

Рис. 1

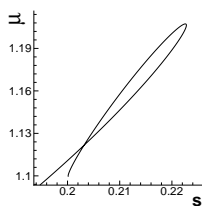


Рис. 2

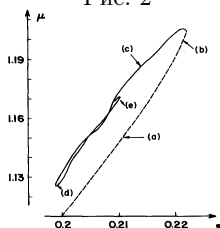


Рис. 3

## Распространение волн под ледяным покровом: результаты натурных измерений, физические механизмы диссипации энергии и моделирование

**А. В. Марченко**

*Университетский центр на Свальбарде, Норвегия  
Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова,  
Россия*

При распространении волн из свободных ото льда областей океана в области, находящиеся под ледяным покровом, происходит изменение спектра волн и затухание их амплитуды. Воздействие волн на сплошной лед может привести к его разделению на небольшие льдины на достаточно обширной площади в течение нескольких часов. По сравнению со сплошным льдом битый лед

менее устойчив к термическому воздействию и более подвижен. Эти эффекты вызывают интерес в связи с уменьшением площади льда в Арктике и прилегающих морях, освоением арктического шельфа и развитием навигации в высоких широтах.

Регистрация волн проводилась в нескольких экспедициях в Баренцево море с 2004 года по настоящее время. Измерения проводились с помощью акустического измерителя скоростей частиц воды (ADV SonTek, 5 MHz), закрепленного на дрейфующем льду, на глубине порядка 1 м подо льдом. В экспериментах использовалась частота измерений от 1 до 10 Гц. Дополнительные измерения проводились двумя датчиками давления воды (SBE-39), подвешенными на тросе на различной глубине, и с помощью закрепленных на льду акселерометров, измеряющих углы отклонения их осей от вектора магнитной индукции Земли, угловые скорости и линейные ускорения в собственной системе координат. Частота измерений давления — 1 Гц, частота измерений акселерометров — 5 Гц. Измерения, проведенные тремя методами, показывают аналогичные спектральные характеристики измеряемых величин.

По результатам натурных измерениям восстанавливается амплитуда, частота и длина волн в точке измерений. Высокочастотные измерения скоростей воды в подледном слое дают возможность расчета напряжений Рейнольдса и коэффициента вихревой вязкости в подледном слое. Характерные периоды волн, наблюдавшихся в Баренцевом море под ледяным покровом, находились в интервале 10–12 секунд соответствующим волнам зыби. Максимальные амплитуды волн не превышали 30 см и, как правило, были меньше 10 см. Коэффициенты вихревой вязкости изменялись в широких пределах. При этом их максимальные значения превышали  $100 \text{ см}^2/\text{с}$ . Корреляция между амплитудой волн и вихревой вязкостью не замечена. Установлено, что вихревая вязкость и кинетическая энергия флуктуаций средних течений в подледном слое пропорциональны средней скорости дрейфа льда относительно воды. Высокие значения вихревой вязкости были получены для районов интенсивного дрейфа льда в Баренцевом море, возникающего вследствие воздействия ветра и приливов.

Влияние упругости льда на волны периодом 10–12 секунд мало, когда толщина льда менее 1 м (в Баренцевом море толщина дрейфующего льда обычно не превышает 60 см). Поэтому основное влияние на изменение спектра и амплитуд волн оказывает процесс диссипации энергии в пограничном слое воды около льда.

Простейшая модель состоит в использовании решения Стокса, описывающего пограничный слой около осциллирующей пластины. В случае волн решение вне пограничного слоя описывается известным решением, описывающим линейную гравитационную волну, а решение внутри пограничного слоя зависит от коэффициента вихревой вязкости и движения льда относительно воды. Использование этой модели объясняет затухание высокочастотных волн и смещение спектрального максимума в область низкочастотных волн с периодом порядка 10 секунд и более.

При распространении волн в более толстых льдах влияние вязкости льда на затухание волн может оказаться существенным. Для оценок использованы результаты экспериментов по циклическому нагружению образцов льда, показывающие, что энергия диссипации не превышает 5 процентов упругой энергии льда при напряжениях сжатия-растяжения меньших 0.5 МПа. Эта оценка обычно выполняется для напряжений, вызванных изгибом льда, не приводящим к его разрушению.

## Литература

1. Collins, C.O., Rogers, W.A., Marchenko, A., Babanin, A.V., 2015. In situ measurements of an energetic waves event in the Arctic marginal ice zone. *Geoph. Res. Letters*, 42, 6, 1863–1870.
2. Marchenko, A.V., Gorbatsky, V.V., Turnbull, I.D., 2015. Characteristics of under-ice ocean currents measured during wave propagation events in the Barents Sea. POAC15-00171, Trondheim, Norway, 11 pp.
3. Marchenko, A.V., Morozov, E.G., 2016. Surface manifestation of the waves in the ocean covered with the ice. *Russian Journal of Earth Sciences*, Vol. 16, ES1001, doi:10.2205/2016ES000561.
4. Marchenko, A., 2016. Damping of surface waves propagating below solid ice. *Proceedings of the Twenty-sixth International Ocean and Polar Engineering Conference ISOPE*, Rhodes, Greece, 16TPC-0680, 8pp.
5. Marchenko, A., Rabault, J., Sutherland, G., Collins III, C.O., Wadhams, P., Chumakov, M., 2017. Field observations and preliminary investigations of a wave event in solid drift ice in the Barents Sea. POAC17-087, 13pp.
6. Marchenko, A., Cole, D., 2017. Three Physical Mechanisms of Wave Energy Dissipation in Solid Ice. POAC17-086, 9pp.