.
173. Jorgenson T.M., Racine C.H., Walters J.C., Osterkamp T.E. Permafrost degradation and ecological changes associated with a warming climate in central Alaska // *Climatic Change* 2001. 48. P. 551–579.
174. Jorgenson M.T., and Shur Y. Evolution of lakes and basins in northern Alaska and discussion of the thaw lake cycle // *J. Geophys. Res.* 2007. 112. F02S17. Doi:10.1029/2006JF000531.
175. Jorgenson M.T., Kanevskiy M. Shur Y., Moskalenko N. et al. Role of ground ice dynamics and ecological feedbacks in recent ice wedge degradation and stabilization // *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 2015. 120. Doi:10.1002/2015JF003602.
176. Jorgenson, M. T. and Grosse, G. Remote Sensing of Landscape Change in Permafrost Regions // *Permafrost and Periglacial Processes.* 2016. Doi: 10.1002/ppp.1914.
177. Karlsson J.M., Lyon S.W., Destouni G. Thermokarst lake, hydrological flow and water balance indicators of permafrost change in Western Siberia // *Journal of Hydrology* 2012. 464–465: 459–466. Doi:10. 1016/j.jhydrol.2012.07.037.
178. Karlsson J.M., Lyon S.W., Destouni G. Temporal behavior of lake size distribution in a thawing permafrost landscape in northwestern Siberia // *Remote Sens.* 2014. 6. P. 621–636. <http://dx.doi.org/10.3390/rs6010621>.
179. Labrecque S., Lacelle D., Duguay C.R., Lauriol B., Hawkings J. Contemporary (1951–2001) evolution of lakes in the Old Crow Basin, Northern Yukon, Canada: remote sensing, numerical modeling, and stable isotope analysis // *Arctic.* 2009. 62(2). P. 225–238.
180. Lantz T., Turner K. Changes in lake area in response to thermokarst processes and climate in Old Crow Flats, Yukon // *Journal of geophysical research: Biogeosciences.* 2015. P. 513–524. Doi: 10.1002/2014JG002744.

181. Liljedahl A.K., Boike J., Daanen R.P., Fedorov A.N., Frost G.V., Grosse G. et al. Pan-Arctic ice-wedge degradation in warming permafrost and its influence on tundra hydrology // *Nature Geoscience*. 2016. Doi: 10.1038/ngeo2674.
182. Luo J., Niu F., Lin. Z., Liu M., Yin G. Thermokarst lake changes between 1969 and 2010 in the Beilu River Basin, Qinghai–Tibet Plateau, China // *Science Bulletin*. 2015. V.60. Issue 5. P. 556–564. Doi:10.1007/s11434-015-0730-2.
183. Luoto M., Seppala M. Thermokarst ponds as indicator of the former distribution of palsas in Finnish Lapland // *Permafrost and periglacial processes*. 2003. 14. P. 19–27.
184. Marsh P., Russell M., Pohl S., Haywood H., Onclin C. Changes in thaw lake drainage in the Western Canadian Arctic from 1950 to 2000 // *Hydrol. Process*. 2009. 23. P. 145–158.
185. MacDonald G.M., Velichko A.A., Kremenetski C.V., Borisova O.K. et al. Holocene treeline history and climate change across northern Eurasia // *Quatern. Res*. 2000. 53(3). P. 302–311. doi:10.1006/qres.1999.2123.
186. Morgenstern A., Grosse G., and Schirrmeister L. Genetic, morphological, and statistical characterization of lakes in the permafrost-dominated Lena Delta // *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska*. Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks, 2008, P. 1239–1244.
187. Morgenstern A., Grosse G., Günther F. et al. Spatial analyses of thermokarst lakes and basins in Yedoma landscapes of the Lena Delta // *The Cryosphere*. 2011. 5(4). P. 849–867.
188. Morgenstern A., Ulrich M., Günther F. et al. Evolution of thermokarst in East Siberian ice-rich permafrost: A case study // *Geomorphology*. 2013. V. 201. P. 363–379.
189. Necsoiu M., Dinwiddie C.L., Walter G.R., Larsen A., Stothoff S.A. Multi-temporal image analysis of historical aerial photographs and recent satellite imagery reveals evolution of water body surface area and polygonal terrain morphology in Kobuk Valley National Park, Alaska // *Environmental Research Letters*. 2013. 8: 025007. Doi: 10.1088/1748-9326/8/2/025007.
190. Nitze I. and Grosse G. Detection of landscape dynamics in the Arctic Lena Delta with temporally dense Landsat time-series stacks // *Remote Sensing of Environment*. 2016. 181. P. 27–41. Doi: 10.1016/j.rse.2016.03.038.
191. Olefeldt D., Goswami S., Grosse G. et al. Circumpolar distribution and carbon storage of thermokarst landscapes // *Nature Comm*. 2016. 7. P. 13043. Doi: 10.1038/ncomms13043.
192. Olthof I., Fraser R., Schmitt C. Landsat-based mapping of thermokarst lake dynamics on the Tuktoyaktuk Coastal Plain, Northwest Territories, Canada since 1985 // *Remote Sensing of Environment*. 168 (2015) 194–204. Doi: 10.1016/j.rse.2015.07.001.
193. Osterkamp T.E., Viereck L., Shur Y. et al. Observations of thermokarst and its impact on boreal forests in Alaska, U.S.A // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2000.32. P. 303–315.

194. Overland J.E. et al. Surface Air Temperature (Arctic Report Card 2015, 2015); http://www.arctic.noaa.gov/report15/air_temperature.html.
195. Payette S., Delwaide A., Caccianiga M., and Beauchemin M. Accelerated thawing of subarctic peatland permafrost over the last 50 years // *Geophys. Res. Lett.* 2004. 31. L18208. Doi:10.1029/2004GL020358.
196. Pisaric M.F.J., MacDonald G.M., Velichko A.A., Cwynar L.C. The Lateglacial and Postglacial vegetation history of the northwestern limits of Beringia, based on pollen, stomate and tree stump evidence // *Quaternary Science Reviews.* 2001. 20. P. 235–245.
197. Plug L.J., Walls C., Scott B.M. Tundra lake changes from 1978 to 2001 on the Tuktoyaktuk Peninsula, western Canadian Arctic // *Geophysical Research Letters.* 2008. 35: L03502. Doi:10.1029/2007gl032303.
198. Riordan B., Verbyla D., McGuire A.D. Shrinking ponds in subarctic Alaska based on 1950–2002 remotely sensed images // *Journal of Geophysical Research* 2006111: G04002. Doi:10.1029/2005JG000150.
199. Romanovsky V.E., Drozdov D.S., Oberman N.G. et al. Thermal state of permafrost in Russia // *Permafrost and Periglac. Process.* 2010. 21: 136–155. Doi:10.1002/ppp.683.
200. Rover J., Ji L., Wylie B.K., Tieszen L.L. Establishing water body areal extent trends in interior Alaska from multi-temporal Landsat data // *Remote Sensing Letters.* 2012. 3: 595–604. Doi:10.1080/01431161.2011.643507.
201. Sakai T., Matsunaga T., Maksyutov S., Gotovtsev S., Gagarin L., Hiyama T., Yamaguchi Y. Climate-Induced Extreme Hydrologic Events in the Arctic // *Remote Sens.* 2016, 8, 971.
202. Sannel B., Brown I. High-resolution remote sensing identification of thermokarst lake dynamics in a subarctic peat plateau complex // *Canadian Journal of Remote Sensing.* 2010. 36. Doi: 10.5589/m10-010.
203. Sannel A.B.K., Kuhry P. Warming-induced destabilization of peat plateau/ thermokarst lake complexes // *J. Geophys. Res.* 2011. 116. Ddoi.org/10.1029/ 2010JG001635.
204. Schirrmeister L., Siegert K., Kunitsky V. et al. Late Quaternary ice-rich permafrost sequences as a paleoenvironmental archive for the Laptev Sea Region in Northern Siberia // *Intern. J. Earth Sci.* 2002a. V. 91. No. 1. P. 154–167.
205. Schirrmeister L., Siegert K., Kuznetsova T. et al. Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia // *Quatern. Intern.*, 2002b. Vol. 89. P. 97–118.
206. Schirrmeister L., Kunitsky V.V., Grosse G., et al. Sedimentary characteristics and origin of the Late Pleistocene Ice Complex on North-East Siberian Arctic coastal lowlands and islands – A review // *Quaternary International.* 2011. 241. P. 3–25. Doi: 10.1016/j.quaint.2010.04.004.

207. Schirrmeister L., Froese D., Tumskey V., Grosse G. and Wetterich S. Yedoma: Late Pleistocene ice-rich syngenetic permafrost of Beringia / S. Elias, C. Mock and J. Murton (eds). *Encyclopedia of Quaternary Science*. 2nd edition, Amsterdam, Elsevier, 2013. 3888 p. Doi:10.1016/B978-0-444-53643-3.00106-0.
208. Schirrmeister L., Schwamborn G., Overduin P.P., Strauss J. et al. Yedoma Ice Complex of the Buor Khaya Peninsula (southern Laptev Sea) // *Biogeosciences*. 2017. 4. 1261–1283. Doi:10.5194/bg-14-1261-2017.
209. Schuur E.A.G., McGuire A.D., Schädel C., Grosse G. et al. Climate change and the permafrost carbon feedback // *Nature*. 2015. 520 (7546). P. 171-179. Doi: 10.1038/nature14338.
210. Séjourné A., Costard F., Fedorov A. et al. Evolution of the banks of thermokarst lakes in Central Yakutia (Central Siberia) due to retrogressive thaw slump activity controlled by insolation // *Geomorphology*. 2015. 241 (2015) 31–40.
211. Sher A.V., Kaplina T.N., Giterman R.E., et al. Late Cenozoic of the Kolyma Lowland: XIV Pacific Science Congress. Tour Guide XI, Khabarovsk. Moscow, Academy of Sciences of the USSR, 1979.
212. Sher A.V., Kuzmina S.A., Kuznetsova T.V., and Sulerzhitsky L.D. New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic, derived from fossil insects, plants, and mammals // *Quaternary Sci. Rev.* 2005. 4. P. 533–569. Doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.09.007.
213. Shmelev D., Veremeeva A., Kraev G., Kholodov A., Spencer R.G.M., Walker W.S. and Rivkina E. Estimation and Sensitivity of Carbon Storage in Permafrost of North-Eastern Yakutia // *Permafrost and Perigl. Proc.* 2017. V. 28. 2. P. 379-390. Doi: 10.1002/ppp.1933.
214. Smith L.C., Sheng Y., MacDonald G.M., Hinzman L.D. Disappearing arctic lakes // *Science* 2005. 308: 1429. Doi:10.1126/science.1108142.
215. Strauss J., Schirrmeister L., Grosse G. et al. The deep permafrost carbon pool of the Yedoma region in Siberia and Alaska // *Geophys. Res. Lett.* 2013. 40. P. 6165–6170.
216. Strauss, J., Fedorov, A. N., Fortier, D., Froese, D., Fuchs, M., Grosse, G., Günther, F. et al. (2016): Ice-Rich Yedoma Permafrost: A Synthesis of Northern Hemisphere Distribution and Thickness (IPA Action Group) // XI International Conference on Permafrost. Book of Abstracts. Potsdam, Germany / Günther F. and Morgenstern A. (Eds.). Bibliothek Wissenschaftspark Albert Einstein, Potsdam, Germany. 2016. P. 616–618. Doi: 10.2312/GFZ.LIS.2016.001.
217. Surdu C.M., Duguay C.R., Brown L.C., and Prieto D.F. Response of ice cover on shallow lakes of the North Slope of Alaska to contemporary climate conditions (1950-2011): Radar remote-sensing and numerical modeling data analysis // *Cryosphere*. 2014. 8(1). P. 167–180.

218. Tarasov P.E., Andreev A.A., Anderson P.M., Lozhkin A.V. et al. A pollen-based biome reconstruction over the last 3.562 million years in the Far East Russian Arctic – new insights into climate–vegetation relationships at the regional scale // *Clim. Past.* 2013. 9. P. 2759–2775. Doi:10.5194/cp-9-2759-2013.
219. Tucker C.J., Grant D.M., and Dykstra J.D. NASA's global orthorectified Landsat data set // *Photogramm. Eng. Remote Sens.* 2004. V. 70. P. 313–322.
220. Ulrich M., Grosse G., Chabrillat S., and Schirrneister L. Spectral characterization of periglacial surfaces and geomorphological units in the Arctic Lena Delta using field spectrometry and remote sensing // *Remote Sensing of Environment.* 2009. 113 (6). P. 1220–1235. Doi: 10.1016/j.rse.2009.02.009.
221. Ulrich M., Grosse G., Strauss J., Schirrneister L. Quantifying wedge-ice volumes in Yedoma and thermokarst-basin deposits // *Permafrost and Periglacial Processes.* 2014. 25. P. 151–161. Doi: 10.1002/ppp.1810.
222. Ulrich M., Matthes H., Schirrneister L., Schütze J., Park H., Iijima Y., and Fedorov A. N. Differences in behavior and distribution of permafrost-related lakes in Central Yakutia and their response to climatic drivers // *Water Resour. Res.* 2017. 53. P. 1167–1188. Doi:10.1002/2016WR019267.
223. Yoshikawa K., Hinzman L.D. Shrinking thermokarst ponds and groundwater dynamics in discontinuous permafrost near Council, Alaska // *Permafrost and Periglacial Processes.* 2003. 14. P. 151–160. Doi:10.1002/ppp.451
224. Vonk J.E., Tank S.E., Bowden W.B., Laurion I. et al. Reviews and syntheses: Effects of permafrost thaw on Arctic aquatic ecosystems // *Biogeosciences.* 2015. 12. P. 7129–7167. Doi:10.5194/bg-12-7129-2015.
225. Walter Anthony K.M., Zimov S.A., Grosse G. et al. A shift of thermokarst lakes from carbon sources to sinks during the Holocene epoch // *Nature.* 2014. Doi: 10.1038/nature13560.
226. West J.J., and Plug L.J. Time-dependent morphology of thaw lakes and taliks in deep and shallow ground ice // *J. Geophys. Res.* 2008. 113, F01009. Doi: 10.1029/2006JF000696.
227. Zuidhoff F.S. and Kolstrup E. Changes in palsa distribution in relation to climate change in Laivadalen, Northern Sweden, especially 1960 – 1997 // *Permafrost and periglacial processes.* 2000. 11. P. 55–69.

Приложение 1

Список используемых в работе космических снимков

Таблица 1. Список космических снимков Landsat, используемых для картографирования четвертичных отложений тундровой зоны Колымской низменности

Съемочная система	Название снимка	Дата съемки	Разрешение, м
Landsat-5 TM	LT51080112009208GLC00	27.07.2009	30
Landsat-5 TM	LT51110102010232MGR00	20.08.2010	30
Landsat-5 TM	LT51080102009224GLC00	12.08.09	30
Landsat-7 ETM+	LE71090112001185EDC00	04.07.01	30
Landsat-7 ETM+	LE71110112001215EDC00	03.08.01	30

Таблица 2. Список космических снимков Landsat, используемых для автоматизированного выделения площади термокарстовых озер.

Съемочная система	Название снимка	Дата съемки	Разрешение, м
Landsat 8 OLI/TIRS	LC81080102014254LGN00	11.09.2014	30
Landsat 8 OLI/TIRS	LC81080112014254LGN00	11.09.2014	30
Landsat 8 OLI/TIRS	LC81080122014254LGN00	11.09.2014	30
Landsat 8 OLI/TIRS	LC81090102013226LGN00	14.08.2013	30
Landsat 8 OLI/TIRS	LC81090112013226LGN00	14.08.2013	30
Landsat 8 OLI/TIRS	LC81110112013224LGN00	12.08.2013	30
Landsat 8 OLI/TIRS	LC81110102013224LGN00	12.08.2013	30

Таблица 3. Список космических снимков Landsat, используемых для анализа распространения дренируемых термокарстовых озер тундровой зоны Колымской низменности

Съемочная система	Название снимка	Дата съемки	Разрешение, м
Landsat-1 MSS	LM11190111973167FAK09	16.06.1973	80
Landsat-1 MSS	LM11190101973167FAK07	16.06.1973	80
Landsat-1 MSS	LM11180101973166AAA05	15.06.1973	80
Landsat-1 MSS	LM11180111973166AAA05	15.06.1973	80
Landsat-7 ETM+	LE71080111999237SGS02	25.08.1999	30
Landsat-7 ETM+	LE71080102001258EDC00	15.09.2001	30
Landsat-7 ETM+	LE71080102001258EDC00	28.09.2000	30
Landsat-7 ETM+	LE71090102002220EDC00	08.08.2002	30
Landsat-7 ETM+	LE71100102000238EDC00	25.08.2000	30
Landsat-7 ETM+	LE71100112000238EDC00	25.08.2000	30
Landsat-7 ETM+	LE71090111999212SGS00	31.07.1999	30
Landsat 8 OLI/TIRS	LC81080112014238LGN00	26.08.2014	30
Landsat 8 OLI/TIRS	LC81080102014254LGN00	11.09.2014	30
Landsat 8 OLI/TIRS	LC81080102014222LGN00	10.08.2014	30
Landsat 8 OLI/TIRS	LC81090102013226LGN00	14.08.2013	30
Landsat 8 OLI/TIRS	LC81100102014220LGN00	08.08.2014	30
Landsat 8 OLI/TIRS	LC81090112012226LGN00	14.08.2013	30
Landsat 8 OLI/TIRS	LC81080112014222LGN00	10.08.2014	30

Таблица 4. Список используемых космических снимков для оценки изменения площади ключевого участка 1 междуречья рек Алазея и Бол. Чукочья.

Съемочная система	Название снимка	Дата съемки	Разрешение, м
КН-4b (CORONA) J-1	-	21.07.1965	5
КН-4b (CORONA) J-1	-	21.07.1965	5
Landsat 8 OLI/TIRS	LC81080112014238LGN00	26.08.2014	30
Landsat 8 OLI/TIRS	LC81080112014222LGN00	10.08.2014	30
Landsat 8 OLI/TIRS	LC81080102014222LGN00	10.08.2014	30

Таблица 5. Список космических снимков Landsat, используемых для оценки межгодовой динамики ключевого участка 2 в районе оз. Бол. Олер.

Съемочная система	Название снимка	Дата съемки	Разрешение, м
Landsat-7 ETM+	LE71080111999237SGS02	25.08.1999	30
Landsat-7 ETM+	LE71080112000240EDC00	27.08.2000	30
Landsat-7 ETM+	LE71100112001208SGS00	27.07.2001	30
Landsat-7 ETM+	LE71100112002227EDC00	15.08.2002	30
Landsat-7 ETM+	LE71100112003262EDC01	19.09.2003	30
Landsat-7 ETM+	LE71090112004194EDC03	12.07.2004	30
Landsat-7 ETM+	LE71090112005228EDC00	16.08.2005	30
Landsat-5 TM	LT51080112006264GLC00	21.09.2006	30
Landsat-5 TM	LT51080112007219MGR00	07.08.2007	30
Landsat-7 ETM+	LE71090112008269EDC00	25.09.2008	30
Landsat-5 TM	LT51090112009247MGR00	04.09.2009	30
Landsat-7 ETM+	LE71100112010249EDC00	06.09.2010	30
Landsat-7 ETM+	LE71100112011220EDC00	08.08.2011	30
Landsat-7 ETM+	LE71090112012232EDC00	19.08.2012	30
Landsat 8 OLI/TIRS	LC81090112013242LGN00	30.08.2013	30
Landsat-7 ETM+	LE71090112014221EDC00	09.08.2014	30
Landsat 8 OLI/TIRS	LC81090112015232LGN00	20.08.2015	30

Приложение 2

Сопоставление карты изменения площади термокарстовых озер ключевого участка "Междуречье рек Бол. Чукочьа и Алазея в среднем их течении" и отметок уреза воды, взятых с топографических карт масштаба 1:100000 и 1:200000.

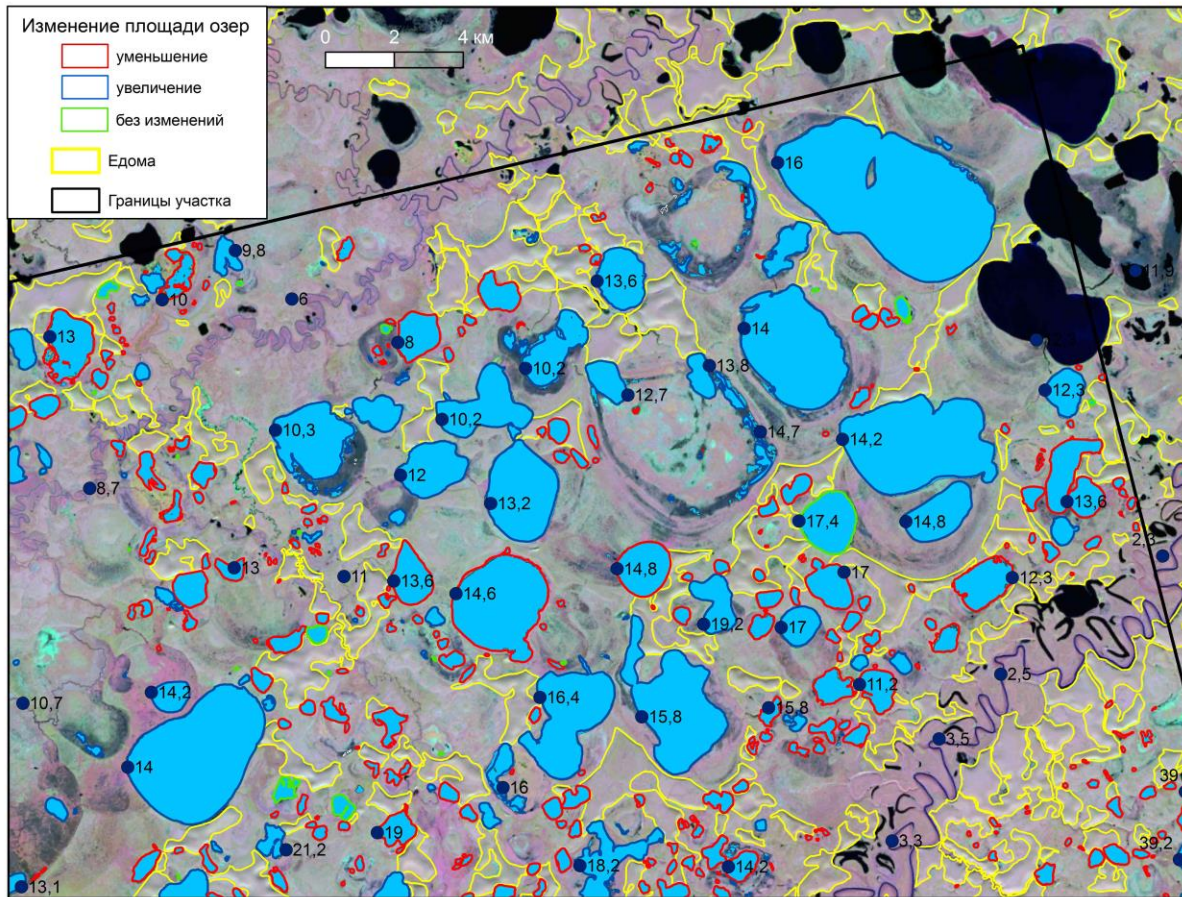


Рис. 1. Фрагмент участка исследований динамики термокарстовых озер для района со средней едомостью и средней заозеренностью с отметками уреза воды (по данным топокарты масштаба 1:100000).

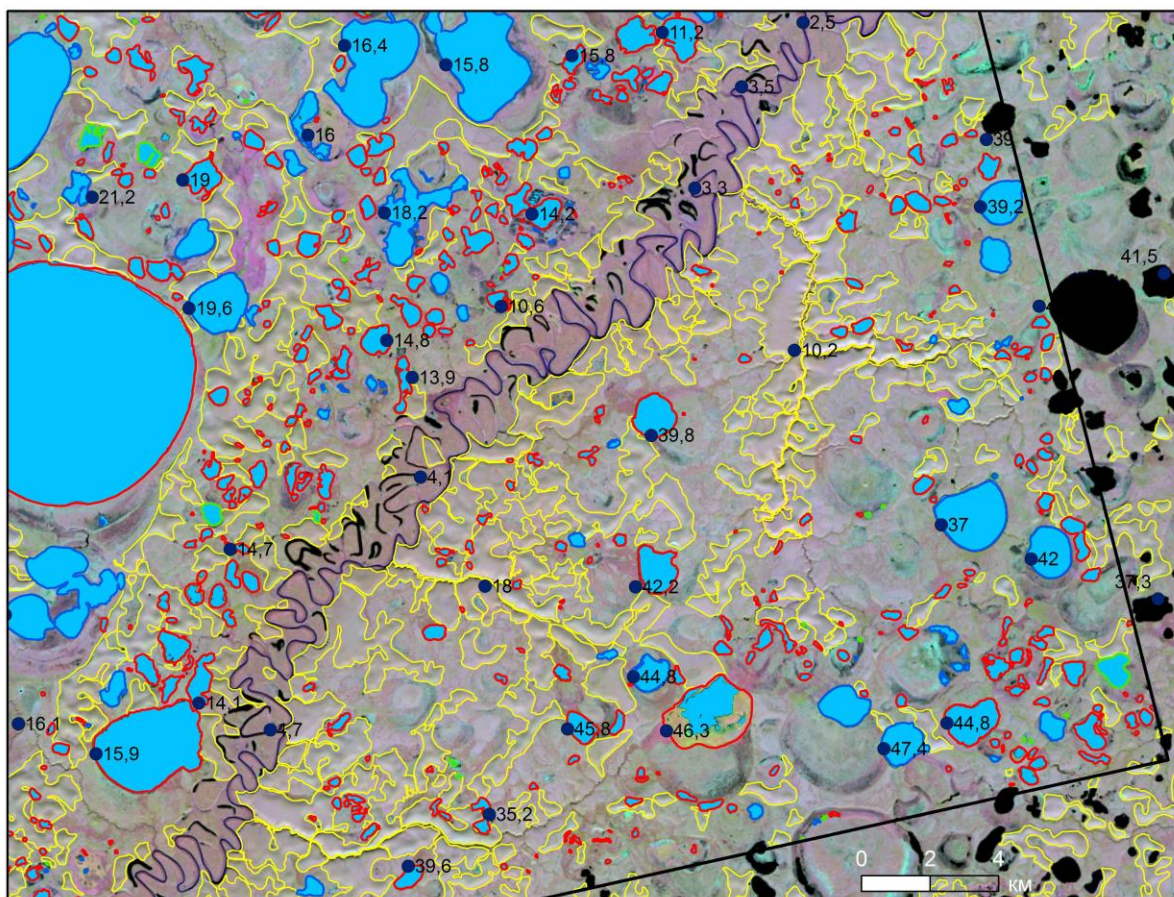


Рис. 2. Фрагмент участка исследований динамики термокарстовых озер с высокой и средней едомностью и средней заозренностью с отметками уреза воды (по данным топокарты масштаба 1:100000). Легенду см. на рис. 1.

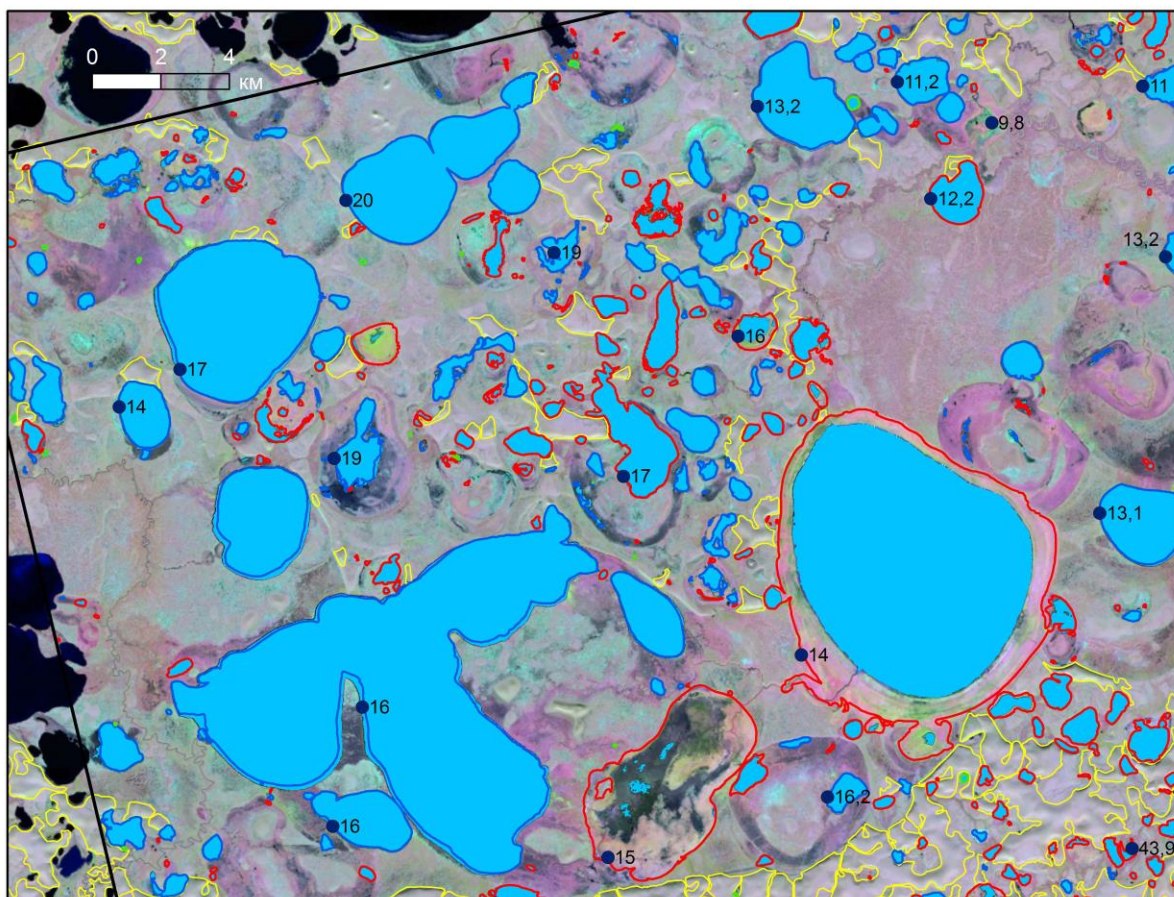


Рис. 3. Фрагмент участка исследований динамики термокарстовых озер с преобладанием низкой едомностью и высокой заозренностью с отметками уреза воды (по данным топокарты масштаба 1:100000 и 1:200000). Легенду см. на рис. 1.

Приложение 3

Характеристика основных типов ландшафтов района мыса Мал. Чукочий

Едома

1. Хорошо дренируемые выпуклые вершинные поверхности и наклонные поверхности склонов едом. Микрорельеф представлен плоскими буграми (Ø 0,4-1,5 м), кочками злаков, осок, норами и ходами леммингов. Встречаются пятна голого грунта, ПП – до 15 %. Мощность сезонно-талого слоя (СТС) – 27–30 см (от 12 см под микропонижениями до 49 см под пятнами голого грунта). Формируются криоземы типичными с участием криоземов глееватых. Преобладающей растительностью являются злаково-осоково-ивково-дриадовая лишайниково-зеленомошная (*Poa arctica*, *Calamagrostis holmii*, *Carex lugens*, *Salix sphenophylla*, *S. reptans*, *Dryas punctata*) ассоциации. Число найденных на площадке видов высших сосудистых растений – от 11 до 16.

1_1_ (на карте не выделены) Дренируемые слабонаклонные поверхности верхних частей наветренных склонов едом северной, северо-восточной и восточной экспозиций. Микрорельеф характеризуется плоскими буграми (Ø 0,5–2 м). Пятна голого грунта занимают до 5 % поверхности (Ø 0,2–0,7 м). Мощность СТС – 27–30 (от 5 до 47 см). Преобладают криоземы глееватые с участием криоземов типичных. Растительный покров представлен осоково-ивковой зеленомошной ассоциацией (*Carex lugens*, *Calamagrostis holmii*, *Arctagrostis latifolia*, *Salix reptans*, *S. pulchra*, *S. polaris*). Число видов высших сосудистых растений - от 10 до 14.

2. Плоские заболоченные поверхности едом с небольшими озерцами, Ø 2–8 м. Характерны плоские бугры (Ø 0,1–1 м). Мощность СТС – 25 см (от 12 до 38 см). Преобладают криоземы глееватые и торфяно-криоземы глееватые. Растительность представлена комплексом из пушицево-злаково-осоково-ивковой (*Eriophorum vaginatum*, *Calamagrostis holmii*, *Arctagrostis latifolia*, *Carex stans*, *Salix pulchra*) лишайниково-зеленомошной ассоциации на буграх и ивково-зеленомошной – в понижениях. Общее число видов высших сосудистых растений - 9-12.

3. Байджераховые склоны едомы. Мощность СТС в среднем 50–55 см (от 32 до 78 см). Более ранние стадии зарастания (ПП ТКЯ – менее 50 % поверхности) характеризуются злаковым и злаково-трехреберниковым (*Poa alpigena*, *P. arcticus*, *Calamagrostis holmii*, *Tripleurospermum hookeri*) растительным покровом с участием лисохвоста альпийского, полыни Тилезиуса, ясколки большой, одуванчика тощего, дескурайнии гулявниковой, ложечницы арктической, крупками молочно-белой и серой и др. Для следующей, промежуточной, стадии зарастания (ПП ТКЯ 50–90 %) характерно появление ивков и формирование злаково-ивковых (*Salix glauca*, *S. reptans*, *S. pulchra*) лишайниково-зеленомошных ассоциаций на криоземах. Здесь отмечено наибольшее число видов – 25 (в том числе – белозор Коцебу, ахорифрагма голостебельная, гастролитис безлепестный и др). На заросших склонах байджерахов формируются

лисохвостово-ивковые (*Alopecurus alpinus*, *Salix glauca*, *S. pulchra*) и ивково-злаково-дриадовые лишайниково-зеленомошные ассоциации с появлением тундровых видов. Общее число видов растений уменьшается (10–16).

Аласы

4. Слабонаклонные слабовыпуклые дренируемые поверхности аласов. Характерны плоские бугры (Ø 0,5–1 м). Пятна голого грунта занимают 5–10 % поверхности (Ø 0,2 – 0,5 м). Мощность СТС – 28 см (от 10 до 45 см). На киоземах глееватых формируется ивково-ожиково-злаково-дриадовый (*Salix sphenophylla*, *S. reptans*, *Lusula confusa*, *Alopecurus alpinus*) лишайниково-зеленомошный растительный покров. Общее число видов высших сосудистых растений – 7–13.

5. Слабонаклонные слабодренируемые поверхности аласов с выраженным полигональным микрорельефом (Ø 10–18 м). Мощность СТС – 15–20 см (от 5 до 32 см). Почвы - торфяно-глееземы. Характерна злаково-ивково-осоковая зеленомошная (*Poa arctica*, *Calamagrostis holmii*, *Arctagrostis latifolia*, *Carex stans*, *Salix phlebophylla*, *S. pulchra*) растительность. Число видов высших сосудистых растений – 5–7.

6. Заболоченные плоские днища аласов с выраженным полигональным микрорельефом (Ø 10–18 м) и периодически встречающимися обводненными мочажинами. Мощность СТС – 13 см (от 5 до 21 см). На торфяно-глееземах формируется осоково-сфагновая растительность. Число видов высших сосудистых растений – 4–6.