

ГЕОИНДИКАТОРЫ ИЗМЕНЕНИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ В РАЙОНАХ ИНТЕНСИВНОГО ОСВОЕНИЯ НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И МЕТОДЫ ИХ ОЦЕНКИ

К.И. Якубсон*, С.Г. Корниенко*, С.О. Разумов**, В.А. Дубровин***,
Л.Н. Крицук***, Н.В. Ястреба***.

* Институт проблем нефти и газа РАН,

** Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН,

*** ВСЕГИНГЕО

Введение

Освоение крупнейших нефтегазовых месторождений Арктики и Субарктики РФ на ближайшие десятилетия остается приоритетным направлением в деятельности отечественных нефтегазовых компаний. Арктические и субарктические территории, в основном, характеризуются сплошным распространением многолетнемерзлых пород (ММП) и неустойчивыми к техногенному воздействию природными ландшафтами, что существенно повышает экологические и производственные риски при строительстве и эксплуатации технических объектов. К числу основных мероприятий по обеспечению эколого-промышленной безопасности относится создание эффективных систем геоэкологического мониторинга, позволяющих на ранних стадиях контролировать развитие опасных экзогенных геоэкологических и геокриологических процессов. Наиболее значимые изменения окружающей среды, обусловленные влиянием природных и антропогенных факторов, в большинстве случаев проявляются в ландшафте, что находит свое отражение в динамике геоморфологических, геоботанических, гидрографических, теплофизических и других индикаторов земной поверхности. Ландшафтные индикаторы регистрируются современными средствами дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) и в комплексе с данными контрольных наземных наблюдений могут служить основой создания баз данных о состоянии природного ландшафта и его трансформациях. Учитывая обширность осваиваемых территорий и отсутствие развитой инфраструктуры для создания сети наземных наблюдений, технологии ДЗЗ могут стать наиболее эффективным инструментом геоэкологического мониторинга северных территорий. В то же время информативность ландшафтных индикаторов арктических и субарктических районов и возможности использования данных ДЗЗ для их контроля исследованы не в полной мере. В этой связи актуальность приобретают методические разработки, на основе которых могут быть созданы нормативно-

методические документы, позволяющие решать более широкий спектр задач геоэкологического и геокриологического мониторинга в районах освоения нефтегазовых месторождений Арктики и Субарктики.

В настоящей статье даны результаты теоретических и экспериментальных исследований, касающиеся разработки ряда методик аэрокосмического геоэкологического и геокриологического мониторинга нефтегазоносных областей криолитозоны. Исследования учитывают специфику природных ландшафтов и геокриологические условия Западного Ямала, а также особенности строительства и эксплуатации технических объектов в этом регионе.

Моделирование температурных контрастов земной поверхности неоднородных по льдистости грунтов

Снижение аварийности технических объектов в районах сплошного распространения ММП во многом зависит от достоверности информации, характеризующей состояние многолетнемерзлых грунтов на участках предполагаемого строительства и в местах близкого к ним расположения. К числу важнейших характеристик ММП относится льдистость грунтов (в том числе макрольдистость, наличие и глубина залегания пластовых льдов), влажность сезонно-талого слоя (СТС), мощность и температура ММП на глубине нулевых теплооборотов. В настоящее время основным в практике геокриологического районирования является ландшафтно-индикационный метод. Недостатком данного подхода для районов северной тундры является то, что даже однотипные по растительному покрову (РП) и литологическому составу участки могут существенно отличаться по влажности, которая сильно влияет на условия теплообмена мерзлых грунтов с атмосферой. Необходим параметр, учитывающий пространственные вариации влажности верхнего почвенно-растительного слоя, более адекватно характеризующий территорию по условиям теплообмена. Оценка неоднородности теплофизических свойств ММП, условий теплообмена и, соответственно, льдистости мерзлых и влажности талых грунтов может быть реализована по вариациям температуры земной поверхности (ТП) в цикле суточных и годовых (или сезонных) колебаний температуры [1].

Возможность оценки льдистости мерзлых грунтов по ТП была рассмотрена еще в 70-х годах прошлого столетия [2, 3]. Суть метода состоит в определении различий хода

годовых колебаний ТП, связанных с различиями теплофизических свойств верхнего слоя грунтов. В последние годы предпринимаются попытки картирования границы распространения многолетнемерзлых пород (ММП) на основе годичных наблюдений за вариациями ТП по данным спутника TERRA (сканер MODIS) и данным метеонаблюдений на ключевых участках [4, 5]. Основанием разработки метода послужили работы, характеризующие зависимость среднегодовой ТП грунта от температуры ММП на глубине нулевых теплооборотов [6]. В то же время сами авторы метода [4] указывают на погрешности, связанные с влиянием неоднородного снежного покрова и растительности.

Для корректной интерпретации аномалий ТП, полученных по данным дистанционных или контактных измерений в бесснежный период летнего прогрева, необходимы количественные оценки возможных контрастов ТП в цикле летних (сезонных) и суточных колебаний ТП, связанных с льдистостью мерзлых грунтов, температурой ММП, влажностью верхнего талого слоя дисперсных грунтов, их плотностью и литологическим типом. В данном разделе приведены результаты моделирования суточных и сезонных контрастов ТП по двум, наиболее отличающимся по теплофизическим свойствам, типам грунта, распространенным на территории Западного Ямала, – супесчано-суглинистому и торфянистому.

Для оценки суточных колебаний температуры (СКТ) поверхности задавался перепад суточного хода температуры воздуха от 2 °С ночью (4 часа) до 17 °С днем (13 часов), характерный для безоблачных дней в конце августа на Западном Ямале. Коэффициенты теплопроводности и теплоемкости супесчано-суглинистых грунтов (ССГ) и торфяников при различной их влажности и плотности можно рассчитать по формулам или использовать табличные значения [7, 8]. Контрасты амплитуд СКТ поверхности: $\delta A_0 = A_0^* - A_{0i}$, где $A_0^* = (T_{0d}^* - T_{0n}^*)/2$ – амплитуда на эталонном участке с весовой влажностью (W^*) 5% и плотностью грунта 1200 кг/м³, $A_{0i} = (T_{0d} - T_{0n})/2$ – амплитуда на i -том участке с влажностью верхнего талого слоя W_i , сравниваемом с эталонным участком. Участки с торфяными отложениями также оцениваются относительно эталонного участка ССГ. С возрастанием влажности и плотности грунтов δA_0 заметно растет (рис. 1).

Как видно из графика, величины δA_0 на ССГ могут в 3-4 раза и более превосходить таковые на торфе при той же влажности. Максимальный контраст δA_0 , рассчитанный для участков торфа с минимальной (5%) и участков ССГ с максимальной (100%)

влажностью, составляет 3-3,5 °С. По δA_0 можно отличать ССГ и торф в широком диапазоне значений их влажности. Исключение составляют участки ССГ с плотностью менее 1600 кг/м³ и низкой влажностью (5 – 20%) и участки торфа с высокой весовой влажностью (200 – 300%), характеризующиеся близкими значениями контраста δA_0 .

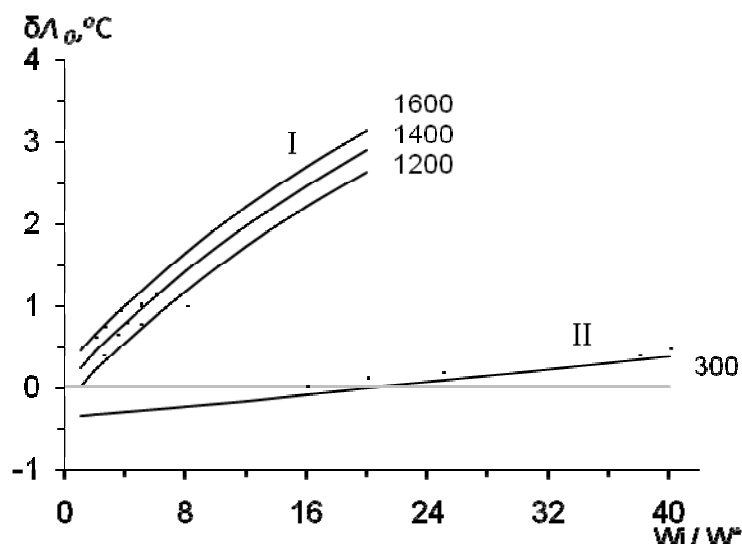


Рис. 1. Зависимость контрастов амплитуд СКТ поверхности (δA_0) участков ССГ (I) и торфа (II) от их весовой влажности (W_i , %) в верхнем талом слое. Цифрами указана плотность грунтов (кг/м³). Линии – результаты расчетов с использованием теплофизических данных [7], точки – экспериментальные данные [8, 9].

Оценки δA_0 при различных значениях коэффициента теплопроводности верхнего талого слоя показывают, что вариации плотности ССГ не существенно влияют на величину δA_0 (рис. 2). Рост теплопроводности для ССГ и торфа, в основном, обусловлен увеличением влажности этих грунтов. График показывает, что по разности дневных и ночных измерений ТП может быть охарактеризована теплопроводность грунтов до глубины проникновения СКТ (порядка 0,4 м), что позволяет сегментировать территорию исследований по условиям теплообмена с атмосферой. Из графика также следует, что при идентификации торфов на фоне ССГ по суточному перепаду ТП неоднозначность возможна при очень низких значениях теплопроводности (влажности) ССГ, а реальные вариации плотности ССГ вносят незначительную мультипликативную погрешность.

Летние колебания температуры (ЛКТ) за период растепления (с июня по сентябрь) проникают на глубину, до которой может быть охарактеризована теплопроводность мерзлых грунтов и, соответственно, их льдистость. Расчеты показывают, что при погрешности измерений в $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ и типичных амплитудах колебаний температуры воздуха в летний период глубина проникновения этих колебаний в ССГ составляет 6-7 м, в торфе до 3 м [7]. Приведенные цифры для рассматриваемого региона подтверждаются данными измерений в скважинах [10, 11]. Контрасты сезонной среднесуточной ТП (δT_s) в районах распространения ММП, формируемые к концу сезона летнего растепления, будут зависеть не только от льдистости грунтов, влажности слоя оттаивания и наличия пластовых льдов, но и от литологического типа грунтов и их плотности. Определение величины возможных контрастов ТП, обусловленных этими факторами, осуществлялось на основе математического моделирования. В результате установлено, что при прочих равных условиях (льдистость, влажность) наиболее существенно отличаются по ТП супесчано-суглинистые грунты и торф, что, в первую очередь, связано с очень низкой плотностью торфа (рис. 3).

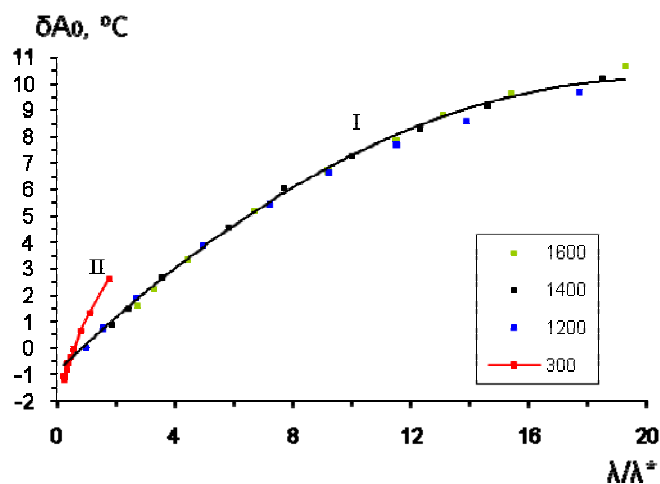


Рис. 2. Зависимость контрастов суточных амплитуд температуры поверхности (δA_0) от коэффициентов теплопроводности супесчано-суглинистых грунтов с удельным весом минерального скелета $1200 - 1600\text{ кг/м}^3$ (I) и торфа с удельным весом скелета 300 кг/м^3 (II). Все значения контрастов даны относительно эталонного значения (λ^*), равного коэффициенту теплопроводности ССГ с влажностью 5% и удельным весом скелета 1200 кг/м^3 .

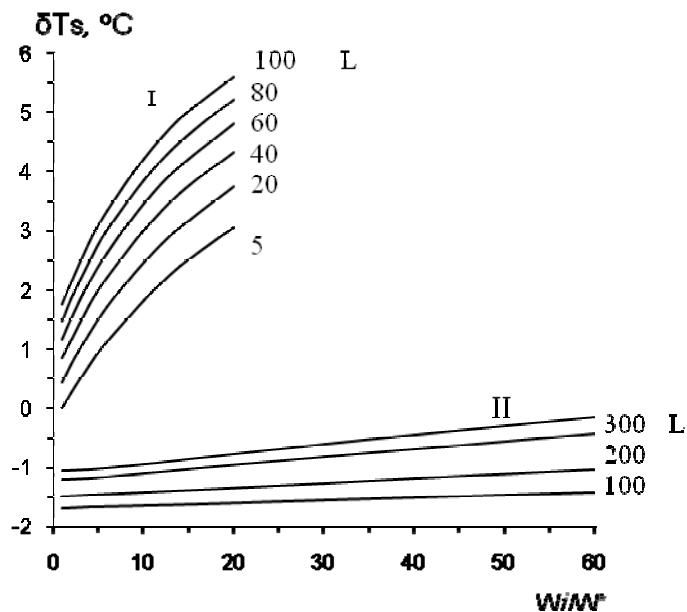


Рис. 3. Зависимость контрастов среднесуточной ТП (δT_s) от весовой влажности грунтов слоя сезонного оттаивания (W_i , %) и весовой льдистости (L_i , %) от 5 до 100 для ССГ (I) и от 5 до 300 для торфа (II) в конце августа – начале сентября. Средняя плотность ССГ 1400 кг/м^3 и торфа 300 кг/м^3 .

Из рисунка видно, что аномально высокие контрасты ТП (по отношению к эталонному участку) могут наблюдаться на ССГ, в то время как на торфяках, при тех же значениях весовой льдистости и даже большей, контрасты ТП очень низкие (и даже могут иметь обратный знак по отношению к эталону).

Контрасты среднесуточных значений ТП, связанные с неоднородностью по льдистости мерзлых ССГ и торфяников, изменяются от $1,3$ до $2,5 \text{ }^\circ\text{C}$ и от $0,4$ до $1,3 \text{ }^\circ\text{C}$ соответственно в пределах указанных изменений весовой льдистости мерзлых грунтов и влажности в талом слое. Из графиков (Рис. 3) следует, что величины δT_s , связанные с вариациями влажности талого слоя, соизмеримы и даже могут превышать величины контрастов ТП, обусловленных льдистостью мерзлых грунтов. Поэтому возможна неоднозначность интерпретации распределений δT_s , и для идентификации участков высокой льдистости однотипных мерзлых грунтов и участков с высокой влажностью грунтов в слое сезонного оттаивания необходима дополнительная информация о влажности СТС. Максимально возможные величины δT_s между участками ССГ со значениями $W=100\%$, $L=100\%$ и участками торфа со значениями $W=5\%$, $L=5\%$ могут достигать $7,5 \text{ }^\circ\text{C}$. Как

следует из графика (рис. 3), при всех реальных вариациях льдистости и влажности для ССГ и торфа соответствующие им значения δT_s лежат в непересекающихся областях, что является прямым дешифровочным признаком для их разделения. Информация о льдистости грунтов по параметру δT_s может быть получена только на участках равной влажности талого слоя. В то же время данные о влажности талого слоя могут быть получены по суточным контрастам ТП. Комплексное использование этих двух показателей может служить основой методики оценки льдистости мерзлых грунтов по данным разновременной тепловой съемки.

Гидрографические и геоботанические индикаторы динамики ландшафта в районе Бованенковского ГКМ (Западный Ямал)

Изменения состояния природных ландшафтов, обусловленные влиянием природных и антропогенных факторов, в настоящее время могут быть достаточно детально исследованы и охарактеризованы на основе архивных и оперативных данных ДЗЗ. К числу основных геоиндикаторов, выявляемых по данным ДЗЗ и характеризующих современную динамику ландшафта в криолитозоне, относятся *гидрографические и геоботанические индикаторы*. К гидрографическим индикаторам относят площадь термокарстовых озер и водоемов, к геоботаническим – видовой состав РП, площадь проективного покрытия РП, объем биомассы РП и содержание хлорофилла, а также сомкнутость РП. Цель данного раздела работы – характеристика межгодовых изменений гидрографических и геоботанических индикаторов в районе Бованенковского ГКМ на основе архивных данных космической съемки, а также изучение связи этих изменений с природными и антропогенными факторами и вероятностью развития опасных геокриологических процессов (ОГП).

Основными природными факторами изменения ландшафта являются современные глобальные изменения климата, неотектонические и геодинамические процессы. В районах Западного Ямала в настоящее время активизируется хозяйственная деятельность, связанная с освоением Бованенковского, Харасавэйского и Крузенштерновского газоконденсатных месторождений, а также строительством газопровода «Бованенково-Байдарацкая губа». Данный район относится к зоне сплошного распространения ММП, характеризуется высокой соленостью и высокой льдистостью мерзлых грунтов, а также широким распространением пластовых льдов, залегающих достаточно близко к поверхно-

сти [12]. Скучный РП представлен типичными тундровыми видами – мелкими кустарниками, мхами, лишайниками и злаковыми травами. В целом, ландшафт очень неустойчив к техногенному воздействию, и при изменении условий теплообмена с атмосферой (нарушение РП или водостока) на участках высокой льдистости мерзлых грунтов и близкого залегания к поверхности пластовых льдов могут развиваться ОГП – термокарст, термоэрозия, солифлюкция, морозное пучение и т.д.

В настоящей работе были использованы снимки со спутника Landsat 4, отснятые 31.07.1988 г. в 11 ч 39 мин по местному времени, и со спутника Landsat 5, отснятые 31.07.2009 г. в 12 ч 11 мин. Пространственное разрешение используемых мультиспектральных снимков (30 м) позволяет строить тематические карты в масштабе 1:100 000. Важнейшим фактором, влияющим на изменение площади термокарстовых озер и водоемов, является сезонная составляющая, связанная с паводками и снеготаянием. Кроме того, спектральные характеристики растительного покрова меняются в течение летнего периода, что связано с фенологическими фазами их состояния. В этой связи космические снимки были подобраны с максимальной близостью по датам съемки с целью исключения влияния различных сезонных вариаций рассматриваемых геоиндикаторов. Территория исследований, покрытая снимками, показана на карте Западного Ямала (рис. 4) и составляет около 5230 км².

Гидрографический индикатор динамики ландшафта

Несмотря на то, что в последние годы многие авторы активно используют данные космической съемки для изучения динамики термокарстовых озер и водоемов криолитозоны [13, 14], информативность этих индикаторов для решения задач эколого-промышленной безопасности практически не исследована. Известно, что уменьшение площади крупных водоемов (ПКВ) в криолитозоне может быть связано с увеличением антропогенной нагрузки [15]. Это обусловлено строительством отсыпных дорог и площадок, разъездами тяжелой техники и формированием мелких луж вдоль колеи, задерживающих воду и нарушающих естественный поверхностный сток. Кроме того, в этих местах нарушаются естественные условия теплообмена мерзлых грунтов с атмосферой, снижаются теплозащитные свойства поверхности, что может привести к развитию термокарста.

Возможность характеристики антропогенного фактора рассмотрена на примере территории западной части полуострова Ямал, включающей Бованенковское ГКМ (рис.4). Участки водной поверхности определялись по изображениям пяти спектральных каналов для обоих сюжетов (1988 и 2009 гг.) методом неконтролируемой классификации с разделением на два класса – сушу и воду. Гидрографическим индикатором в данном случае, является изменение ПКВ, которая в 2009 г. в границах области анализа составляла около 796 км², или 15,2% от всей ее площади. Район месторождения показан в контуре газово-водяного контакта (ГВК) [16]. Интерес представляют отличия межгодовых изменений ПКВ в районе интенсивного строительства – в южной части месторождения по отношению ко всей области анализа, характеризующей фоновую ситуацию с принятыми за ноль изменениями ПКВ. Изменения ПКВ оценивались в виде процентного отношения разности ПКВ 2009 и 1988 гг. к значениям 1988 г. Изменения площади ПКВ относительно фоновой ситуации во всей области анализа представлены в таблице 1.

Таблица 1

Изменение гидрографического и геоботанического индикаторов в районе Бованенковского ГКМ за период с 1988 по 2009 г. по отношению к фону

	Участок оценки	Изменение ПКВ (%)	Изменение NDVI (%)
1	В контуре ГВК	- 1,3	+0,4
2	Южная часть месторождения	- 1,5	+ 1,3
3	Зона ТО	- 3,2	+0,4

Данный тип геоиндикации является относительно новым и, безусловно, нуждается в доработке и уточнении. В частности, межгодовые вариации ПКВ могут быть связаны и с климатическим фактором, например, количеством выпавших за год осадков [13]. В то же время, учитывая небольшие размеры исследуемого района и относительный характер построений, можно считать, что подобное влияние одинаково по всей территории и пространственная дифференциация изменений этого гидрографического индикатора может характеризовать антропогенное влияние. Полученные результаты свидетельствуют о сни-

жении ПКВ в районе южного блока и зоне ТО, что, скорее всего, связано с антропогенным фактором.

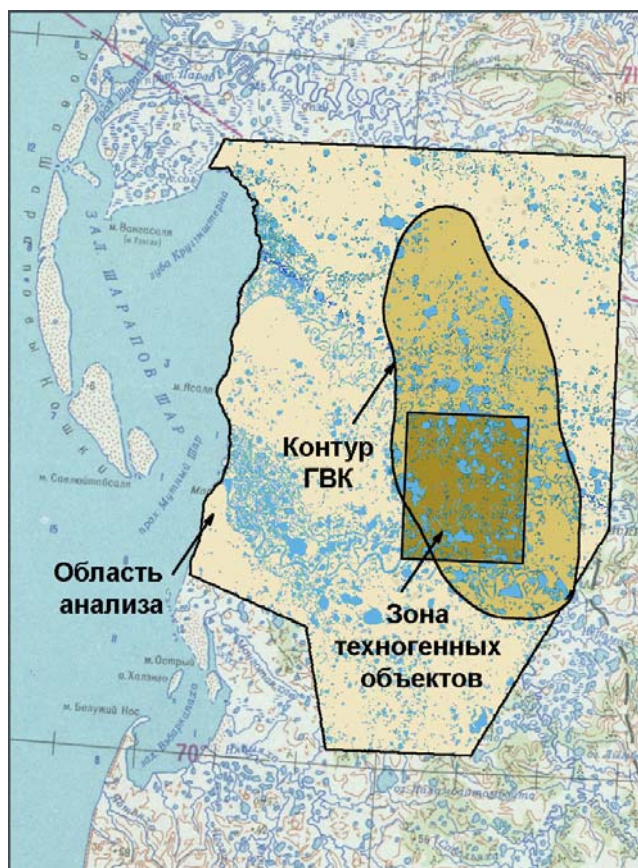


Рис. 4. Схема анализа изменений ПКВ в районе Бованенковского ГКМ

Несмотря на то, что в связи со строительством на этом участке образовались новые крупные водоемы, часть исчезнувших водоемов оказалась распределенной в виде мелких новообразованных луж и подтоплений, не фиксируемых по данным спутника Landsat. Именно эти новые мелкие водоемы (как и новые крупные) могут стать причиной развития термокарста, поскольку их появление нарушает сохранявшийся до этого естественный теплообмен. Сопоставление карт расположения новых водоемов, выявленных в том числе по данным ДЗЗ уже более высокого пространственного разрешения, с данными районирования территории по льдистости, термокарстовой опасности и залегающим близко к поверхности пластовым льдам позволит выявить участки наиболее вероятного развития ОГП.

Геоботанический индикатор динамики ландшафта

Одной из задач исследования является характеристика трансформаций ландшафта, которые могут служить причинами формирования ОГП или признаками их развития на ранних стадиях. В основном ОГП отмечается уже по факту их существования в активной фазе, когда они очевидным образом проявляются в ландшафте. В частности, развитие термокарста фиксируется при возникновении водоема на участках высокой льдистости грунтов и/или близкого залегания к поверхности пластовых льдов. В этой связи необходимо разработать систему контроля ландшафтных индикаторов, позволяющую получать упреждающую информацию о самой возможности и вероятности развития того или иного ОГП на любом конкретном участке. Для реализации этой задачи на стадии исследований, и впоследствии для мониторинга, очень важны архивные данные ДЗЗ, позволяющие характеризовать состояние и динамику ландшафта до момента возникновения очевидных проявлений ОГП.

Как было отмечено выше, нарушение состояния РП может служить причиной развития ОГП. В то же время развитие ОГП может быть связано с изменением условий теплообмена СТС вследствие нарушений сети поверхностного стока воды, вызванных природными и антропогенными факторами. Переувлажнение СТС приводит к нарушению теплового баланса, снижению теплозащитных свойств СТС и, в итоге, к вытаяванию льдов. В свою очередь, изменение условий насыщенности СТС влагой может влиять на состояние РП. Таким образом, можно предположить, что состояние РП, так или иначе, связано с ОГП и РП может служить индикатором развития ОГП на ранних стадиях.

Изменения геоботанических индикаторов могут быть зарегистрированы по данным многозональной космической съемки, по нормируемым спектральным индексам, в частности по получившему широкое распространение безразмерному индексу NDVI, характеризующему содержание хлорофилла в РП при его полной сомкнутости [17]. Индекс NDVI рассчитывается по изображениям в красном и ближнем ИК-диапазоне. При увеличении содержания хлорофилла в РП значение индекса NDVI растет до 1. Считается, что значения $NDVI < 0,15$ соответствуют открытым почвам, а значения $NDVI < 0$ относятся к водной поверхности. Среднее значение NDVI тундрового РП, по данным спутника Landsat, для рассматриваемого района не превышает 0,56, что свидетельствует об относительно низком содержании хлорофилла. Следует отметить, что пространственные вариации

ции индекса NDVI могут быть связаны не только с развитием или деградацией РП в границах его сформировавшегося проективного покрытия. В элемент пространственного разрешения (пиксел) на местности могут попасть не только участки РП, но и участки открытых почв и водной поверхности, которые невозможно маскировать ввиду их незначительности. В этой связи изменение индекса NDVI связывается с изменением площади проективного покрытия РП в пикселе, т.е. с увеличением или уменьшением доли открытых почв и/или водной поверхности.

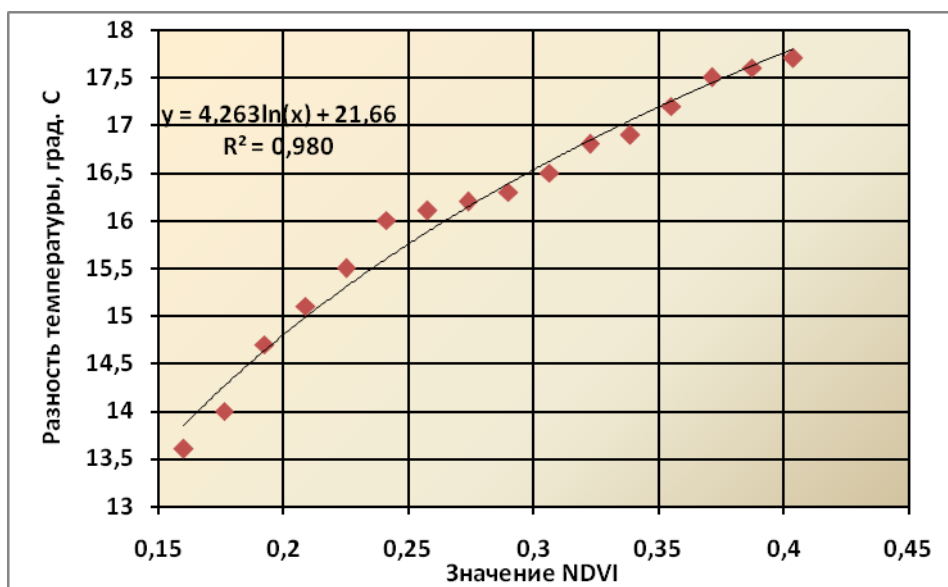


Рис. 5. График регрессионной зависимости разности дневных и ночных измерений радиационной температуры поверхности и индекса NDVI

Данное обстоятельство подтверждается полученной зависимостью между NDVI и разностью суточных (дневных и ночных) распределений радиационной температуры (РТ) поверхности, характеризующей тепловую инерцию поверхностного слоя (рис. 5). Зависимость построена по данным съемки территории центральной части полуострова Ямал, выполненной со спутника NOAA 22 и 24 августа 1998 г. При увеличении значений NDVI разность РТ увеличивалась, а тепловая инерция (теплопроводность) слоя суточных колебаний температуры (0,4 м вместе с РП), соответственно, уменьшалась. При увеличении NDVI уменьшается доля влажных открытых почв в пикселе, поэтому тепловая инерция уменьшается, а разность РТ увеличивается. Обычно наблюдается обратная картина – при сплошном РП увеличение NDVI связывается с увеличением зеленой массы и, соответ-

венно, с повышением содержания влаги в ней, что приводит к повышению тепловой инерции (теплопроводности) РП.

Таким образом, можно предположить, что уменьшение значения индекса NDVI может быть связано с увеличением площади открытых почв. Это, в свою очередь, свидетельствует о снижении теплоизоляции на этих участках, нарушении условий теплообмена и более высокой вероятности развития ОГП.

В табл. 1 приведены средние процентные показатели изменения NDVI, полученные по данным спутника Landsat, в районе Бованенковского ГКМ по отношению к значениям всей области анализа. Аномально высокий рост индекса приходится на южную часть месторождения, что, скорее всего, связано с влиянием антропогенного фактора.

Несмотря на то, что нет явной корреляции между сокращением ПКВ и ростом индекса NDVI, аномальные значения этих параметров приходятся на южную часть месторождения и зону ТО, и, скорее всего, их изменение здесь связано с различными проявлениями антропогенного воздействия.

Рост индекса NDVI на полуострове Ямал, установленный по данным спутника NOAA за 25 лет, отмечался ранее в публикациях и, по мнению авторов, связан с глобальным потеплением [18]. Однако авторы не зафиксировали аномального увеличения индекса в районе Бованенковского месторождения, что, по-видимому, связано с анализом более раннего периода, до начала интенсивного строительства.

Известно, что биогенная подсистема ландшафта (растительность, главным образом моховые напочвенные покровы) в северной криолитозоне наиболее динамично реагирует на изменение климата. Повышение среднегодовой температуры воздуха приводит к росту теплоизолирующей биомассы мхов и лишайников, что при изменении климата может частично компенсировать воздействие потепления на температуру ММП. Однако, как показали эксперименты на Аляске, дальнейшее повышение температуры воздуха приводит к постепенному замещению лишайников и мохообразных сосудистыми растениями (кустарниками и травами). Эти виды обладают заметно меньшими теплоизолирующими свойствами и лучше удерживают снег от выдувания, что в совокупности приводит к увеличению среднегодовой температуры мерзлых грунтов [19] и, соответственно, к повышению вероятности развития термокарста.

Исходя из вышеизложенного, можно сделать предположение, что аномальный рост индекса NDVI на южном блоке и в зоне ТО связан с формированием микроклимата в

результате интенсивного строительства и активной хозяйственной деятельности, приводящей к повышению среднегодовых значений температуры воздуха. В данном случае к числу основных факторов роста NDVI могут быть отнесены:

- увеличение площади проективного покрытия РП за счет сокращения площади открытых почв;
- активизация роста моховой растительности;
- замещение мхов и лишайников кустарниками и травами.

Не исключено участие всех трех факторов, однако только последний из них может привести к опасному повышению температуры мерзлых грунтов. Факт замещения мохово-лишайникового покрова на кустарничковый и травяной покров может быть установлен по разновременным данным космической съемки путем классификации типов поверхности. Для подтверждения факта общего роста индекса NDVI на Западном Ямале необходимы дополнительные исследования. Не исключены систематические погрешности, связанные с калибровкой данных спутника Landsat 5, заново введенного в эксплуатацию в 2009 г., а также с влиянием метеорологических факторов (количество выпавших осадков, средняя за лето температура воздуха и т.д.). В то же время относительное изменение индекса в пределах района можно считать вполне достоверным и информативным для характеристики локальных процессов.

Геоиндикаторы геокриологических условий на участках трассы газопровода «Бованенково-Байдарацкая губа»

Ландшафтными индикаторами геокриологических условий могут быть природно-территориальные комплексы разных рангов, система которых была разработана в процессе комплексных исследований криолитозоны. Для характеристики геокриологических условий и определения мест вероятного развития ОГП, обусловленных природными и техногенными факторами, вдоль строящейся трассы «Бованенково-Байдарацкая губа» были определены геоморфологические, геоботанические и гидрографические индикаторы их проявления и разработана методика геокриологического картографирования. По данным повторного дешифрирования материалов аэрофотосъемки (АФС) 1989 г., космической съемки (КС) сверхвысокого разрешения (спутник GeoEye-1) 2010 г., а также по результа-

там полевых наблюдений составлены карты геокриологического районирования в масштабе 1:10 000 на 5 тестовых участках вдоль трассы газопровода общей площадью более 100 км² с указанием мест вероятного развития ОГП вдоль трассы. Иллюстрация карты геокриологического районирования на участок №3 приведена на рис. 6. На рис. 7 даны условные обозначения к картам геокриологического районирования.

Повторное дешифрирование разновременных материалов ДЗЗ (АФС и КС) позволяет выявлять динамику геокриологических условий и, прежде всего, проявление современных природных и техногенных процессов, поскольку рельеф является важнейшим физиономичным компонентом ландшафта и геокриологических условий. Показанные на картах процессы подразделяются на *древние* (выраженные в рельефе в виде криогенных явлений), *современные* природные и техногенные (возраст которых не превышает 20 – 40 лет), установленные путем сравнительного повторного дешифрирования АФС 1969 и 1989 гг., а также КС 2000 – 2010 гг.

Геоиндикаторами неотектонических и современных геодинамических движений могут служить площадные и линейные изменения речной и озерной сети, а элементы тектоники и криогидротектоники, выраженные «кольцевыми» и «линейными» морфоструктурами, с высокой вероятностью могут быть связаны с подземными льдами, которые также дешифрируются по космическим снимкам.

Основные выводы

1. Проведенные расчеты показали, что по разности дневных и ночных значений ТП может быть охарактеризована теплопроводность слоя суточных колебаний температуры (СКТ), их влажность и, соответственно, условия теплообмена между атмосферой и ММП, влияющие на состояние мерзлых грунтов ниже слоя СКТ.
2. Результаты математического моделирования показали, что сезонные контрасты ТП, связанные с льдистостью мерзлых грунтов, соизмеримы с контрастами ТП, обусловленными влажностью талого слоя. В этой связи для оценки льдистости грунтов по сезонным контрастам ТП предложено предварительно районировать территорию по влажности слоя СКТ с использованием данных дневных и ночных измерений.

3. По результатам моделирования установлено, что разделение участков ССГ и торфа любой влажности и льдистости может быть проведено по сезонным контрастам ТП в период максимума сезонного оттаивания (в конце августа).
4. По результатам анализа данных съемки со спутника Landsat 1988 и 2009 гг. в районе южного блока Бованенковского ГКМ установлено снижение площади крупных водоемов и рост спектрального индекса NDVI, характеризующего содержание хлорофилла в растительном покрове, что свидетельствует об увеличении антропогенного воздействия, о локальном повышении температуры и вероятности активизации ОГП.
5. По данным повторного дешифрирования аэрофотоснимков 1989 г., космических снимков сверхвысокого разрешения (спутник GeoEye-1) 2010 г. и результатам полевых исследований составлены карты геокриологического районирования в масштабе 1:10 000 на тестовые участки трассы газопровода «Бованенково – Байдарацкая губа» общей площадью более 100 км² с указанием мест вероятного развития ОГП вдоль трассы.
6. Показано, что геоиндикаторами неотектонических и современных геодинамических движений могут служить площадные и линейные изменения речной и озерной сети, а элементы тектоники и криогидротектоники, выраженные «кольцевыми» и «линейными» морфоструктурами, с высокой вероятностью могут быть связаны с подземными льдами, которые дешифрируются по космическим снимкам.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Вербицкий В.А., Коломыцев Б.М.* Оптимизация времени тепловых измерений. Л.: ВИНТИ, 1987. 7 с.
2. *Leschack L.A., Morse F.H., Brinley Wm.R., Ryan N.G., Ryan R.B.* Potential use of airborne dual-channel infrared scanning to detect massive ice in permafrost // North American contribution permafrost: Second International Conference, Washington, D.C., 1973. P. 542 – 549 .
3. *Горный В.И., Шилин Б.В.* Применение тепловой аэросъемки для целей инженерно-геологических исследований в районах развития многолетней мерзлоты // Методика инженерно-геологических исследований и картирования области вечной мерзлоты. Якутск, 1978. С. 85 – 96.

4. *Hachem S., Allard M., Duguay C.* Using the MODIS land surface temperature product for mapping permafrost: An application to Northern Que'bec and Labrador, Canada // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2009. №20. P. 407 – 416.
5. *Marchenko S, Hachem S, Romanovsky V. Duguay C.* Permafrost and active layer modelling in the Northern Eurasia using MODIS land surface temperature as an input data // *Proceedings of European Geosciences Union General Assembly, Topfer, Vienna, 2009*. Vol. 11. EGU2009-11077
6. *Sazonova T.S., Romanovsky V.E.* A model for regional estimation of temporal and spatial variability of active layer thickness and mean annual ground temperatures // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2009. № 14. P. 125 – 139.
7. *Павлов А.В.* Теплофизика ландшафтов. Новосибирск: Наука, 1979. 284 с.
8. *Гаврильев Р.И.* Теплофизические свойства горных пород и почвенных покровов криолитозоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1998. 280 с.
9. *Гаврильев Р.И.* Теплофизические свойства компонентов природной среды в криолитозоне: Справ. пособие. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. 145 с.
10. Антропогенные изменения экосистем Западно-Сибирской газоносной провинции / под ред. Н.Г. Москаленко. Тюмень: Ин-т криосферы Земли СО РАН, 2006. 357 с.
11. *Баулин В.В., Дубиков Г.И., Аксенов В.И. и др.* Геокриологические условия Харасавэйского и Крузенштерновского газоконденсатных месторождений (полуостров Ямал). М.: ГЕОС, 2003. 180 с.
12. *Крицук Л.Н.* Подземные льды Западной Сибири. М.: Науч. мир, 2010. 352 с.
13. *Кравцова В.И., Тарасенко Т.В.* Динамика термокарстовых озер Центральной Якутии при изменении климата с 1950 г. // *Криосфера Земли*. 2011. Т. 15, №3. С. 31 – 42.
14. *Брыскина Н.А., Полищук В.Ю., Полищук Ю.М.* База данных по термокарстовым озерам Западной Сибири на основе космических снимков и возможности ее использования // *Соврем. пробл. дистанцион. зондирования Земли из космоса*. 2011. Т. 8, №3. С. 175 – 180.
15. Аэрокосмический мониторинг природной среды полуострова Ямал / В.В. Масленников, Н.М. Давиденко, С.Г. Корниенко, К.И. Якубсон // *Газовая пром-сть*. 2003. Июль.
16. Инженерно-геологический мониторинг промыслов Ямала: в 2 т. Т. 2. Геокриологические условия освоения Бованенковского месторождения / под ред. В.В. Баулина. Тюмень: ИПОС СО РАН, 1996.

17. *Huete A.R.* Environmental monitoring with remote sensing / J. Artiola, I. Pepper, M. Brasseur (eds). N.Y: Acad. Press, 2004. Chap. 11. P. 183 – 206.
18. Spatial and temporal patterns of greenness on the Yamal Peninsula, Russia: interactions of ecological and social factors affecting the Arctic normalized difference vegetation index. Walker DA et al. / *Environ. Res. Lett.* 2009. V.4. ISI:000272900500021.
19. *Анисимов О.А.* Изменение климата и вечная мерзлота: возможные причины расхождения результатов моделирования и наблюдений // Материалы международной конференции «Криосфера нефтегазоносных провинций». Тюмень, 2004. С. 82 – 83.

Список публикаций и докладов на конференциях по проекту

Публикации

1. *Корниенко С.Г., Якубсон К.И.* Изучение трансформации ландшафтов нефтегазоносных районов криолитозоны по данным космической съемки // Международная научно-техническая конференция «Аэрокосмические технологии в нефтегазовом комплексе», Москва, 20 – 22 октября 2009 г. С.114 – 115.
2. *Корниенко С.Г., Разумов С.О.* Моделирование контрастов температуры на земной поверхности для оценки пространственной неоднородности грунтов по льдистости // Материалы 5-й Общероссийской конференции изыскательских организаций «Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации». М., 2010. С. 92 – 94.
3. *Корниенко С.Г.* Опыт использования аэрокосмических данных ИК-теплого диапазона для характеристики неоднородности многолетнемерзлых пород // Материалы Четвертой Всероссийской конференции геокриологов, МГУ им. М.В. Ломоносова, 7 – 9 июня 2011 г. Т. 1. С. 201 – 208.
4. *Корниенко С.Г., Разумов С.О.* Изучение и картирование неоднородностей многолетнемерзлых пород по данным тепловой космической съемки (на примере Харасавейского и Крузенштерновского ГКМ). // Инженерные изыскания в строительстве: Материалы шестой Общероссийской конференции изыскательских организаций. М., 2011. С. 98 – 100.

5. *Дубровин В.А., Крицук Л.Н., Корниенко С.Г., Ястреба Н.В.* Дистанционные методы мониторинга линейных сооружений в криолитозоне // Инженерные изыскания в строительстве: Материалы седьмой Общероссийской конференции изыскательских организаций. М., 2011. С. 150 – 154.

Доклады

1. *Корниенко С.Г., Разумов С.О.* Моделирование контрастов температуры на земной поверхности для оценки пространственной неоднородности грунтов по льдистости // V Всероссийская конференция «Перспективы развития инженерных изысканий для строительства в Российской Федерации», Москва, 17 – 18 декабря 2009 г.
2. *Корниенко С.Г., Якубсон К.И.* Изучение трансформации ландшафтов нефтегазоносных районов криолитозоны по данным космической съемки // Международная научно-техническая конференция «Аэрокосмические технологии в нефтегазовом комплексе», Москва, 20 – 22 октября 2009 г.
3. *Корниенко С.Г.* Характеристика состояния почвенно-растительных покровов и многолетнемерзлых пород по данным космической съемки // 8-я Открытая Всероссийская конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», Москва, 15 – 19 ноября 2010 г.
4. *Корниенко С.Г., Разумов С.О.* Изучение и картирование неоднородностей многолетнемерзлых пород по данным тепловой космической съемки (на примере Харасавейского ГКМ) // 6-я Общероссийская Конференция изыскательских организаций «Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации», Москва, 16 – 17 декабря 2010 г.
5. *Корниенко С.Г.* Опыт использования аэрокосмических данных ИК-теплого диапазона для характеристики неоднородности многолетнемерзлых пород // 4-я Всероссийская конференция геокриологов, МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, 7 – 9 июня 2011 г. М., 2011.
6. *Корниенко С.Г.* Использование разновременных данных спутника NOAA для оценки льдистости мерзлых грунтов // 9-я Всероссийская открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», Москва, 14 – 18 ноября 2011 г.

7. *Корниенко С.Г., Якубсон К.И.* Аэрокосмические методы контроля состояния природной среды при разработке и эксплуатации нефтегазовых месторождений криолитозоны // Всероссийская конференция с международным участием «Фундаментальные проблемы разработки месторождений нефти и газа», Москва, ИПНГ РАН, 15 – 18 ноября 2011 г.

Карта геокриологического районирования
тестового участка №3

Масштаб 1: 10 000 м

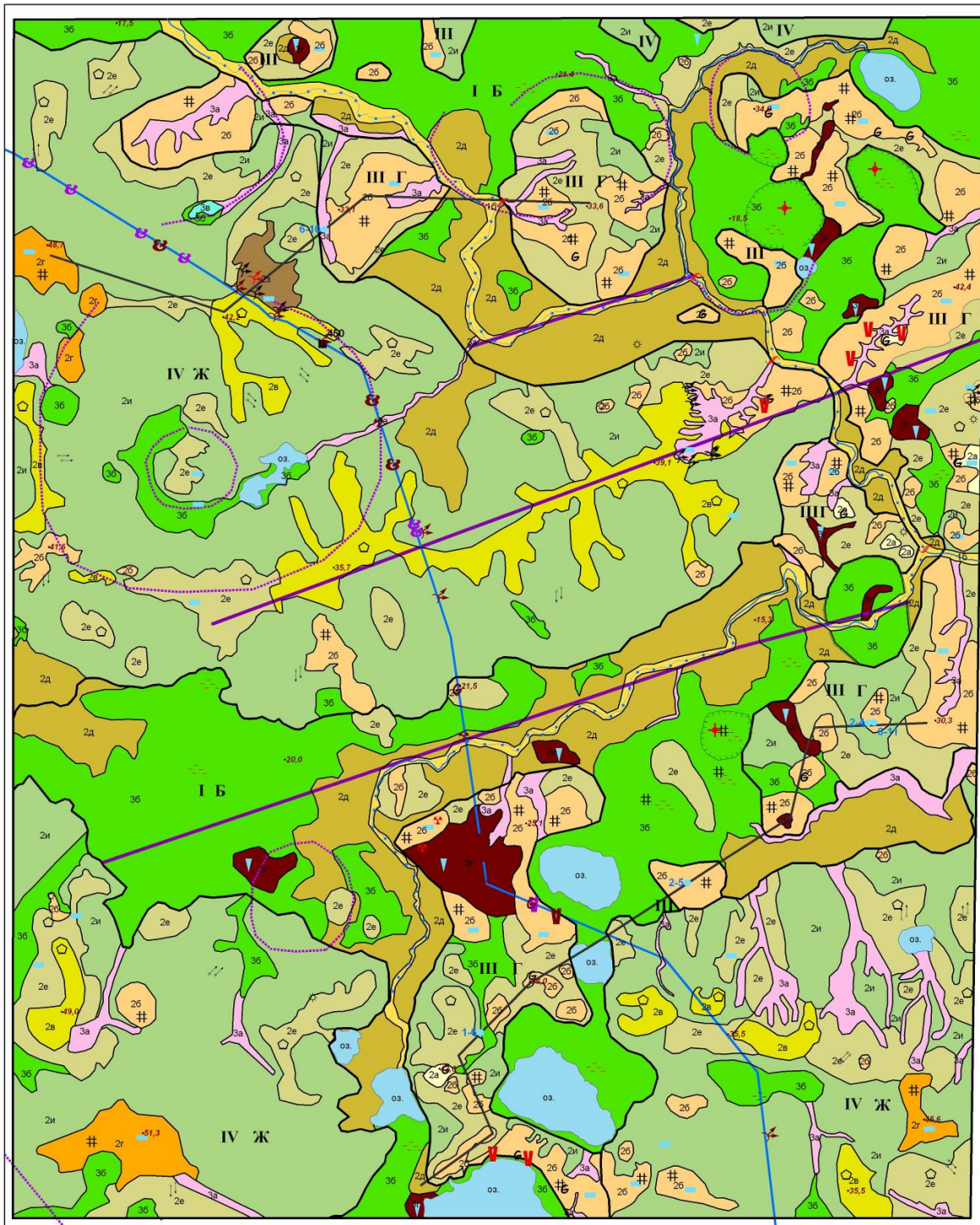
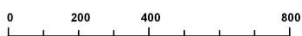


Рис. 6. Иллюстрация карты геокриологического районирования на тестовый участок №3 трассы «Бованенково - Байдарацкая губа»

**Условные обозначения к картам геокриологического районирования
трассы газопровода Бованенково-Байдарацкая губа тестовых участков
масштаба 1:10 000**

I. Элементы геокриологического районирования

Группы типов мёрзлых толщ	Типы мёрзлых толщ	Виды мёрзлых толщ
(Типы геоморфологических уровней)	(Типы местностей)	(Типы урочищ)

Группы типов мёрзлых толщ

- 0a - речная пойма
- I - первая терраса
- II - вторая терраса
- III - третья терраса
- IV - четвёртая равнина
- IV-V - четвёртая и пятая равнина
нерасчленённая

Типы мёрзлых толщ *)

- A - озёрно-котловинный
- B - плоский озёрно-болотный
- B - хасырейный
- Г - ложбинно-долинный
- E - мелкохолмистый
- Ж - крупнохолмистый

Виды мёрзлых толщ *)

1 - пойменные

- 1a - песчаные косы
- 1б - долины ручьёв
- 1в - днища хасыреев
- 1г - плоские поверхности
- 1д - гривистые поймы
- 1е - гривистые поймы
- 1ж - дренированные поймы

2 - террасовые

- а) вершинные поверхности**
- дренированные поверхности
 - 2а
 - 2б
 - 2в
 - слабодренированные поверхности
 - 2г
 - 2д
- б) склоновые поверхности**
- 2е - пологие склоны
 - 2ж - крутые склоны террас
 - 2з - склоны с термоцирками
 - 2и - подножья склонов

3 - локальные отрицательные формы рельефа

- 3а - ложбины, лога и овраги
- 3б - днища хасыреев, пониженные поверхности заболоченные
- 3в - участки современного спуска озёр
- 3г - полигональные торфяники

*) ландшафтная характеристика элементов районирования дана в таблице-экспликации

II. Элементы тектоники и криогидротектоники

- основные разломы фундамента (по Шаблинской)
- разломы по дешифрированию (по Репину)
- ⊙ кольцевые морфоструктуры
- линеаменты

III. Подземные льды

- 6-II - льды, вскрытые бурением в скважинах ВСЕГИНГЕО
- ↑ - полигонально-жильные льды (ПЖЛ) в торфяниках и валиково-полигональных болотах
- - подземные льды разной морфологии и размеров, залегающих на разной глубине

IV. Процессы и явления

Криогенные явления

- + бугры пучения
- ⊖ песчаные раздувы
- ⊘ солифлюкционные полосы и терраски
- ⊘ заростающие сплывы грунта
- # полигональный рельеф
- ⊗ байджерахи
- пятна - медальоны
- ⊘ четковидный дренаж речной сети

Современные природные экзогенные процессы

- ∇ термоэрозия
- ⊘ термокарст
- ⊘ пучение
- ⊘ наледи
- ⊘ свежие сплывы грунта
- ∇ современный спуск озёр
- ⊘ боковая эрозия
- изменение контура озёр или их образование
- заболачивание

Техногенные процессы

а) современные

- ∇ термоэрозия
- ⊘ дефляция
- заболачивание
- ⊘ термокарст
- ⊘ подтопление
- площадные нарушения поверхностных условий

б) потенциальные

- ∇ термоэрозия
- ⊘ дефляция
- заболачивание
- ⊘ термокарст
- ⊘ сплывы грунта
- ⊘ подтопление

V. Границы

- групп типов мёрзлых толщ
- типов мёрзлых толщ
- видов мёрзлых толщ

VI. Прочие обозначения

- линия газопровода
- линии геологических разрезов
- границы хасыреев
- уступы рельефа
- ⊙ озёра
- ручьи и мелкие реки
- 350 номера пикетов
- 35,6 абс. отметки высот

Рис. 7. Условные обозначения к картам геокриологического районирования