

Колебания ледяного покрова и давления в морской воде вблизи фронта ледника Туна на Шпицбергене

© 2013 г. С.В. Музылев¹, Ю.Я. Мачерет², Е.Г. Морозов¹, И.И. Лаврентьев², А.В. Марченко³

¹Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва;

²Институт географии РАН, Москва; ³Университетский центр Свальбарда, Лонгиербуен, Норвегия

smuzylev@mail.ru

Статья принята к печати 10 июня 2013 г.

Деформация морского льда, оползень, подвижка ледника, подледниковый сток, приливные и политермические ледники, Шпицберген.

Deformation of sea ice, landslide, tidewater and polythermal glaciers, Svalbard, subglacial runoff, surge.

Приводятся результаты океанологических исследований, выполненных в феврале 2011 г. с поверхности морского льда в Темпель-фьорде вблизи фронта ледника Туна на Шпицбергене. На расстоянии около 300 м от фронта ледника Туна в пробуренную во льду лунку на тросе были опущены два измерителя температуры и давления SBE-39 с дискретностью измерений 1 с. На дно установили измеритель температуры, электропроводности и давления SBE-37 с дискретностью измерений 6 с. Зарегистрированы колебания давления на дне с периодом 90 с и колебания поверхности льда с периодами 10 и 14 с. Сделан вывод, что эти колебания связаны с микроподвижками ледника, а измеренные профили температуры, плотности и солёности указывают на отсутствие или незначительное поступление пресной воды из ледника во фьорд в зимнее время. Оценена также величина упругого модуля для льда.

Введение

Современное оледенение на архипелаге Шпицберген (Свальбард) занимает площадь около 36 600 км² и представлено ледниками разных морфологических типов [17]. Около 60% этой площади занимают приливные ледники, фронты которых оканчиваются в море [10]. Анализ космических снимков ASTER 2000–2006 гг. показал, что в настоящее время на 163 приливных ледниках архипелага общая протяжённость ледяных фронтов составляет 860 км. За последние 30–40 лет на 14 из них ледяные фронты отступили на сушу, а на 11 ранее оканчивающихся на суше ледниках, наоборот, продвинулись в море.

По динамическому состоянию и характеру трещиноватости фронтальной части приливные ледники делятся на четыре группы: очень медленные; медленно движущиеся; быстро движущиеся; пульсирующие ледники, находящиеся в спокойной или активной фазе. Согласно оценкам [10], потеря льда этими ледниками за счёт откола айсбергов происходит на всем архипелаге (за исключением о. Белый) и составляет 5,0–8,4 км³/год (в среднем 6,75 км³/год в в.э.). Их вклад в повышение уровня моря — около 0,03 мм/год — самый большой в Арктике. При таянии айсбергов в летний период образуется значительное количество пресной воды, которая существенно влияет на температуру, плотность и солёность морской воды, её циркуляцию, теплофизические и прочност-

ные свойства морского льда, его распределение и толщину в прибрежных районах и во фьордах, где оканчиваются приливные ледники. Аналогично на состояние морского льда влияет талая вода, стекающая с поверхности этих ледников в море в период таяния.

Дополнительным, но трудно оцениваемым количеством источником поступления пресной воды в море может быть таяние в толще и на ложе приливных ледников. Внутреннее и подлёдное таяние наиболее вероятно у политермических ледников, верхний слой которых состоит из холодного льда, а нижний слой содержит тёплый водосодержащий лёд. На Шпицбергене, как показывают данные радиозондирования [4–6, 8, 9, 12, 21, 22], такие ледники, в том числе оканчивающиеся в море, развиты достаточно широко. В этих ледниках среднее содержание воды в нижнем тёплом слое может составлять от 0,1% весной до 2,4% летом. При этом часть накопленной в данном слое пресной воды может замерзнуть на границе холодного и тёплого льда, а часть — вытекать в море, в том числе в зимний период [2, 23]. В настоящее время на Шпицбергене обнаружено 50 политермических (двухслойных) ледников, большинство из которых оканчиваются в море и относятся к ледникам пульсирующего типа [19].

В 2010 г. Университетским центром Свальбарда при участии российских учёных были начаты исследования влияния ледников на циркуляцию морской воды и теплофизические свойства морского льда во

фьордах Шпицбергена [26]. Одна из задач таких исследований – оценка зимнего подледникового стока по данным измерений температуры, электропроводности (солёности), плотности и давления морской воды вблизи фронтов приливных ледников. В настоящей статье рассматриваются результаты исследований, выполненных в феврале 2011 г. вблизи фронта одного из таких ледников – ледника Туна, который, согласно данным радиозондирования, имеет политермическое (двухслойное) строение [5].

Ледник Туна

Ледник Туна расположен в глубине залива Темпель-фьорд, примерно в 60 км от пос. Лонгиербюен. Его географические координаты – 78°26'55,78" с.ш. и 17°12'56,07" в.д. (рис. 1, а); длина – 35 км, площадь – 203 км². В 1930, 1970 и 2003–

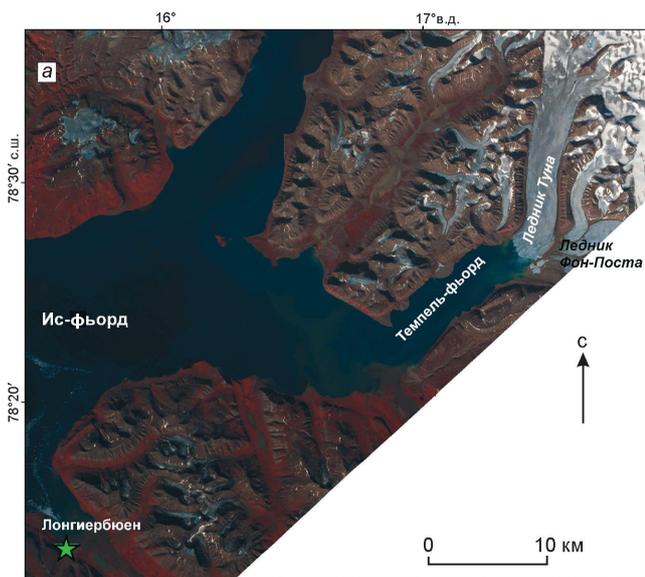


Рис. 1. а – ледники Туна и Фон-Поста в верховьях Темпель-фьорда на снимке ASTER 2006 г.; б – фронт ледника Туна в феврале 2011 г.

Fig. 1. а – Tunabreen and Von Postbreen (Tempelfjorden) as shown on the ASTER picture, 2006; б – the Tunabreen front in February, 2011



Рис. 2. Поверхность морского льда в Темпель-фьорде в феврале 2011 г.:

а – в 8 км от фронта ледника Туна у базы экспедиции на голландской шхуне «Noorderlicht»; б – у временной базы вблизи фронта ледника Туна

Fig. 2. Sea ice surface in Tempelfjorden in February, 2011: а – in 8 km from the Tunabreen front near the base of expedition on the Dutch schooner «Noorderlicht»; б – near the temporary base close to the Tunabreen front

2005 гг. ледник испытывал подвижки [16–18]. В настоящее время он находится в спокойной фазе и сливается с ледником Фон-Поста, образуя расколотый на блоки ледяной фронт, протяжённостью 3260 м и высотой до 37 м (см. рис. 1, б и рис. 2, б).

По данным аэрорадиозондирования [6], ложе обоих ледников, как и всех приливных ледников Шпицбергена, вблизи их фронта лежит ниже уровня моря и лёд у их фронтов не плавает в море, а опирается на дно. Во время более обеспеченной наблюдениями второй подвижки в 1970 г. и весной 1971 г. концевая часть языка ледника Туна двигалась со скоростью около 1 м/день и к августу продвинулась на 150–550 м по сравнению с июлем 1970 г. и примерно на 1,5 км по сравнению с 1966 г. [18]. Этот ледник имеет короткий период

пульсации по сравнению с другими пульсирующими ледниками Шпицбергена [32]. В феврале 2011 г., т.е. через 7–9 лет после последней подвижки 2003–2005 гг., ледник, вероятно, находился уже в спокойной фазе, но мог испытывать микроподвижки, о чём свидетельствуют нагромождения глыб льда перед его фронтом и трещины растяжения на поверхности морского льда (см. рис. 1, б).

Исследования вблизи фронта ледника Туна

Измерения проводились с 16 по 20 февраля 2011 г. Базой экспедиции служила голландская шхуна «Noorderlicht» («Северное сияние»), вмороженная в лёд в 8 км от фронта ледника (см. рис. 2, а), а временной базой – палатка вблизи фронта ледника (см. рис. 2, б). Исследования предусматривали измерения глубины фьорда и толщины морского льда на двух профилях, проходящих вдоль центральной оси фьорда и вдоль фронта ледника Туна, а также температуры, электропроводности (солёности) и давления морской воды на разных глубинах (рис. 3). По данным эхолотных и СТД-измерений с судна, выполненных летом 2010 г., и зимних измерений 2011 г., глубина Темпель-фьорда на расстоянии 8 км от фронта ледника достигает 86 м. Его более крутой западный подводный склон, согласно сейсмоакустическим исследованиям [27], покрыт тонким (около 2 м) слоем ледниково-морских отложений, простирающихся почти на 2 км от фронта ледника. Подобные отложения обнаружены во многих фьордах Шпицбергена [14, 15, 27] и континентальной Норвегии [7]. В Норвегии такие отложения были причиной подводных оползней [31], которые часто сопровождалось цунами [30]. На Шпицбергене подводные оползни наблюдались в Ис-фьорде [16].

На расстоянии приблизительно 300 м от фронта ледника Туна в пробуренную во льду лунку на глубины 9,75 и 16,82 м на тросе были опущены два измерителя температуры и давления SBE-39. На дне (на глубине 46–48 м в зависимости от фазы прилива) был установлен измеритель температуры, электропроводности и давления SBE-37. Толщина льда в этой точке – 94 см, расстояние от точки измерений до ортографически правого и левого берегов фьорда равно соответственно 1230 и 1430 м. Приборы работали в течение нескольких суток и ежесекундно фиксировали данные. Исключение составлял придонный измеритель, у которого период между измерениями составлял 6 с. Точность измерения давления – 2 см с разрешением 0,4 мм, температуры – 0,003 °C с разрешением 0,001 °C, солёности – 0,003 psu (practical salinity unit) с разрешением 0,001 psu.

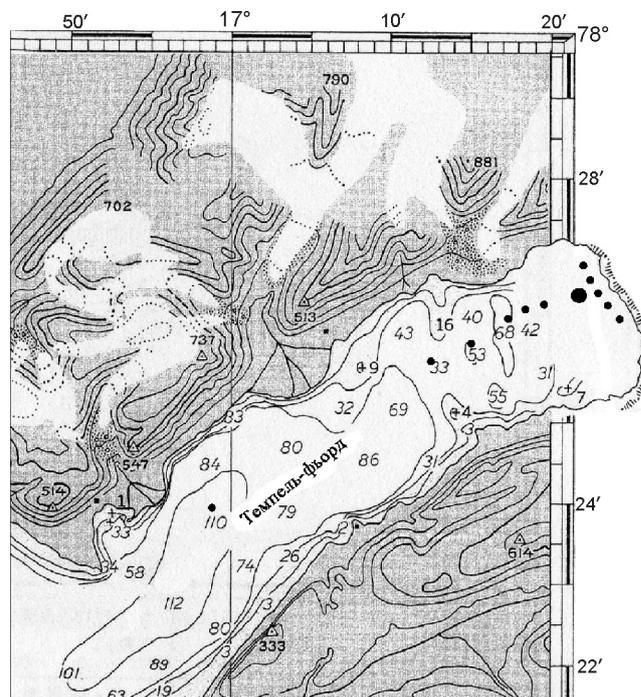


Рис. 3. Океанографические измерения в Темпель-фьорде в феврале 2011 г.

Места разовых измерений глубины воды, толщины морского льда и зондирования по вертикали отмечены точками; место долговременных СТД-измерений отмечено крупной точкой

Fig. 3. Oceanographic measurements in Tempelfjorden in February, 2011.

Points of one-time measurements of the water depth and of the sea ice thickness are shown by dots; the point of long-term CTD-measurements of the sea water is shown by a large dot

17 февраля 2011 г. приблизительно в 7:40 местного времени в момент наступления малой воды были зарегистрированы сильные колебания придонного давления. Им соответствовали колебания ледяного покрова с амплитудой около 30 см и периодом приблизительно 90 с. Падения ледяных блоков с ледника в это время не наблюдались. Такие колебания хорошо выделялись на фоне приливов и отливов (рис. 4). В это же время все датчики зарегистрировали колебания давления воды на трёх разных глубинах (рис. 5). Волновые цуги, зарегистрированные датчиками, находящимися на глубинах 9,75 и 16,82 м, после резкого всплеска придонного давления, имели максимумы на частотах 0,435 с⁻¹ (период 14,3 с) и 0,625 с⁻¹ (период 10,0 с) соответственно.

Второй всплеск давления был зафиксирован 20 февраля в 9:10 местного времени. Он произошел также в момент отлива. В это время в той же самой точке на глубине 1,8 м подо льдом был подвешен только датчик давления SBE-39. Датчик зафиксировал всплеск с периодом 7 с и амплитудой около 1 см.

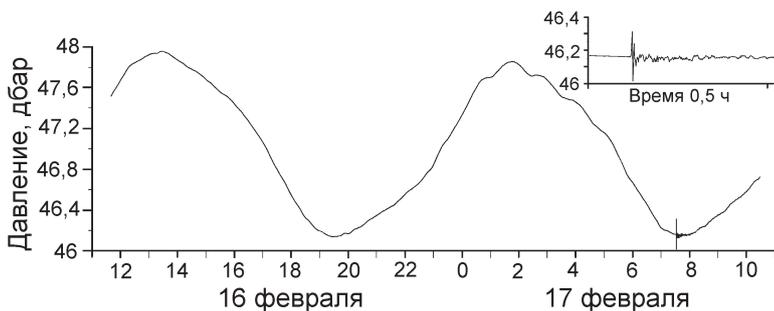


Рис. 4. Изменение придонного давления с 16 по 17 февраля 2011 г.

На врезке показан фрагмент записи, полученной 17 февраля с 7:30 до 8:00 местного времени

Fig. 4. Time series of bottom pressure from February 16 to February 17, 2011.

A fragment of the record obtained on February 17 at 7:30–8:00 local time is shown in the inset

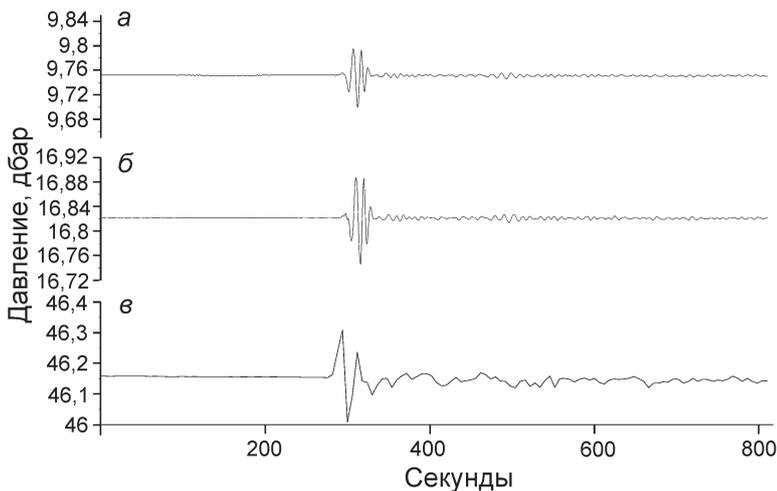


Рис. 5. Записи давления 17 февраля 2011 г. в морской воде:

а – на глубине 9,75 м; *б* – на глубине 16,82 м; *в* – на дне

Fig. 5. Records of pressure gauges on February 17, 2011:

a – on the depth 9.75 m; *b* – on the depth 16.82 m; *v* – at the bottom

Уменьшение амплитуды могло быть вызвано тем, что возмущение ледяного покрова было более слабым. Поскольку датчик висел на меньшей глубине, то амплитуда и частота колебаний датчика на тросе были меньше. Возможно, что зарегистрированные импульсы давления были вызваны двумя микроподвижками фронта ледника Туна, которые произошли с интервалом в нескольких суток и объясняются поршневым эффектом, сопровождавшимся быстрыми перемещениями большого объёма морской воды и колебаниями ледяного покрова.

Данные измерений температуры, солёности и плотности морской воды вблизи фронта ледника Туна приведены на рис. 6. Они свидетельствуют о почти постоянной солёности морской воды и небольших изменениях её температуры на фоне монотонного увеличения плотности воды по всей её толще. Это говорит, что если пресная вода и поступает из-под ледника, то на расстоянии 300 м от него её влиянием можно пренебречь.

Упругие характеристики морского льда. Если предположить, что толщина льда по сравнению с глубиной фьорда мала, то, используя теорию изгибо-гравитационных волн, можно на основе данных о колебаниях давления на трёх горизонтах оценить величину

эффективного упругого модуля при изгибе ледяной пластины [24, 25]. Согласно оригинальному методу расчёта, приведённому в работе [25], упругий модуль для морского льда в естественных условиях оказался несколько меньше 1 ГПа. Полученные оценки упругого модуля хорошо согласуются с эмпирической формулой [29]. Ранее, на основе экспериментов с маленькими образцами, считалось, что средний многолетний упругий модуль для однолетнего льда средней толщины в Баренцевом море в декабре–апреле составляет около 8 ГПа [1].

Обсуждение

Поскольку ледник Туна в момент наших измерений находился в спокойной фазе после пульсации 2003–2005 гг., мы интерпретируем колебания давления в морской воде перед его фронтом (см. рис. 5, 6) как результат микроцунами, вызванного либо небольшой подвижкой фронта ледника в зимнее время, либо подводным оползнем со склонов фьорда. В пользу этих предположений свидетельствуют материалы исследований разных авторов, показывающие связь береговых оползней и оползневых цунами с приливами [3, 13, 20], которые происходят во время наступления малой воды. Так, во фьордах Норвегии

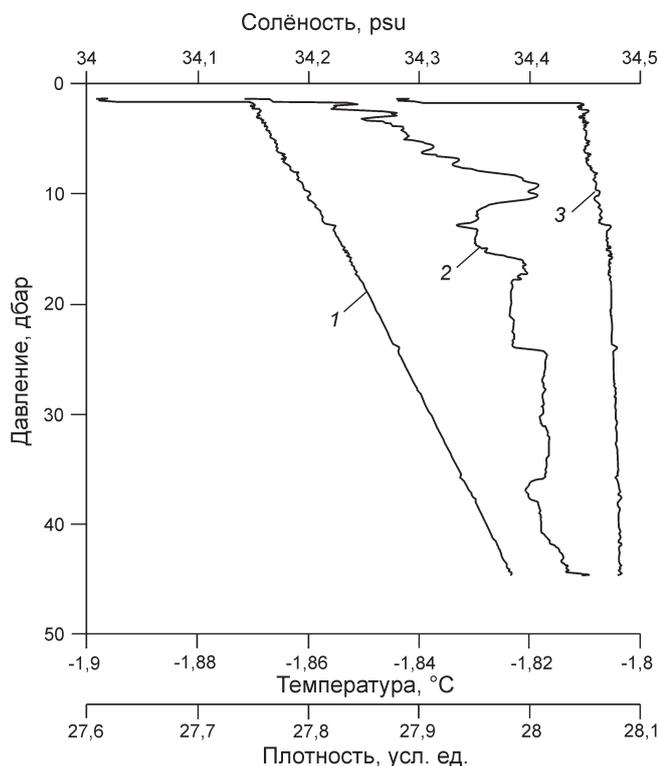


Рис. 6. Профили плотности (1), температуры (2) и солёности (3), измеренные 18 февраля 2011 г. на расстоянии 300 м от фронта ледника Туна (psu – единицы практической солёности)
Fig. 6. Profiles of density (1), temperature (2), and salinity (3) measured on February 18, 2011 at a distance of 300 m from the glacier front of the Tunabreen (psu – practical salinity units)

в период 1888–1952 гг. наблюдалось много случаев подводных оползней, причём все они произошли во время максимального отлива [31]. Растрескавшиеся скальные или ледяные блоки сохраняют устойчивость во время высокого прилива за счёт выталкивающей силы воды и теряют устойчивость в период максимального отлива. Сильнее всего эти эффекты проявляются во время сизигийного прилива, поэтому оползни часто наблюдаются именно в такие периоды. Кроме того, согласно последним данным [28], мелкомасштабные подводные оползни, нередкие в прибрежной зоне Норвегии, обычно развиваются в присутствии служащих плоскостями скольжения тонких слоёв осадочных пород, что и имеет место вблизи фронта ледника Туна.

Вместе с тем в момент отлива сопротивление масс воды уменьшается и внутренние напряжения в леднике легче преодолевают меньшую высоту столба воды, давая возможность произойти микроподвижке ледника. Некоторое представление о возможной величине подвижек дают радарные наблюдения за смещением фронта приливного ледника Круне в августе 2008 г.,

которое происходило толчкообразно на расстояние от 2 до 20 м с интервалом от 0,1 до 0,5 суток [11].

Заключение

По гидрофизическим измерениям вблизи фронта ледника Туна в Темпель-фьорде на Шпицбергене выявлены колебания давления, которые по своим характеристикам, скорее всего, вызваны либо микроподвижками его фронта в зимнее время в период спокойной фазы ледника после подвижки 2003–2005 гг., либо подводными оползнями. Мы не можем определённо утверждать, чем именно – микроподвижками ледника или подводными оползнями – были вызваны зафиксированные колебания давления, но двукратное в течение нескольких суток возникновение оползневых цунами ранее никогда не наблюдалось, поэтому эта причина маловероятна. Заметим также, что через год, в феврале 2012 г., фронт ледника оказался сильно разрушенным [25], чего не наблюдалось в 2011 г. Кроме того, в 2011 г. на поверхности льда около ледника были видны изгибные деформации ледяного покрова, а в 2012 г. поверхность льда была разбита на куски падающими частями ледника. Поэтому более вероятной представляется гипотеза, что в 2011 г. произошли микроподвижки ледника Туна.

Отметим, что использование высокоточных гидрофизических методов при изучении приливных пульсирующих ледников может дать интересные и важные для гляциологии результаты о механизмах быстрых подвижек ледников и способствует выявлению даже небольших объёмов подледникового стока.

Благодарности. Авторы благодарны рецензентам за полезные и конструктивные замечания.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 10-05-00133, 11-05-00448, 11-08-00076, 12-05-00889, 13-05-41095) и Норвежского научного фонда (проект POLRES № 196138).

Литература

1. Гаврило В.П., Ковалев С.М., Недошивин О.А. Расчетные среднегодовые характеристики механических свойств однолетнего льда Баренцева и Карского морей / Под ред. В.П. Гаврило. СПб.: Гидрометеоздат, 1996. 42 с.
2. Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я. Гидротермическое состояние и режим ледников // Оледенение Северной Евразии в недавнем прошлом и ближайшем будущем. М.: Наука, 2007. С. 67–108.
3. Куликов Е.А., Рабинович А.Б., Файн И.В., Борнхольд Б.Д., Томсон Р.Е. Генерация цунами оползнями на тихоокеанском побережье Северной Америки и роль приливов в этом процессе // Океанология. 1999. Т. 38. № 1. С. 361–367.
4. Мачерет Ю.Я. Радиозондирование ледников. М.: Научный мир, 2006. 392 с.

5. Мачерет Ю.Я., Журавлёв А.Б. Толщина, объем и строение ледников // Гляциология Шпицбергена. М.: Наука, 1985. С. 7–35.
6. Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Игнатъева И.Ю., Красс М.С., Константинова Т.Н., Ларина Т.Б., Москалевский М.Ю. Строение, гидротермическое состояние и режим субполярных ледников // Режим и эволюция полярных ледниковых покровов. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. С. 48–115.
7. Aarseth I., Lønne Ø., Giskeødegard O. Submarine slides in glaciomarine sediments in some western Norwegian fjords // Marine Geology. 1989. V. 88. № 1–2. P. 1–21.
8. Bamber J.L. Internal reflecting horizons in Spitsbergen glaciers // Annals of Glaciology. 1987. V. 9. P. 5–10.
9. Bamber J.L. Ice/bed interface and englacial properties of Svalbard ice masses deduced from airborne radio-echo sounding // Journ. of Glaciology. 1989. V. 35. № 119. P. 30–37.
10. Błaszczyk M., Jania J.A., Hagen J.O. Tidewater glaciers of Svalbard: Recent changes and estimates of calving fluxes // Polish Polar Research. 2009. V. 30. № 2. P. 85–142.
11. Chapuis A., Rolstad C., Norland R. Interpretation of amplitude data from a ground-based radar in combination with terrestrial photogrammetry and visual observations for calving monitoring of Kronebreen, Svalbard // Annals of Glaciology. 2010. V. 51. № 55. P. 34–40.
12. Dowdeswell J.A., Drewry D.J., Liestøl O., Orheim O. Airborne radio echo sounding of sub-polar glaciers in Spitsbergen // Norsk Polarinstituttets Skrifter. 1984. V. 182. 42 p.
13. Fine I.V., Rabinovich A.B., Bornhold B.D., Thomson R.E., Kulikov E.A. The Grand Banks landslide-generated tsunami of November 18, 1929: preliminary analysis and numerical modeling // Marine Geology. 2005. V. 215. № 1–2. P. 45–57.
14. Forwick M., Vorren T.O. Stratigraphy and deglaciation of the Isfjorden area, Spitsbergen // Norwegian Journ. of Geology. 2010. V. 90. P. 163–179.
15. Forwick M., Vorren T.O. Mass wasting in Isfjorden, Spitsbergen // Submarine mass movements and their consequences. Advances in Natural and Technological Hazards Research. 2011. V. 31. P. 711–722.
16. Forwick M., Vorren T.O., Baeten N.J., Vogt C., Noormets R. Dynamics of the Lomonosovfonna ice cap, central Spitsbergen, since the last glacial // 41 Intern. Arctic Workshop. GEOTOP and Centre d'études nordiques. Montréal, 2011. P. 103–104.
17. Hagen J.O., Liestøl O., Roland E., Jørgensen T. Glacier Atlas of Svalbard and Jan Mayen // Norsk Polarinstituttets Meddelelser. 1993. № 129. 160 p.
18. Hodgkins R., Dowdeswell J.A. Tectonic processes in Svalbard tide-water glacier surges: evidence from structural glaciology // Journ. of Glaciology. 1994. V. 40. № 136. P. 553–560.
19. Jiskoot H., Murray T., Boyle P. Controls on the distribution of surge-type glaciers in Svalbard // Journ. of Glaciology. 2000. V. 46. № 154. P. 412–422.
20. Kulikov E.A., Rabinovich A.B., Thomson R.E., Bornhold B.D. The landslide tsunami of November 3, 1994, Skagway Harbor, Alaska // Journ. of Geophys. Research. 1996. V. 101. № C3. P. 6609–6615.
21. Macheret Yu.Ya. Two-layered glaciers in Svalbard // Arctic Research: Advances and prospects. Proc. of the conference of Arctic and Nordic countries on coordination of research in the Arctic. Leningrad. December 1988. V. 2. Moscow, Nauka. P. 58–60.
22. Macheret Yu.Ya., Zhuravlev A.B. Radio-echo sounding of Svalbard glaciers // Journ. of Glaciology. 1982. V. 28. № 99. P. 295–314.
23. Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F. Estimation of absolute water content in Spitsbergen glaciers from radar sounding data // Polar Research. 2000. V. 19. № 2. P. 205–216.
24. Marchenko A.V., Morozov E.G., Muzylev S.V. A tsunami wave recorded near a glacier front // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2012. V. 12. P. 415–419.
25. Marchenko A., Morozov E., Muzylev S. Measurements of sea-ice flexural stiffness by pressure characteristics of flexural-gravity waves // Annals of Glaciology. 2013. V. 54 (64). P. 51–60.
26. Marchenko A., Shestov A., Karulin E., Morozov E., Karulina M., Bogorodsky P., Muzylev S., Onishchenko D., Makshitas A. Field studies of sea water and ice properties in Svalbard fiords // Proc. of the 21 Intern. conference on port and ocean engineering under Arctic conditions. 2011. Montreal, Canada. POAC11-148. 13 p.
27. Plassen L., Vorren T.O., Forwick M. Integrated acoustic and coring investigation of glacial deposits in Spitsbergen fjords // Polar Research. 2004. V. 23. № 1. P. 89–110.
28. Vanneste M., L'Heureux J.-S., Baeten N., Brendryen J., Vardy M.E., Steiner A., Forsberg C.F., Kvalstad T.J., Laberg J.S., Chand S., Longva O., Rise L., Haflidason H., Hjelstuen B.O., Forwick M., Morgan E., Lecomte I., Kopf A., Vorren T.O., Reichel T. Shallow landslides and their dynamics in coastal and deepwater environments, Norway // Submarine mass movements and their consequences. Advances in Natural and Technological Hazards Research. 2012. V. 31. P. 29–41.
29. Vaudrey K.D. Ice engineering: study of related properties of floating sea-ice sheets and summary of elastic and viscoelastic analyses. Technical report. 1977. Civil Engineering Laboratory. Naval Construction Battalion Center. Port Hueneme. USA. 81 p.
30. www.ngu.no/EMODNET/Submarine_Slides_CM.html. Submarine slides of the European continental margin.
31. www.ngu.no/EMODNET/Submarine_Slides_F.html. Submarine slides in Norwegian fjords.
32. www.svalbardglaciers.org/surging_glaciers_other_glaciers.html. Other surging glaciers. Some recent Svalbard surges.

Summary

Results of oceanographic measurements carried out in February, 2011, from the sea ice surface in the Tempelfjorden near the Tunabreen front in Svalbard are presented. Two temperature and pressure recorders SBE-39 were deployed on a wire from the ice approximately 300 m from the glacier front. The sampling time interval was 1 s. A pressure recorder SBE-37 was located under them on the bottom with a sampling interval of 6 s. Pressure oscillations on the bottom with a period of 90 s and ice cover oscillations with periods of 10 s and 14 s were recorded. The conclusion is made that the recorded oscillations of pressure in the sea water are related to the glacier microsuges, and the observed profiles of temperature, density, and salinity show the absence or insignificant inflow of fresh water from the glacier in the fjord during the winter season. The measurements allowed us to estimate the Young's modulus of the ice.