

УДК 504.064.37:528.8

## **Determine of Glacier Characteristics by Remote Sensing Data**

**Vladimir G. Konovalov\* and Victor A. Rudakov**

*Institute of Geography RAS  
29 Staromonetny per., Moscow, 119017, Russia*

Received 30.11.2014, received in revised form 03.01.2015, accepted 16.02.2015

---

*Examples of determination on the spectral albedo of glacier surface were obtained, using ENVI software and remote sensing data from Landsat 7 ETM + and Terra satellites. The paper contains estimates of moraine cover change and data on the surging glaciers within of the Pamir area.*

*Keywords: glaciation, remote sensing, moraine, albedo, surges of glaciers.*

---

## **Определение характеристик ледников по данным дистанционного зондирования (ДЗЗ)**

**В.Г. Коновалов, В.А. Рудаков**

*Институт географии РАН  
Россия, 119017, Москва, Старомонетный пер., 29*

---

*Приведены примеры определения спектрального альbedo поверхности ледников с помощью программных модулей ENVI и данных дистанционного зондирования со спутников ЛАНДСАТ 7 ETM+ и ТЕРРА. По данным ДЗЗ оценена динамика моренного покрова и получены данные о пульсационных подвижках ледников Памира.*

*Ключевые слова: оледенение, дистанционное зондирование, морена, альbedo, пульсирующие ледники.*

---

### **Введение**

В общем случае ледник состоит из многолетнего фирна и льда, полностью или частично свободного от сплошного моренного покрова. В течение года поверхность ледника полностью или частично покрывает сезонный (зимний/летний) снег. Таким образом, отражательная способность ледника в целом или его отдельных частей относительно приходящей коротковолновой солнечной радиации зависит от внутригодового пространственно-временного распределения площадей открытого льда, льда под мореной, фирна и сезонного снега. На это рас-

пределение влияют также многолетняя динамика размеров ледника как функция колебаний климата и ледниковые пульсации («серджи») неклиматического характера. Количественная оценка альbedo поверхности ледника, с одной стороны, необходима для площадных расчетов баланса солнечной радиации, таяния ледника и баланса его массы, с другой – служит косвенным объективным признаком состояния его активности, поскольку альbedo ледника, полностью покрытого сплошной мореной («мертвый» лед) и свободного от морены, существенно различны. В настоящее время сведения об альbedo ледников основаны на ограниченных точечных стационарных или полустационарных измерениях (см., например, [2-4]). Эти данные, как правило, невозможно экстраполировать на весь ледник из-за отсутствия массовой информации о пространственно-временном распределении площади открытого льда, льда под мореной, фирна и сезонного снега. В этой связи проблема использования результатов ДЗЗ для площадного определения альbedo ледников, а также для оценки динамики моренного покрова и мониторинга пульсаций является актуальной и способствует повышению научно-методического уровня гляциогидрологических расчетов и прогнозов. Значимость данной проблемы подтверждается также выводом в работе [1] о том, что результаты дистанционного зондирования (топография, ледниковые фации, альbedo, аккумуляция и т.д.) следует использовать для получения более полной и содержательной картины баланса массы оледенения в различных климатических зонах и в глобальном масштабе.

### Определение спектрального альbedo поверхности ледников

При решении данной задачи используются многозональные снимки ледниковых бассейнов со спутников ЛАНДСАТ 7 (сенсор ЕТМ+), ТЕРРА (сенсор АСТЕР) и программные модули ГИС ENVI. Альbedo  $A_i$  в долях единицы, по спутниковым данным, представляет собой отношение измеренных в одной и той же  $i$ -й зоне спектра значений отраженной радиации от деятельной поверхности  $E_{\uparrow i}$  к радиации, поступающей на верхнюю границу атмосферы  $E_{\downarrow i}$ .

$$A_i = E_{\uparrow i} / E_{\downarrow i} \quad (1)$$

В расчетах, составляющих  $A_i$ , используется методика, изложенная в работе [5]. Приходящая радиация  $E_{\downarrow i}$  в  $i$ -й зоне спектра принимается одинаковой для всего спутникового изображения и определяется по формуле

$$E_{\downarrow i} = \frac{E_{S_i} \cdot \cos \theta_s}{\pi \cdot d^2}, \quad (2)$$

где:  $d$  – расстояние между Землей и Солнцем в астрономических единицах,  $E_{S_i}$  – солнечная постоянная для каждой зоны спектра, в Ватт/( $m^2 \times \text{микрон} \times \text{стерадиан}$ ),  $\theta_s$  – зенитный угол Солнца, в градусах – угол, дополнительный к высоте Солнца.

Отраженная радиация, приходящая от отражательной поверхности к сенсору спутника, рассчитывается в программном модуле Calibration отдельно для каждого  $i$ -го спектрального канала съемки по формуле:

$$L_i = \frac{L_{\max_i} - L_{\min_i}}{Q_{cal \max_i} - Q_{cal \min_i}} (Q_{cal_i} - Q_{cal \min_i}) + L_{\min_i} \quad (3)$$

где  $L_i$  – количество излучения, приходящего к сенсору в Ватт/(м<sup>2</sup>×микрон×стерадиан),  $L_{min}$  – минимальное количество радиации, измеренное сенсором (в Ватт/(м<sup>2</sup>×микрон×стерадиан)),  $L_{max}$  – максимальное количество радиации, зафиксированное сенсором, в Ватт/(м<sup>2</sup>×микрон×стерадиан),  $Q_{min}$  – минимально калиброванное в условной шкале от 1 до 255, значение DN – digital number (равное 1),  $Q_{max}$  – максимально калиброванное значение DN (равное 255),  $Q_{cal}$  – калиброванное значение (DN), соответствующее конкретному пикселю. Все необходимые для расчета значения автоматически извлекаются из информационного файла, имеющегося в каждом спутниковом снимке. В конечном счете при использовании в модуле Calibration опции Reflectance получаем привязанные к географическим координатам значения альbedo в  $i$ -й зоне спектра для каждого пикселя в спутниковом изображении. Далее для сокращения времени обработки спутникового снимка извлекаем значения  $A_i$ , относящиеся к одному или нескольким смежным ледниковым бассейнам, поскольку нас интересует альbedo поверхности ледников. По этим значениям в ГИС ENVI или другой программе обработки пространственных характеристик можно построить схему двумерного распределения альbedo и найти с помощью ГИС-технологий значения  $A_i$  для ледника в целом и его характерных частей (морена, области абляции и аккумуляции). Пример определения спектрального альbedo поверхности в бассейне ледника Южный Иньльчек (Центральный Тянь-Шань) иллюстрирует рис. 1.

Распределение альbedo на рис. 1 хорошо согласуется с одним из вариантов типичного изменения отражательных свойств деятельной поверхности ледника в направлении от его конца, покрытого сплошной мореной, до верховьев, состоящих из чистого льда, фирна и снега. Именно такая смена типов поверхности ледника наблюдается на снимке ледника Южный Иньльчек со спутника ТЕРРА (рис. 2) и других дистанционных изображениях бассейна ледника Иньльчек.

Контур ледника Южный Иньльчек на рис. 1 получен в результате экспертной объектно-ориентированной оцифровки в географических координатах снимка со спутника ЛАНДСАТ 7, границы фаций с различными значениями альbedo проведены с помощью программы SURFER.

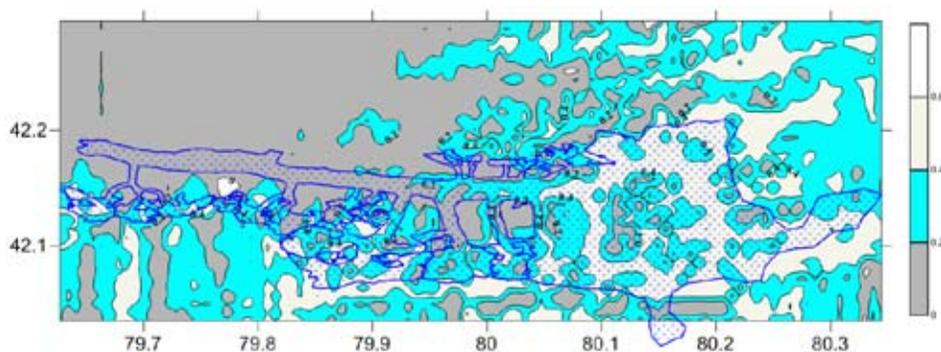


Рис. 1. Распределение спектрального альbedo в бассейне ледника Южный Иньльчек по результатам обработки снимка со спутника ЛАНДСАТ 7 ЕТМ+. По оси абсцисс – долгота в град. в.д., по оси ординат – широта, град. с.ш., с правой стороны – шкала альbedo для выделенных изолиний, линия синего цвета – контур ледника



Рис. 2. Нижняя часть ледника Южный Иньльчек на снимке со спутника ТЕРРА 10.05.2002 г.

Таблица 1 Альbedo основных типов поверхности ледников (%)

Параметр	Тип поверхности							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Пределы	10-14	15-20	21-25	26-33	34-42	43-51	52-67	71-85
Среднее	12	17	23	30	38	47	58	76
$C_v$	0,08	0,10	0,20	0,15	0,10	0,10	0,08	0,05

Примечание.  $C_v$  – коэффициент вариации. I – лед под мореной, II – лед грязный, III – лед загрязненный, IV – лед слабозагрязненный, V – лед чистый, VI – старый снег, слабозагрязненный фирн, VII – чистый фирн, влажный снег, VIII – чистый сухой снег.

#### *Альbedo основных типов поверхности ледника*

С целью перехода от значений альbedo к соответствующим типам поверхности ледника и наоборот получены [6] оценки пределов, средних значений и коэффициента вариации альbedo основных типов поверхности ледника, которые представлены в табл. 1. В результате анализа этих данных установлено следующее:

1. Отражательная способность тающей поверхности ледника вполне однозначно классифицируется по нескольким градациям Ак, возникающим в связи с визуальными характеристиками покрытости пылью и мореной на поверхности снега и льда. Независимая проверка репрезентативности Ак в табл. 1 показала [7] хорошее согласование карт альbedo ледника Джанкуат, построенных по непосредственным измерениям и полученных на основе районирования и средних альbedo для выделенных типов поверхности.

2. Анализ изменений во времени ежедневных средних значений альbedo однородных поверхностей ледника позволяет в качестве вполне удовлетворительного приближения принять  $Ак \sim const$ , по крайней мере для двух-трех декадных интервалов времени.

3. Результаты немногих стационарных или длительных полустационарных измерений альbedo на ледниках Средней Азии, представленные на рис. 3, показывают, что внутригодовой ход средних месячных значений Ак может быть аппроксимирован пологой параболой с минимумом, приходящимся на июль-август.

В табл. 2 приведены обобщающие формулы для практических расчетов альbedo однородной поверхности ледника в течение мая – октября.

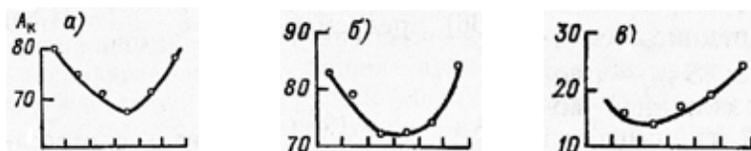


Рис. 3. а – альbedo в фирновой области ледника Центральный Туюксу (Тянь-Шань), б – альbedo в фирновой области ледника Витковского (Памир), в – альbedo поверхности в области абляции ледника Медвежьего (Памир, 1962 г.). Данные [6, 8-9]. По оси абсцисс – месяцы с мая по октябрь. Размерность  $A_k$  – %

Таблица 2. Изменение во времени альbedo  $A_k$  ряда типов поверхности ледника

Тип	$A_k=f(N)$	$R^2$
IV	$A_k=0,0024 N^3-0,047 N^2+0,285 N-0,204$	0,99
VI	$A_k=0,0067 N^2-0,106x+1,046$	0,93
VII	$A_k=0,0021 N^3-0,0427 N^2+0,260 N+0,099$	0,99
VIII	$A_k=0,0007 N^3-0,0085 N^2-0,002 N+0,891$	0,94

Примечание. IV, VI, VII, VIII – типы поверхности из табл. 1; N – номера месяцев с мая по октябрь;  $R^2$  – коэффициент детерминации зависимости  $A_k=f(N)$ .

Таблица 3. Характерные значения альbedo на ледниках Западного Тянь-Шаня

Альbedo %	Поверхность			
	Грязный лед	Загрязненный лед	Чистый лед	Мокрый фирн
Мин	8	18	23	26
Макс	17	22	33	57
Сред	15	19	26	37
СКО	2,5	1,5	3,3	8,6
$C_v$	0,17	0,08	0,13	0,24

\*СКО – среднеквадратичное отклонение,  $C_v$  – коэффициент вариации.

Для оценки качества значений альbedo, полученных для ледника Южный Иньльчек, сравним их с результатами наземной альbedосъемки на нескольких ледниках в Западном Тянь-Шане (табл. 3). Как видно, значения альbedo в табл. 3 вполне согласуются с характеристиками отражательных свойств поверхности ледника Южный Иньльчек по данным ДЗЗ.

#### *Использование альbedo для дистанционного мониторинга оледенения*

Применение изложенной выше методики определения альbedo, с одной стороны, создает дополнительные возможности для дистанционного мониторинга состояния оледенения, с другой – обеспечивает расчет таяния различных типов поверхности ледника как функции поглощенной солнечной радиации. В первом случае используется влияние морены на объем таяния и стока с ледника и в конечном счете на баланс его массы. Установлено [6], что среднее альbedo

площади абляции ледника зависит от относительной доли сплошной морены на этой площади и может быть описано редуccionной функцией вида

$$A_{(1)} = \frac{A_3}{1 + F_m/F_i} \quad (4)$$

при условии

$$1 + F_m/F_i \leq 2 \quad (5)$$

В формулах (4-5)  $A_{(1)}$  – среднее альbedo морены ( $A_{(1)}=0,12$ ),  $A_3$  – среднее альbedo загрязненного льда ( $A_3=0,24$ ),  $F_m$  – площадь сплошной морены,  $F_i$  – площадь открытого льда,  $F_m+F_i$  = площадь области абляции. Когда  $F_m$  достигает равенства с  $F_i$ , альbedo области абляции становится равным 0,12 и процесс заморенивания ледника при соответствующих условиях распространяется в сокращающуюся область аккумуляции до тех пор, пока весь ледник не будет покрыт сплошной мореной. Таким образом, процесс постепенного бронирования ледника мореной, т.е. его эволюции, может быть отслежен путем регулярного измерения альbedo деятельной поверхности на спутниковых изображениях. При этом необходимо, чтобы дистанционное зондирование поверхности ледника, свободной от свежесвыпавшего снега, проводилось в конце периода абляции. Крайние состояния покрытости ледника мореной иллюстрируют рис. 4-5. При положительном балансе массы и наступании ледника происходит рост области аккумуляции и сокращение площади сплошной морены, что приводит к увеличению альbedo области абляции и ледника в целом.

#### Динамика моренного покрова на ледниках Памира

Влияние моренного покрова на таяние ледников весьма велико. Установлено [6], что при толщине сплошной морены от 1 до 7 мм таяние увеличивается от 1,02 до 1,11 раза, а при толщине 10 см оно уменьшается до 0,42 по сравнению с таянием открытой поверхности ледника. Заморенность отдельных ледников изменяется от ее полного отсутствия до почти полного покрытия всей площади ледника. Толщина моренного покрова на ледниках Памира колеблется от миллиметров до нескольких десятков сантиметров. В 1957 году площадь морены на ледни-



Рис. 4. Ледник на Северном Кавказе, полностью покрытый мореной. Снимок с МКС



Рис. 5. Ледники на Восточном Памире, свободные от моренного покрова. Снимок со спутника ТЕРРА 19 августа 2007 г.

ках Памира составляла 320 км<sup>2</sup>, или 4,8 % от общей площади оледенения региона, а спустя ~ 20 лет она увеличилась до 644 км<sup>2</sup>, или 10,7 % [10]. Эти сведения получены путем визуального дешифрирования аэрофотоснимков 1957-1959 гг. и космofотосъемки 1980 г. (масштаб 1:200 000).

В настоящей статье использованы снимки ледников Федченко и Бивачного в конце августа 2007 и 2012 гг. с Международной космической станции. Разрешение на местности 3-5 метров. Снимки трансформированы в проекцию WGS и привязаны к топографической карте 1:50 000, состояние на местности – 1979 г., дата издания – 1986 г. Высотный интервал распространения морены на ледниках Федченко и Бивачном в 2007-2012 гг. был равен соответственно: 3000-5000 и 3400-4800 м над уровнем моря. Установлено увеличение за 1975-2007 гг. общей площади морены на этих ледниках (табл. 4). После 2007 г. площадь морены изменилась только в зонах 3600-3800 и 3800-4000 м. В 2007 г. в зоне 3600-3800 она составила 63 %, а в 2012 г. 81 % от площади зоны. Аналогичные показатели для зоны 3800-4000 – 53,0 % (2007 г.) и 67,1 % в 2012 г. Относительно площади всего ледника Федченко доля морены равнялась 31,6 % в 2007 г., и 34,3 % в 2012 г. Заморененность ледника Бивачного оставалась практически одинаковой за 2007-2012 гг. Принимая тот факт, что толщина моренного покрова на ледниках Федченко и Бивачном в 2007-2012 гг. оставалась постоянной, сток за счет таяния льда под мореной уменьшился только на леднике Федченко.

#### **Вопросы дистанционного мониторинга пульсаций ледников**

Наблюдения за кратковременными и быстрыми подвижками горных ледников являются самостоятельным разделом дистанционного мониторинга эволюции оледенения [11-14]. Ре-

Таблица 4. Моренный покров на ледниках Памира

Ледник	Интервал высоты, км н.у.м.	Площадь морены в км <sup>2</sup> по годам		
		1980 г.	2007 г.	2012 г.
Федченко	3,0 – 5,0	55,9	57,2	62,0
Бивачный	3,4 – 4,8	14,1	18,1	18,2

Таблица 5. Изменение площади от реперного профиля до конца ледника Медвежий

Дата ДЗЗ	Площадь, км <sup>2</sup>	Изменение площади, км <sup>2</sup>	Прирост площади (+) сокращение (-), км <sup>2</sup>
09.09.1973	2,084	1,633	
13.09.1988	0,451	0,000	- 1,633
12.05.1989	0,540	0,089	+ 0,089
08.10.1989	1,279	0,829	+ 0,739
26.06.2001	0,667	0,216	- 0,612
10.08.2002	0,689	0,238	+ 0,022
08.09.2009	0,508	0,057	- 0,181
28.09.2011	1,439	0,988	+ 0,931

Таблица 6. Изменение площади от реперного профиля до конца ледника РГО

Дата ДЗЗ	Площадь, км <sup>2</sup>	Изменение площади, км <sup>2</sup>	Прирост площади (+) сокращение (-), км <sup>2</sup>
16.09.2000	1,342	0	
10.08.2002	1,461	0,119	0,119
30.09.2002	1,600	0,257	0,139
08.08.2003	1,794	0,452	0,195
26.09.2004	1,989	0,647	0,195
22.08.2005	1,989	0,647	0,000
31.07.2006	2,139	0,797	0,150
01.07.2007	2,702	1,360	0,563
09.08.2009	2,667	1,325	-0,035
29.09.2011	2,589	1,247	-0,079

зультаты учащенных определений изменения площади ледников Медвежий и РГО (Русского Географического Общества) на Памире в периоды их пульсаций, по данным крупномасштабной аэрофотосъемки, дистанционного мониторинга со спутников ЛАНДСАТ 7 ЕТМ+, ТЕРРА и фотографирования с борта Международной космической станции (МКС), представлены в табл. 5 и 6. Оцифровка контура концевой части этих ледников была выполнена за ряд лет от заданного заранее реперного профиля, зафиксированного на бортах долины постоянными метками. Такая информация представляет значительную научную и практическую цен-

ность, поскольку внезапные подвижки ледников относятся к категории опасных природных явлений. В настоящее время на Памире сосредоточено значительное количество пульсирующих ледников Центральной Азии [11]. По данным мониторинга этих ледников со спутников среднего и высокого разрешения может быть определено изменение площади, распределение скорости подвижки и баланса массы, отслежены гляциогенные сели [15] и процесс формирования и опорожнения ледниково-подпрудных и моренно-ледниковых озер [14, 16], получены заключения [14] о возможных подвижках ледников неклиматического генезиса. Тематическая обработка фотоснимков с МКС в 2007-2012 гг. позволила идентифицировать стадию пульсации на одном из притоков ледника Федченко и определить скорость движения в средней части ледника Федченко, которая в среднем за 2007-2012 гг. выше впадения ледника Бивачного оказалась равной 135 и 185 м/год ниже впадения другого притока Федченко – ледника Наливкина.

Большой объем различных наземных и дистанционных данных о пульсациях ледников Памира, имеющийся в Институте географии РАН, служит вкладом в проектируемую электронную базу данных [17].

### Заключение

Современное континентальное оледенение Земли состоит из более чем 190 000 отдельных ледников [18]. Регулярный наземный и дистанционный мониторинг динамики их площади и многих других параметров необходим если не для всей генеральной совокупности, то, во всяком случае, для репрезентативных региональных выборок ледников в наиболее крупных речных бассейнах. Рассмотренный в работе метод определения альбедо и его результаты позволяют дополнить список [18] автоматизированного и интерактивного мониторинга основных параметров оледенения по данным ДЗЗ. Особенность предлагаемого метода состоит в том, что граница контура ледника в целом считается известной. Идентификация областей внутри ледника с различным альбедо происходит в результате изолинейной классификации общего массива значений спектрального альбедо в границах контура ледника с помощью метода кригинга в известной программе SURFER.

Многоспектральные изображения высокогорных территорий, получаемые со спутников ЛАНДСАТ 7 ЕТМ+, ТЕРРА и других, в настоящее время служат единственным источником регулярной информации о глобальных и региональных изменениях размеров оледенения. Тематическое дешифрирование этих изображений и обработка результатов с помощью технологий ГИС способны обеспечить приемлемую точность оценок многолетней эволюции оледенения. Для этой цели следует использовать как архивные, так и текущие данные ДЗЗ.

### Список литературы

- [1] IGOS (Integrated Global Observing Strategy) Cryosphere Theme Report: For the Monitoring of our Environment from Space and from Earth (WMO/TD-No. 1405), World Meteorological Organization. Geneva. Switzerland. 2007. 100 p.
- [2] Коновалов В.Г. // Труды САНИГМИ. 1969. Вып. 44(69). С. 102-107.
- [3] Коновалов В.Г. // Труды САНИГМИ. 1972. Вып. 65(80). С. 111-122.
- [4] Коновалов В.Г. Абляция ледников Средней Азии. Л: Гидрометеиздат, 1972. 157 с.

- [5] Chander G., Markham, B.L., Helder, D.L. // Remote sensing of Environment. 2009.113. P. 893-903.
- [6] Коновалов В.Г. Таяние и сток с ледников в бассейнах рек Средней Азии. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 237 с.
- [7] Голубев Г.Н., Дюргеров М.Б. // МГИ. Хроника. Обсуждения. 1973. № 21. С 80-88.
- [8] Макаревич Л.Г., Пальгов Н.Н., Токмагамбетов Г.А., Вилесов Е.Н., Судаков П.А., Головкова Р.Г., Денисова Т.Я., Егорова Н.Д. Оледенение Заилийского Алатау. М: Наука, 1969. 287 с.
- [9] Ледник Федченко / под ред. В.Л. Шульца. Ташент: Изд. АН УзССР, 1962. 192 с.
- [10] Щетинников А.С. Морфология оледенения речных бассейнов Памиро-Алая по состоянию на 1980 год (справочник). Ташкент: Изд. САНИГМИ, 1997.148 с.
- [11] Осипова Г.Б., Цветков Д.Г., Щетинников А.С., Рудак М.С. Каталог пульсирующих ледников Памира. М.: МГИ, 1998. Вып. 85. С. 3-136.
- [12] Десинов Л.В., Коновалов В.Г. // Москва. МГИ. Хроника. Обсуждения. 2007. №103. С. 129-133.
- [13] Коновалов В.Г. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. Сборник научных статей. Москва. ИКИ РАН. 2012. Т. 9. № 1. С. 281-288.
- [14] Котляков В.М., Осипова Г.Б., Цветков Д.Г. // Известия РАН. Сер. Геогр. 2008. № 4. С. 74-83.
- [15] Тукуев О.В. Селевые явления Памира: Катастрофа, закономерности, прогноз. М., 2002. 176 с.
- [16] Коновалов В.Г. // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. Вып. 4. С. 80-89.
- [17] Осипова Г.Б., Хромова Т.Е. // Лёд и снег. 2010. Вып.4 (112). С. 15-24.
- [18] Global Land Ice Measurements from Space. / Editors: Jeffrey S. Kargel, Gregory J. Leonard, Michael P. Bishop, Andreas Kāāb, Bruce H. Raup. Springer Berlin Heidelberg. 2014. 876 p. DOI 10.1007/978-3-540-79818-7.