

МЕТОДИКА ОЦЕНКИ ЛЬДИСТОСТИ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ В ВИДИМОМ И ИНФРАКРАСНОМ ДИАПАЗОНЕ

© 2012 г. С. Г. Корниенко

Институт проблем нефти и газа Российской академии наук, Москва

E-mail: spaceakm2@ogri.ru

Поступила в редакцию 30.01.2012 г.

Оценка льдистости мерзлых грунтов в районах сплошного распространения многолетнемерзлых пород проведена на основе разновременных данных видимого и инфракрасного (ИК) теплового диапазона длин волн в летнее время съемок. Методика основана на выявлении различий в темпах роста сезонной радиационной температуры земной поверхности участков с различной льдистостью. Расчет сезонной радиационной температуры поверхности, соответствующей моментам суточной инверсии, проводился с учетом параметра, характеризующего тепловую инерцию приповерхностного слоя суточных колебаний температуры на основе пар дневных и ночных измерений со спутника NOAA. На примере территории Харасавэйского и Крузенштерновского газоконденсатных месторождений Западного Ямала показано, что различия грунтов по льдистости более достоверно могут быть оценены в границах однотипных природных комплексов. Аномально низкие значения разности сезонных радиационных температур поверхности, рассчитанных по данным съемки в августе и июне в пределах морских террас, предположительно, связаны с залегающими близко к поверхности пластовыми льдами. Разделение участков высокой льдистости мерзлых грунтов и участков высокой влажности талого слоя, характеризующихся одинаковыми разностями сезонных радиационных температур поверхности, предлагается проводить с учетом параметра, характеризующего тепловую инерцию слоя суточных колебаний температуры.

Ключевые слова: дистанционное зондирование, радиационная температура, температура земной поверхности, тепловая инерция, льдистость грунтов, многолетнемерзлые породы

ВВЕДЕНИЕ

Освоение территорий Арктики и Субарктики неразрывно связано с обеспечением безопасности технических объектов и минимизацией геоэкологических и геокриологических рисков: развития термокарстовых и термоэрозионных процессов, таликов, морозного растрескивания и пучения грунтов. В этой связи актуальна разработка новых альтернативных методов и технологий, в том числе с использованием данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ), позволяющих характеризовать и контролировать состояние многолетнемерзлых пород (ММП) в местах строительства и функционирования промышленных и хозяйственных объектов. Кроме того, научный и практический интерес представляют получаемые новыми методами данные о неоднородностях характеристик ММП малоизученных территорий, а также детализация и уточнение создаваемых инженерно-геологических карт. К числу основных информативных параметров, характеризующих неоднородности мерзлоты, относят температуру ММП на глубине проникновения годовых коле-

баний, льдистость грунтов, наличие пластовых льдов, мощность ММП, глубину сезонно-талого слоя (СТС).

Известно, что температура земной поверхности определяется радиационным и тепловым балансами и особенностями геологического строения. Неоднородности геокриологического строения обусловлены в первую очередь геологическими и ландшафтными особенностями, а также различиями условий теплообмена грунтов с атмосферой (Вечная мерзлота ..., 2002). Возможность применения дистанционной ИК-тепловой съемки для характеристики льдистости мерзлых грунтов была рассмотрена еще в 70-х годах прошлого столетия (Leschack et al., 1973; Горный, Шилин, 1978). Метод основан на выявлении различий в темпах роста температуры поверхности (ТП) на участках с различными теплофизическими свойствами грунта (Вербицкий, Коломыцев, 1987; Горный и др., 1993; Вавилов и др., 1991). В зарубежных публикациях последних лет рассматривается возможность картирования границы ММП на основе серии

годовых наблюдений за вариациями ТП (Nachem et al., 2009), а также моделирования неоднородностей мерзлоты и СТС по данным сканера MODIS и данным метеонаблюдений на ключевых участках (Marchenko et al., 2009). Основанием для разработки методов послужили исследования, описывающие связь среднегодовой ТП грунта и температуры ММП (Sazonova, Romanovsky, 2003). В то же время авторы метода указывают на погрешности, связанные с влиянием неоднородного снежного и растительного покрова (Nachem et al., 2009).

Возможность оценки льдистости мерзлых грунтов по данным ИК-тепловой съемки в бесснежный летне-осенний период рассмотрена в работах (Leschack et al., 1973; Горный, Шилин, 1978). Однако метод не получил развития, и одна из главных причин заключается в маскирующем влиянии неоднородного по теплофизическим свойствам почвенно-растительного слоя (ПРС). Контрасты ТП, связанные с этим фактором, могут в несколько раз превышать контрасты, обусловленные различиями льдистости грунтов. К числу значимых в этом отношении характеристик ПРС следует отнести альбедо поверхности, литологический состав грунта, тип и толщину растительного покрова, а также их влажность (Павлов, 1975). В то же время известно, что физические и теплофизические свойства ПРС, характеризующие условия теплообмена грунтов с атмосферой, могут быть установлены по данным ДЗЗ в видимом и ИК-тепловом диапазоне (Kahle, Alley, 1985; Горный и др., 1993). Следовательно, имеются предпосылки для разработки методики оценки льдистости мерзлых грунтов с использованием данных ИК-тепловой съемки в бесснежный летне-осенний период.

МЕТОДИКА ОЦЕНКИ ЛЬДИСТОСТИ ГРУНТОВ ПО ДАННЫМ ВИДИМОГО И ИК-ТЕПЛООВОГО ДИАПАЗОНОВ

Известно, что температурное поле земной поверхности имеет суточную и годовую периодичность и при отсутствии снежного покрова и процессов кристаллизации почвенной влаги приближенно может быть описано выражением (Павлов, 1975)

$$T_s(0, \tau) = T_0 + \sum_{i=1}^N a_i \cos\left(\frac{2\pi}{t_i} \tau + \varphi_i\right),$$

где T_0 — среднегодовая ТП; a_i — амплитуда колебаний температуры отдельной гармоники на поверхности; t_i — период колебаний; τ — время; φ_i — начальная фаза колебаний; N — число гармоник, i — номер гармоники.

Амплитуды суточных колебаний температуры (СКТ) и годовых колебаний температуры (ГКТ) земной поверхности зависят от теплофизических свойств верхнего слоя до глубины проникновения этих колебаний. Для характеристики льдистости грунтов и выявления пластовых льдов наиболее информативны различия амплитуд ГКТ. Максимальные контрасты ТП, связанные с неоднородностью грунтов по льдистости и пластовыми льдами, проявляются в период максимального прогрева — в конце августа, начале сентября и могут достигать 1–2°C (Leschack et al., 1973; Корниенко, Разумов, 2009). Очевидно, что для однотипных грунтов контрасты ТП будут зависеть также от влажности СТС. Это следует учитывать при дешифрировании и интерпретации аномалий теплового поля поверхности.

В бесснежный период различия теплофизических свойств и льдистости грунтов могут быть охарактеризованы по разности среднесуточных значений ТП, полученных в летний сезон после схода снега и в период максимального прогрева земной поверхности. Для территорий Западного Ямала это соответственно конец июня и конец августа. За этот период летних колебаний температуры (ЛКТ) наблюдается резкий рост ТП (Васильев и др., 2011). Мощность исследуемого слоя определяется глубиной проникновения ЛКТ (рис. 1), которая приблизительно оценена по известному экспоненциальному закону (Павлов, 1975). В супесчано-суглинистых грунтах (ССГ) и торфах она будет достигать 6–8 и 1–3 м соответственно, если считать, что амплитуда колебаний температуры на нижней границе в грунтах убывает в 100 раз по сравнению с амплитудой колебаний ТП. Приведенные значения глубины проникновения ЛКТ для данного региона подтверждаются результатами измерений в скважинах (Антропогенные изменения, 2006; Дубровин, Крицук, 2011; Баулин и др., 2003). Глубина слоя ГКТ на западном побережье п-ова Ямал составляет 12–18 м в зависимости от типа ландшафта (Баулин и др. 2003). Глубина СТС в районах Западного Ямала не превышает 1.5 м, а глубина проникновения СКТ составляет не более 0.3–0.4 м вместе с растительным покровом.

Среднесуточные значения ТП могут быть определены по данным космической съемки разного времени суток и метеоданным на основе регрессионных зависимостей между температурой воздуха и ТП, рассчитанной по космическим данным в районе метеостанции (Nachem et al., 2009). Альтернативный подход заключается в использовании распределений радиационной ТП в моменты суточной инверсии ТП, когда различия теплофизических свойств грунтов в слое СКТ имеют

минимальный вклад в распределение ТП (Leschack et al., 1973; Горный и др., 1993; Вербицкий, Коломыцев, 1987). В случаях несовпадений времени проведения космической или воздушной тепловой съемки с моментами суточных инверсий ТП проводятся преобразования исходных значений радиационной ТП с учетом различия условий теплообмена грунтов с атмосферой (Аэрокосмические методы ..., 1992). Для этого территория делится на однородные по типам поверхности участки, с близкими в границах каждого типа физическими (спектральными) и теплофизическими характеристиками. Далее выбирается один тип участков, относительно которого корректируются значения радиационной ТП, относящиеся к остальным типам, что, как предполагается, равносильно приведению участков всех типов к одним условиям теплообмена. Для районирования территории используются ландшафтные, геоботанические, почвенные карты, а также результаты классификации типов поверхности по данным ДЗЗ. Ландшафтно-индикационный метод в настоящее время является основным в практике геокриологического районирования (Баулин и др., 2003; Крицук, 2010). Недостатком данного подхода для районов северной тундры является то, что даже однотипные по растительному покрову и литологическому составу участки могут существенно отличаться по влажности, которая сильно влияет на условия теплообмена. Требуется параметр, учитывающий пространственные вариации влажности ПРС в день съемки и более адекватно характеризующий территорию по условиям теплообмена.

Термодинамическая температура (T_r), радиационная температура (T_r) и коэффициент излучения поверхности (ϵ) связаны соотношением

$$T_r = T_s \sqrt[4]{\epsilon}.$$

Тепловая инерция P зависит от теплопроводности (λ), удельной теплоемкости (C) и плотности (ρ) материала

$$P = \sqrt{\lambda C \rho}.$$

По разности радиационной ТП дневных и ночных измерений в течение суток и даже недели может быть определена “кажущаяся тепловая инерция” (E) в слое СКТ, связанная с тепловой инерцией соотношением (Kahle, Alley 1985; Горный и др., 1993)

$$E = (1 - A) / \Delta T_r = KP,$$

где A – альbedo; ΔT_r – разность дневных и ночных измерений T_r ; K – коэффициент, зависящий от

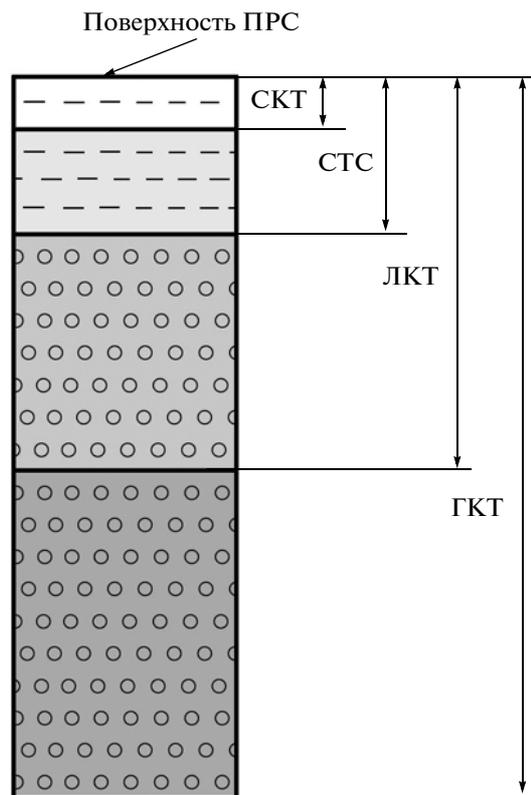


Рис. 1. Схема верхней исследуемой части нестационарных процессов в ММП.

условий инсоляции и метеоусловий. Вариации тепловой инерции однотипных грунтов слоя СКТ в основном связаны с различиями их влажности (Pratt, Ellyett, 1979). В северной тундре параметр E характеризует эффективную тепловую инерцию приповерхностного слоя СКТ, включающего грунт, кустарничковый и мохово-лишайниковый растительный покров.

Условия теплообмена мерзлых грунтов с атмосферой в основном определяются теплопроводностью верхнего слоя, которую для однотипных пористых материалов с различным содержанием влаги можно характеризовать по тепловой инерции (Вавилов и др., 1991). Поэтому районирование территории по условиям теплообмена в суточном цикле предлагается проводить по параметру E , поскольку он связан с альbedo поверхности, тепловой инерцией грунтов в слое СКТ и может быть рассчитан по данным ночной и дневной съемки. При аномально контрастной латеральной неоднородности теплофизических свойств пород, например, суглинков и торфа, более эффективно предварительное сегментирование территории по этим типам отложений и определение параметра E для каждого типа пород отдельно.

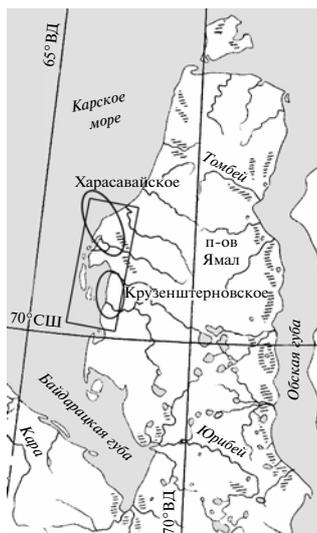


Рис. 2. Расположение района исследований (прямоугольник), Харасавэйского и Крузенштерновского ГКМ (эллипсы) на западном побережье п-ова Ямал.

На основе данного подхода была разработана методика, позволяющая получить новый информативный параметр — сезонную радиационную ТП (СРТП), соответствующую радиационной ТП в моменты суточной инверсии. Суть методики заключается в коррекции исходного распределения T_r на основе параметра E . Основные шаги алгоритма коррекции следующие:

- определение параметра E ;
- квантование распределения E на n распределений E_i , i — от 1 до n (при установленном доверительном интервале) с шагом ΔE_i ;
- замена распределений E_i на значения E_i^* , соответствующие средним значениям в распределениях E_i . Формирование участков территории с одинаковыми значениями E_i^* ;
- определение из числа величин E_i^* эталонной величины E_s^* (одной из интервала от 1 до n), которой соответствует максимальное число значений T_{rs} из общего распределения T_r ;
- определение постоянных составляющих T_{mi} в распределениях T_{ri} участков с одинаковыми значениями E_i^* . В качестве постоянных составляющих T_{mi} берутся средние или медианные значения исходных распределений T_{ri} ;
- расчет поправок: $\Delta T_{mi} = T_{ms} - T_{mi}$ (T_{ms} — среднее или медианное значение распределения T_r , относящееся к участкам с эталонной величиной E_s^*);

— суммирование поправок ΔT_{mi} и величин T_{ri} , формирование распределения СРТП;

— низкочастотная фильтрация полученного распределения СРТП для исключения локальных высоких градиентов СРТП на границах участков со значениями E_i^* .

Предполагается, что в границах участков с одинаковой тепловой инерцией или E_i^* слоя СКТ разброс значений распределения T_{ri} связан только с СРТП и может нести информацию о контрастах среднегодовой ТП и контрастах теплофизических свойств грунтов до глубины проникновения ЛКТ или ГКТ. Для получения картины аномалий СРТП всей территории проводится операция коррекции распределений T_{ri} , т.е. приведение их к теплофизическим характеристикам эталонных участков E_s^* так, как это описано в работе (Аэрокосмические методы..., 1992). Как правило, итоговое распределение СРТП представляется в относительных значениях температуры, по сути, соответствующих контрастам температуры. Число n определяется исходя из возможных различий тепловой инерции (параметра E) и, по максимуму, может соответствовать числу значений параметра E .

В упомянутой операции коррекции могут быть использованы исходные данные T_r как ночной, так и дневной съемки, а также рассчитанная ТП, например, по методу “расщепленного окна” (Becker, Li, 1990; Chajikowski, 1998). Проведенные исследования показывают, что итоговые распределения СРТП, рассчитанные по данным дневной и ночной съемки, практически идентичны. На заключительном этапе, когда оценивается льдистость грунтов, и могут быть выявлены залежи пластовых льдов, интерпретируется разность распределений СРТП, полученных по данным съемки в начале и в конце летнего периода, что позволяет исключить влияние различий среднегодовой ТП.

ОЦЕНКА ЛЬДИСТОСТИ ГРУНТОВ ПО ДАННЫМ СПУТНИКА NOAA В РАЙОНЕ ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЯМАЛА

Для апробации методики была выбрана территория центральной части п-ова Ямал (70° – 72° с.ш.) с детализацией на участке его западного побережья в р-не Харасавэйского и Крузенштерновского газоконденсатных месторождений (ГКМ) с площадью суши около 3100 км^2 (рис. 2). Территория расположена на границе северных и средних тундр со сплошным распространением ММП, ландшафтами различного возраста, с морскими террасами,

поймами и лайдами (Вечная мерзлота ..., 2002). Криолитологические особенности этой территории характеризуется наличием в разрезе песчано-пылеватых многолетнемерзлых отложений повторно-жильных льдов мощностью до 10 м и залежей пластовых льдов мощностью до 10–15 м.

В исследуемом районе распространены ландшафты III, II и I морских террас, представленные песчано-суглинистыми отложениями с кустарничковой, травяной, моховой и лишайниковой растительностью с преобладанием тех или иных видов в зависимости от степени дренированности грунтов (Баулин и др., 2003). Пойменные ландшафты менее распространены, сложены преимущественно суглинистыми грунтами и сильно заболочены. Лайдовые ландшафты с отложениями иловатых песков и супесей заозерены и также сильно заболочены. На плоских поверхностях практически всех ландшафтов торфяники встречаются локально. Сплошное распространение ММП нарушается только под теми руслами рек и озерами, размеры, глубины и продолжительность существования которых достаточны для формирования сквозных талых зон. Неоднородность по льдистости отложений верхнего горизонта связана с распределением текстурообразующих льдов до глубин 2–5 м и повторно-жильных льдов (макрольдистости). Пластовые льды, залегающие близко к поверхности, прослеживаются, в основном, в отложениях III, II и I морских террас (Баулин и др., 2003; Крицук, 2010). Кровля льдов залегает на глубинах от 3–4 до 10–15 м. Температура ММП в данном районе колеблется от -3 до -8°C . Максимальная среднемесячная температура воздуха наблюдается в июле–августе и составляет $6-7^{\circ}\text{C}$. Вместе с тем в конце августа в безоблачные дни суточный перепад температуры воздуха и ТП может достигать 20°C . Рельеф выражен слабо, представлен в основном плоскими поверхностями в границах ландшафтных зон, наибольшие уклоны отмечены на переходах между различными типами природных комплексов.

В работе использовались три пары дневных и ночных снимков спутника NOAA (радиометр AVHRR), полученных в июне, июле 2000 г. и в конце августа 1998 г. Радиометр AVHRR имеет пять спектральных каналов, два из которых (каналы 4 и 5) регистрируют излучение в дальней ИК-тепловой области. Пространственное разрешение радиометра 1.1 км, чувствительность по T_r составляет 0.1 К. Обработка космических снимков и их анализ выполнялись в программном комплексе ENVI 4.8. Рабочий масштаб карт – 1 : 1000000. Предварительный этап обработки данных включал калибровку изображений их геометрическую и атмосферную коррекцию, маскирование крупных во-

доемов. Для вычисления параметра E по данным канала 4 определялась разность ΔT_r , альbedo рассчитывалось по формуле: $A = 0.526 Ch1 + 0.47 Ch2$, где $Ch1$ и $Ch2$ – коэффициенты спектральной яркости в каналах 1 и 2 радиометра AVHRR. Деление снимков на “дневные” и “ночные” условно, поскольку в летнее время на данных широтах наблюдается полярный день.

Из опыта геотермических исследований на равнинных территориях известно, что распределение радиационной ТП будет зависеть от вариаций коэффициента излучения (ϵ), а также условий инсоляции, облачности и скорости ветра (Аэрокосмические методы..., 1992). В данном случае условия инсоляции и скорость ветра принимались одинаковыми на всей территории исследуемого района, учитывая относительно небольшую его площадь и незначительную расчлененность рельефа. Оценка влияния неоднородности ϵ на аномалии радиационной температуры определялась по методике, описанной в работе (Leschack et al., 1973), а именно по корреляции отношения значений T_r , измеренных в разных спектральных каналах ИК-тепловой области, и распределения T_r одного из спектральных каналов. В данном случае используемые распределения T_{r4}/T_{r5} и T_{r4} дневной и ночной съемки, полученные по данным спектральных каналов 4 и 5 радиометра AVHRR, не имели значимых корреляций, что свидетельствует о незначительности влияния вариаций ϵ на распределение T_r . Аналогичный вывод был сделан в работе (Leschack et al., 1973) для районов Аляски.

На рис. 3 приведены зависимости медианных значений исходных распределений радиационной температуры T_{mi} (дневных и ночных) от параметра E_i^* , рассчитанного на основе этих же распределений. Отмечены даты и местное время съемки. Весь диапазон значений параметра E с доверительным интервалом 92% был разделен на $n = 16$ величин E_i^* . Участки со значением E_1^* , максимально сухие и дренированные, характеризуются минимальной тепловой инерцией. Наиболее увлажненные участки со значением E_{16}^* характеризуются максимальной высокой тепловой инерцией. Значения T_{mi} дневных съемок (пунктирные линии) понижаются, а ночных (сплошные линии) повышаются с увеличением параметра E . Эту зависимость можно использовать для оценки приближения времени съемки к моменту суточной инверсии ТП, поскольку при полной суточной инверсии тренд T_{mi} должен быть строго параллелен оси абсцисс. Ночная съемка 29.06.2000 г. наиболее близка к моменту утренней

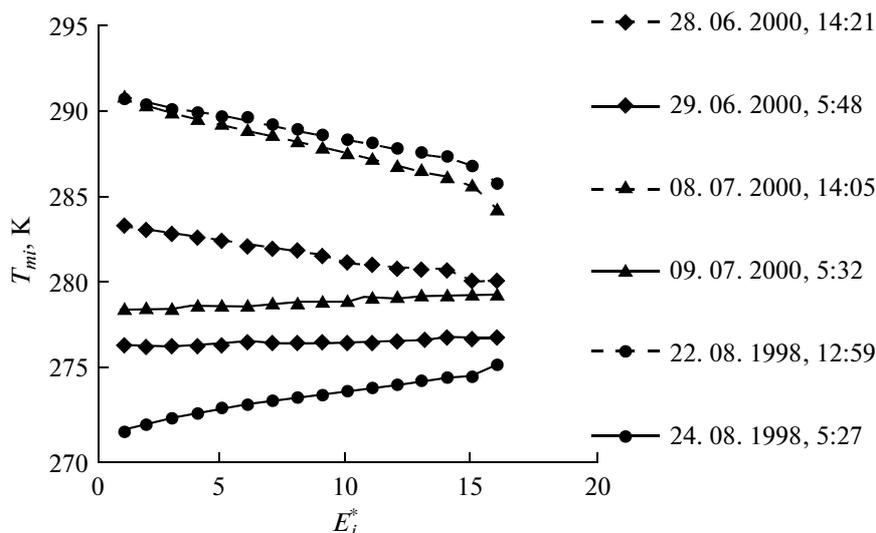


Рис. 3. Зависимости медианных значений радиационной ТП (T_{mi}) от “кажущейся тепловой инерции” (E_i^*).

инверсии, так как максимальный перепад значений T_{mi} здесь составляет всего около 0.5 К. Тем не менее, все исходные распределения T_{ri} преобразовывались в соответствии с приведенным выше алгоритмом.

Основная проблема валидации результатов космической ИК-тепловой съемки заключается в невозможности их прямого сопоставления с данными наземной или скважинной термометрии. Существенный разброс ТП, температуры СТС и температуры ММП в пределах пиксела (1×1 км) изображении связан с локальными неоднородностями по литологии, растительности, льдистости и влажности грунтов. В этой связи полученные результаты сравнивались с близкими по масштабу картами, характеризующими неоднородность ММП, составленными на основе ландшафтно-индикационного районирования.

Результаты исследований с применением предлагаемой методики приведены на рис. 4. Распределения параметра E (рис. 4б, в, г) и СРТП (рис. 4ж, з, и) для разных дат космической съемки сопоставляются с картами макрольдистости грунтов (рис. 4а) и температуры ММП (рис. 4е) (Баулин и др., 2003). Показано распределение средней величины параметра E (рис. 4д), рассчитанной по данным съемки июня и августа, и распределение разности СРТП (рис. 4к) в августе и июне. Диапазоны значений всех полученных распределений взяты с доверительным интервалом 92%. На всех изображениях даны границы и обозначения основных природных комплексов.

Распределения параметра E разных съемок (рис. 4б, в, г) мало различаются и, в основном, ха-

рактеризуют условия теплообмена в слоя СКТ. Участки минимальных значений E с высокой теплоизоляцией поверхностного слоя приурочены к морским террасам (I-Б, I-В, I-Г). Эти террасы характеризуются более высокой макрольдистостью грунтов и более низкими температурами ММП по сравнению с низовьями рек (II-А) и поймами (III-А), в границах которых параметр E очень высок. Незначительные сезонные вариации параметра E могут быть связаны с изменениями влажности слоя СКТ или состояния растительного покрова.

Вариации во времени распределений СРТП более существенны (рис. 4ж, з, и). По данным съемки, в конце июня и начале июля (рис. 4ж, з) на распределения СРТП береговой зоны заметное охлаждающее влияние оказывает акватория Карского моря, поскольку в это время еще не полностью растаял припайный лед. Однако в это время картина аномалий СРТП в целом близка к распределениям температуры ММП (рис. 4е) и макрольдистости грунтов (рис. 4а), которые в рассматриваемом случае тесно связаны между собой. Участки низких значений температуры ММП и высокой макрольдистости на морских террасах характеризуются, в основном, более низкими значениями СРТП по сравнению с поймами и низовьями рек. В конце августа, ввиду ослабления охлаждающего влияния моря, характер распределения СРТП (рис. 4и) по всему району заметно меняется: поймы и низовья рек уже имеют фоновые и аномально низкие значения СРТП. Более отчетливо эта тенденция проявляется в южной части района. Предположительно такая динамика связана с тем, что в начале лета,

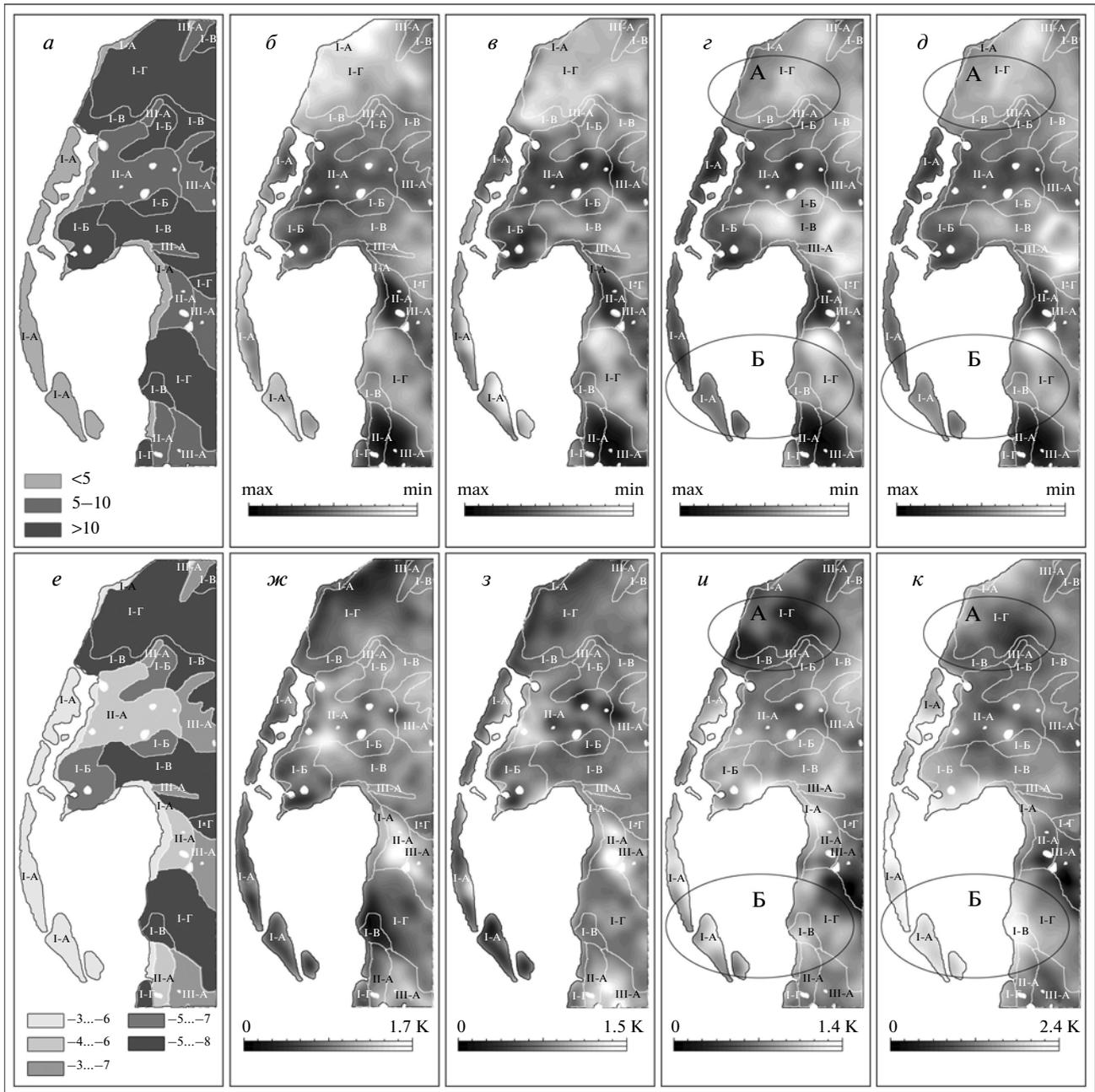


Рис. 4. Фрагменты карт: *a* – макрольдистости грунтов, %; *e* – температуры ММП, °С; *б*, *в*, *з*, *д* – распределения параметров *E*; *ж*, *з*, *и* – контрастов СРТП; *к* – разности контрастов СРТП в районе Харасавэйского и Крузенштерновского ГКМ. Параметры *E* и контрасты СРТП получены по данным съемки со спутника NOAA: 28 и 29 июня 2000 г. (*б*, *ж*); 8 и 9 июля 2000 г. (*в*, *з*); 22 и 24 августа 1998 г. (*з*, *и*). Природные комплексы: (I-A) – лайда; (I-B) – I морская терраса; (I-Г) – III морская терраса; (II-A) – низовья крупных рек; (III-A) – пойма.

ближе к периоду инверсии ГКТ, распределение СРТП в большей степени отражает контрасты среднегодовой ТП и соответственно температуры ММП, и в меньшей степени – различия в тепловой инерции пород слоя ЛКТ. К концу лета эти различия приводят к формированию противоположных по знаку контрастов ТП, уменьшающих

влияние среднегодовых значений ТП и температуры ММП на формирование контрастов СРТП.

Распределение разности СРТП августа и июня (рис. 4к) исключает влияние температуры ММП и связано только с тепловой инерцией (теплопроводностью) грунтов в слое ЛКТ, характеризующей условия теплообмена этого слоя с атмосферой. На

всех поймах и в низовьях рек отмечаются весьма низкие значения разности СРТП, что связано, в первую очередь, с большим числом мелких немаскируемых водоемов, заболоченностью и высокой влажностью СТС. В то же время на севере исследуемого района, в пределах II и III морских террас (зона А) имеет место крупная аномалия низких значений разности СРТП (рис. 4к). Ее происхождение не может быть связано с этими факторами, так как здесь распространены сухие, дренированные участки с низкими значениями параметра E (рис. 4б–д). Для оценки достоверности полученных результатов в используемом масштабе нет данных, характеризующих изменения льдистости грунтов в пределах морских террас. В то же время достаточно высокий разброс значений разности СРТП в их границах, до 2.4 К, обусловлен, предположительно, неоднородностью грунтов по льдистости в слое ЛКТ. Выявленная на севере района аномалия низких значений разности СРТП (рис. 4к), вероятнее всего, связана с обнаруженными здесь ранее пластовыми льдами, залегающими близко к поверхности (Крицук, 2010).

Интересны участки, контрастно отличающиеся по геоморфологии, но близкие по значениям разности СРТП. В частности, участки II и III морских террас в зоне Б (рис. 4к) и участки, относящиеся к лайдам (песчаная коса), отличаются по макрольдистости грунтов (рис. 4а), однако схожи по значениям разности СРТП. Наиболее вероятно, что это связано с пространственными изменениями влажности грунтов в СТС, компенсирующими неоднородное распределение макрольдистости грунтов. Подтверждением могут служить значения параметра E на этих участках (рис. 4д), показывающие, что на лайдах при отсутствии мелких водоемов слой СКТ имеет более высокую тепловую инерцию (высокую влажность) по сравнению с морскими террасами, поскольку анализируемый слой ЛКТ включает в себя не только мерзлые грунты, но и слой СКТ и СТС (см. рис. 1). Таким образом, для более достоверной оценки льдистости грунтов в слое ЛКТ по распределениям разности СРТП необходимо сравнивать участки, относящиеся к однотипным природным комплексам и с равными значениями тепловой инерции слоя СКТ. Для подтверждения сделанных выводов предполагается дальнейшее проведение аналогичных исследований с использованием новых данных космической съемки летне-осеннего периода.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработанная методика, в отличие от традиционных ландшафтно-индикационных методов,

позволяет характеризовать условия теплообмена в верхнем слое грунтов и их льдистость с учетом неоднородности СТС по влажности. Результаты исследований показывают, что распределения СРТП, полученные по данной методике, не случайны и на качественном уровне характеризуют неоднородности ММП по льдистости. Количественная оценка льдистости грунтов по данным ИК-тепловой съемки, связана в первую очередь с проблемой выбора эталонных участков с известной льдистостью. По размерам эти участки должны в несколько раз превышать пространственное разрешение используемых ИК-тепловых изображений.

Сравнение полученных результатов с геоэкологическими условиями в районе Харасавэйского и Крузенштерновского ГКМ показывает, что распределения контрастов СРТП в любой момент времени сезона оттаивания отражают пространственные изменения температуры ММП, льдистости отложений верхнего горизонта, влажности СТС, а также наличие пластовых льдов, залегающих на разной глубине. Распределение СРТП в начале сезона оттаивания (июнь, начало июля) наиболее близко к распределению температуры ММП, тогда как неоднородность теплофизических свойств грунтов слоя ЛКТ более отчетливо проявляется в распределении СРТП к концу августа. В пределах морских террас выявлены участки аномально низких значений разности между распределениями СРТП августа и июня, которые, предположительно, связаны с залегающими близко к поверхности пластовыми льдами.

На основе комплексного дешифрирования распределений СРТП и параметра, характеризующего тепловую инерцию слоя СКТ, проведено подразделение исследуемой территории на участки с высокой льдистостью мерзлых грунтов и участки с большим числом немаскируемых мелких водоемов, болот и высокой влажностью талых грунтов. Для более достоверной оценки льдистости грунтов аномалии распределений СРТП следует интерпретировать в пределах однотипных ландшафтных зон с одинаковыми значениями параметра E .

Изменчивость метеоусловий может существенно влиять на теплообмен грунтов с атмосферой и соответственно на температуру земной поверхности. Влияние этого фактора можно оценить и устранить с использованием данных повторных съемок и, в том числе, съемок разных лет. Следует отметить принципиальную возможность 3D-моделирования неоднородности теплофизических свойств грунтов, в том числе льдистости, до глубины проникновения ЛКТ при наличии нескольких пар дневных и ночных снимков, полу-

ченных с некоторыми временными интервалами между этими парами в сезон оттаивания.

На основе предлагаемой методики, по данным детальной воздушной ИК-тепловой съемки можно проводить крупномасштабное картографирование и мониторинг состояния мерзлых грунтов на участках строительства и размещения технических объектов. Кроме того, методика применима для определения глубины залегания водоносных горизонтов в степных, пустынных и полупустынных районах, для оценки плодородности и деградации земель, для картирования зон разрывных нарушений и геологических неоднородностей, контрастно проявляющихся по теплофизическим свойствам грунтов верхней части разреза. На средних широтах в аридных зонах теплофизические неоднородности грунтов, в том числе связанные с изменением литологического состава пород, их плотностью и влажностью, можно оценивать до глубин 15–20 м от поверхности, поскольку амплитуда летних колебаний температуры воздуха здесь существенно превышает такую в Арктике и Субарктике. Предлагаемый способ коррекции радиационной температуры поверхности, учитывающий характер ее суточных изменений, вполне реализуем в отношении ее годовых или сезонных колебаний, что позволит выявлять неоднородности температурного поля в грунтах ниже слоя годовых или сезонных колебаний температуры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антропогенные изменения экосистем Западно-Сибирской газоносной провинции / Под ред. Москаленко Н.Г. Тюмень: Институт криосферы Земли СО РАН, 2006. 357 с.
- Аэрокосмические методы в геоэкологии / Под ред. Лялько В.И. Киев: Наук. думка, 1992. 205 с.
- 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.
- Вечная мерзлота и освоение нефтегазоносных районов / Под ред. Мельникова Е.С. (ч. I, III), Гречищева С.Е. (ч. II, III, IV). М.: ГЕОС, 2002. 402 с.
- Вавилов В.П., Бизон П., Брессан К., Гринцато Э., Иванов А.И., Ковалева О., Маринетти С., Недавний О.И. Активный тепловой контроль влажности пористых материалов // Дефектоскопия. 1991. № 5. С. 80–88.
- Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Широков Р.С., Облогов Г.Е. Эволюция криолитозоны прибрежно-морской области Западного Ямала при изменении климата // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. № 2. С. 56–64.
- Вербицкий В.А., Коломыцев Б.М. Оптимизация времени тепловых измерений. Л.: ВИНТИ, 1987. 7 с.
- Горный В.И., Шилин Б.В. Применение тепловой аэро-съемки для целей инженерно-геологических исследований в районах развития многолетней мерзлоты // Методика инженерно-геологических исследований и картирования области вечной мерзлоты. Якутск, 1978. С. 85–96.
- Горный В.И., Шилин Б.В., Ясинский Г.И. Тепловая аэрокосмическая съемка. М.: Недра, 1993. 128 с.
- Дубровин В.А., Крицук Л.Н. Оценка динамики температурного режима мерзлых пород района Марре-Сале по данным мониторинговым наблюдений // Мат. 4-й конф. геокриологов России. 7–9 июня 2011 г. МГУ. Т. 2. Ч. 5. Региональная и историческая геокриология. Ч. 6. Динамическая геокриология. М.: Университетская книга, 2011. С. 236–243.
- Корниенко С.Г., Разумов С.О. Моделирование контрастов температуры на поверхности неоднородных по льдистости грунтов // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 2. С. 55–61.
- Крицук Л.Н. Подземные льды Западной Сибири. М.: Научный мир, 2010. 352 с.
- Павлов А.В. Теплообмен почвы с атмосферой в северных и умеренных широтах территории СССР. Якутск: Якутское книжное издательство, 1975. 304 с.
- Becker F., Li Z.-L. Towards a local split window method over land surfaces // Int. J. Rem. Sens. 1990. V. 11. № 3. P. 369–393.
- Chajikowski K.P. Impact of AVHRR filter functions on surface temperature estimation from the split window approach // Int. J. Rem. Sens. 1998. V. 19. P. 2007–2012.
- Hachem S., Allard M., Duguay C. Using the MODIS Land Surface Temperature Product for mapping permafrost: An application to Northern Québec and Labrador, Canada // Permafrost and Periglacial Processes. 2009. V. 20. P. 407–416.
- Kahle A.B., Alley R.E. Calculation of thermal inertia from day-night measurement separated by days or weeks // Photogram. Eng. Rem. Sens. 1985. V. 51. № 1. P. 72–75.
- 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 // 2nd Int. Conf. North American Contribution Permafrost. Washington D.C., 1973. P. 542–549.
- Marchenko S., Hachem S., Romanovsky V. Duguay C.R. Permafrost and active layer modelling in the Northern Eurasia using MODIS Land Surface Temperature as an input data // Proc. European Geosciences Union General Assembly. Topfer, Vienna, Austria: Copernicus Publication, 2009. V. 11. EGU2009–11077.
- Pratt A., Ellyett C.D. The thermal inertia approach to mapping of soil moisture and geology // Rem. Sens. Env. 1979. V. 8. P. 151–168.
- 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. V. 14. P. 125–139.

Evaluation Method of the Permafrost Soils Ice Content by Use of the Remote Sensing Data in the Visible and Infrared Range

S. G. Kornienko

Oil and Gas Research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

Assessment of the soils ice content in areas of continuous distribution permafrost can be made based on multitemporal data in visible and infrared wavelength range in the summer. The technique is based on detecting differences in growth rates of seasonal radiative temperature of the ground surface at the sites with varying of the soil ice content. The calculation of the seasonal radiative surface temperature corresponding to the moments of daily inversion was performed taking into account the parameter characterizing the thermal inertia of the near-surface layer of daily fluctuations of temperature on the basis of pairs of daytime and nighttime measurements from the satellite NOAA. On the example of the territory Kharasaveyskoye and Kruzenshternovskoye gas condensate fields Western Yamal are shown that by use of the proposed method differences of the soil ice content is more reliably can be identified within the same type of natural systems. Anomalously low difference in seasonal radiative temperature of the surface, calculated from data taken in August and June, within the marine terraces, presumably, is associated with the ice seams that are lie close to the surface. Separation of areas high ice content of frozen soils and areas of high humidity thawed layer that are equally manifested in the difference of the seasonal radiative surface temperature, it is proposed to hold in view of the parameter characterizing the thermal inertia of the layer diurnal temperature fluctuations.

Keywords: remote sensing; radiative temperature, the temperature the earth's surface, thermal inertia, soil ice content, permafrost