

# ВЛИЯНИЕ ЛЕДОВОГО ПОКРОВА НА ФОРМИРОВАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ В ТРАНЗИТНЫХ ЗОНАХ АРКТИКИ В ЗИМНИЙ ПЕРИОД

Чеверда В.А.<sup>1,2</sup>, Лисица В.В.<sup>2</sup>, Хайдуков В.Г.<sup>2</sup>, Решетова Г.В.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Руководитель проекта

<sup>2</sup> Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН (ИНГГ СО РАН, Новосибирск, Россия)

<sup>3</sup> Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН (ИВМиМГ СО РАН, Новосибирск, Россия)

[cheverdava@ipgg.sbras.ru](mailto:cheverdava@ipgg.sbras.ru)

**Аннотация.** Сейсмические наблюдения в транзитных зонах Арктики в летний период весьма затруднительны ввиду широкого распространения мелководных акваторий, таких как заливы, озёра, реки и их эстуарии и др. Логистика и проведение работ гораздо удобнее и значительно дешевле выполнять зимой. Однако как показывает опыт, зимой появляется новый усложняющий фактор – интенсивная помеха, возникающая при использовании сейсмических источников, расположенных на льду, покрывающем мелководье. Этот эффект известен давно и связывается с возникновением изгибных волн, которые образуют наиболее интенсивные когерентные помехи. В то же время известно, что эти волны обладают чрезвычайно низкой скоростью и должны бы были легко подавляться стандартными процедурами пространственно-временной фильтрации. К сожалению, вплоть до настоящего времени попытки использовать такую фильтрацию на практике не привели к успеху.

Для понимания природы наблюдаемой помехи была выполнена представительная серия численных экспериментов по моделированию сейсмических волновых полей для реалистичных моделей строения верхней части транзитной зоны. На основе полученных результатов установлено, что помеха формируется за счёт многократной конверсии изгибных волн в объёмные на неоднородностях нижней кромки ледового покрова.

Ключевые слова: *ледовый покров, изгибные волны, симметричная и асимметричная мода, конечно-разностное моделирование, нижняя кромка льда, конверсия волн.*

---

## Введение.

Повсеместное распространение мелководных акваторий в районах Крайнего Севера Российской Федерации делает весьма затруднительным проведение сейсмических исследований в летний период. Действительно, на Рис.1а приведён типичный общий вид одного из участков района проведения полевых работ в летний период, а на Рис.1б – в зимний период. Как можно видеть, организация и проведение полевых работ в зимний период гораздо удобнее и дешевле, чем летом, благодаря устанавливающемуся развитому ледовому покрову. Столь очевидные преимущества вызвали многочисленные исследования по изучению возможности проведения сейсмических наблюдений с использованием установившегося ледового покрова [1]. Однако как показывают результаты полевых наблюдений, качество сейсмических данных, полученных в зимний период, чрезвычайно неоднородно и существенно меняется при перемещении источника вдоль профиля. На Рис.2 приведены две полевые сейсмограммы, полученные с использованием импульсных источников Геотон ([www.geoton.ru](http://www.geoton.ru)), установленных на твёрдой поверхности (зона вечной мерзлоты) и на ледовом покрове. Как видно, при

расположении источников на льду возникающее поле помех практически полностью перекрывает полезные отражения до тех пор, пока приёмники не оказываются на твёрдой поверхности (примерно 1000 м влево от источника).

Вплоть до настоящего времени для объяснения возникновения такой интенсивной помехи используются качественные, интуитивные представления о структуре волнового поля. Основная роль при этом приписывается изгибным волнам, порождённым воздействием импульсного источника, а также многократным волнам, возникающим на мелководье на границах лёд – вода – донные осадки. Именно стремление понять причины, порождающие эти помехи, и побудило нас к проведению представительной серии численных экспериментов. Для этого было привлечено разработанное нами ранее программное обеспечение для численного моделирования сейсмических волн в разномасштабных трёхмерно неоднородных средах, опирающееся на использование конечно-разностных методов с локальным пространственно-временным измельчением сеток [2, 3].

### Изгибные волны

Как уже было отмечено, высокий уровень помех в сейсмических данных для систем наблюдения, расположенных на льду отмечается довольно большим количеством исследователей [4]. Большинство из них сходится во мнении, что, скорее всего это связано с так называемыми изгибными волнами [5], которые могут быть представлены как суперпозиция внутренних P-SV многократных отражений внутри слоя льда. Впервые их анализ для тонкой упругой пластины, расположенной на поверхности жидкости, был выполнен Лэмбом в 1917 году [6]. Эти волны возбуждаются поверхностным источником типа вертикальной силы и чрезвычайно интенсивны – как правило, они имеют самую большую амплитуду и обладают двумя основными наборами мод:

- В одном из них движение **симметрично** относительно середины пластины;
- В другом семействе движение **асимметрично** относительно середины пластины.

При этом единственными модами, которые существуют для всех временных частот и, следовательно, порождаются любыми источниками, являются нулевые моды. Как правило, именно они и называются объёмными (симметричные моды) и изгибными (асимметричные моды) волнами. Как уже было отмечено, эти моды существуют для любых частот и, следовательно, всегда присутствуют в волновом поле, распространяющемся в тонкой упругой пластине. Более того, они несут наибольшую долю энергии, излучённой источником.

Симметричная мода практически не испытывает дисперсии и имеет скорость распространения очень близкую к скорости продольных волн для льда, а её горизонтальная компонента заметно превосходит вертикальную. Напротив, асимметричная (изгибная) мода обладает чрезвычайно высокой дисперсией. Как показано в [5, 7], фазовая скорость этой волны  $V_{as}$  удовлетворяет следующему нелинейному алгебраическому уравнению:

$$V_{as} = \frac{\frac{1}{3} \pi^2 \gamma^2 V_P^2 + \frac{\rho_w}{\rho_i} \frac{g \lambda}{4 \pi^2 \gamma}}{1 + \frac{\rho_w}{2 \pi \gamma \rho_i} \sqrt{1 - \frac{V_{as}^2}{V_w^2}}},$$

в котором  $\gamma$  есть отношение толщины льда  $H$  к длине волны  $\lambda$  и связано с частотой  $f$  соотношением  $\gamma = \frac{Hf}{V_{as}}$ ,  $V_p$  есть скорость распространения продольной волны для льда,  $V_w$  - скорость распространения звука в воде,  $g$  ускорение свободного падения, а  $\rho_w, \rho_i$  - плотности воды и льда соответственно. Как видно из полученного соотношения эта мода действительно очень дисперсивная. В частности, при низких частотах фазовая скорость мала и приближается к значению гравитационных волн в глубокой воде:  $V_{as} = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}}$ .

### **Тестовая задача: упругая пластина на воде.**

Для обоснования сложившегося убеждения о том, что возникновение интенсивных помех обусловлено изгибными волнами и была спланирована и выполнена серия численного моделирования. Однако, прежде всего, необходимо убедиться, что имеющееся в нашем распоряжении программное обеспечение правильно моделирует изгибные волны. Для этого была выбрана простейшая модель – однородная упругая пластина на однородном слое воды, лежащем на однородном упругом полупространстве (Рис.3а). Результаты численного моделирования представлены на Рис. 3б и Рис.3в. Как и должно, они содержат соответственно симметричную и асимметричную моды, поляризация и скорости распространения которых совпадают с предсказанными теорией. При этом даже на глаз виден дисперсионный характер асимметричной моды. Кроме того, приведённые значения амплитуд показывают, что асимметричная мода заметно (примерно в два раза) интенсивнее симметричной. На основании полученных результатов можно утверждать, что имеющееся программное обеспечение правильно моделирует изгибные волны, распространяющиеся в тонкой упругой пластине, лежащей на слое жидкости. В то же время, вертикальная компонента синтетической сейсмограммы существенно отличается от реального волнового поля, что говорит о необходимости усложнения используемой модели.

### **Горизонтально неоднородная модель с реалистичной батиметрией и границей лёд – вода.**

Реалистичная модель, содержащая все основные составляющие реальной среды, такие как твёрдая суша с вечной мерзлотой и без неё (зона растепления под водоёмом), лёд и вода с довольно сложно устроенной батиметрией, представлена на Рис.4. Вертикальная компонента синтетической сейсмограммы приведена на Рис.5. На ней отчётливо прослеживаются все типы возникающих при этом сейсмических волн, а именно:

- 1) Симметричная мода с преимущественно горизонтальной ориентацией и скоростью распространения 3030 м/сек, что весьма близко к скорости продольной волны для льда;
- 2) Поверхностная волна Рэлея;
- 3) Изгибная волна;
- 4) Отражение от глубинных слоёв.

Как можно видеть, все волны имеют корректное положение в области  $(x,t)$  и ведут себя в полном соответствии с теорией – только изгибная волна обладает дисперсией. В то же время, как и ранее, получаемое поле весьма далеко от наблюдаемого на практике.

### **Шероховатость нижней кромки льда.**

В 1960-х годах Геологическая служба США выполнила серию зимних наблюдений нижней кромки льда в бассейне реки Святого Креста (St. Croix River) в штате Висконсин, результаты которых приведены в работе [8, 9]. Измерения показали, что типичный масштаб неоднородностей границы лёд/вода составляет 0.5 м x 0.5 м x 0.05 м. По своей гидрологии эта область близка к полуострову Ямал, но последний находится гораздо севернее и, следовательно, имеет более суровые зимы и, значит, ледовый покров гораздо толще. Поэтому мы решили увеличить размер этих неоднородностей до 2 м x 2 м x 0.1 м и взяли их случайно распределёнными на нижней кромке льда. В увеличенном масштабе они показаны на Рис.6.

Для этой модели были рассчитаны синтетические сейсмограммы, одна из которых приведена на Рис. 7 (вертикальная компонента). Как видно, этот результат уже весьма близок к реальным наблюдениям – здесь наблюдается интенсивная дисперсионная составляющая, которая перекрывает отражения от глубинных слоёв. В то же время, для приёмников, расположенных вне ледового покрова, этот шум исчезает. Таким образом, можно утверждать, что интенсивная помеха, регистрируемая при расположении сейсмического источника на льду, вызывается наличием случайных возмущений нижней кромки льда. К настоящему времени мы ещё не понимаем все особенности данного процесса, но можем предложить его следующее схематическое описание.

Прежде всего, напомним, что мы рассматриваем волновые поля, создаваемые источником типа вертикальной силы, помещённым на лёд. Такой источник возбуждает интенсивную изгибную волну<sup>1</sup>. Эти волны очень медленные и сами по себе не представляют серьёзных затруднений, так как могут быть легко отфильтрованы стандартными процедурами. Однако в процессе своего распространения вдоль льда, они взаимодействуют с неоднородностями нижней кромки и конвертируются на них в быструю симметричную моду. Так как изгибные волны чрезвычайно интенсивны, то и симметричная мода, возбуждаемая ими, также весьма интенсивна. Она обладает высокой скоростью и в процессе своего распространения вновь и вновь взаимодействует с неоднородностями нижней кромки, на которых вновь и вновь конвертируется в симметричную и асимметричную моды изгибной волны. Именно такое многократное конвертирование и создаёт наблюдаемую помеху, высокий уровень которой связан с интенсивностью изначально возбуждаемой изгибной волны. Кроме того, так как этот шум фактически создаётся набором точечных источников на границе лёд-вода, он обладает чрезвычайно широким пространственным спектром, что делает весьма затруднительным его фильтрацию стандартными процедурами.

Наши предварительные исследования показали, что одним из возможных способов подавления такого шума может быть наличие пропила во льду, отделяющего источники и приёмники. На Рис. 8а, б приведены моментальные снимки вертикальной компоненты смещения на поверхности льда. Как видно, помеха существенно ослабляется при переходе через пропил во льду. Ещё более отчётливо ослабление шумов прослеживается при сравнении двух сейсмограмм, приведённых на Рис.9. Одна из них (а) подсчитана для цельного льда, в то время как другая (б) построена для линии приёмников, отделённых от источника пропилом шириной 0.5 м. Отметим, что благодаря ослаблению помех заметно повышается уровень полезных отражений.

## Заключение

---

<sup>1</sup> Изгибная волна тем сильнее, чем тоньше лёд. В анализируемой ситуации лёд имеет толщину примерно один метр (см. Рис. 6). Следовательно, естественно ожидать весьма интенсивную изгибную волну.

На основании анализа результатов представительной серии численных экспериментов для реалистичной трёхмерной модели мелководных акваторий, учитывающих форму ледового покрова, батиметрию, зоны вечной мерзлоты и растепления был выявлен следующий механизм возникновения интенсивного поля помех при установке источников на льду:

- источник типа вертикальной силы генерирует медленную интенсивную асимметричную моду изгибных волн, которая взаимодействует с неоднородностями нижней кромки льда, и конвертируется в быструю симметричную моду;
- быстрая мода распространяется вдоль ледового покрова и многократно конвертируется на шероховатостях нижней кромки в медленную асимметричную моду с сильной дисперсией.

Амплитуда исходной изгибной волны чрезвычайно высока, поэтому порождаемые ею изгибные волны также весьма интенсивны и могут перекрывать полезные отражения во время своего распространения вдоль профиля. Так как они порождены случайно распределёнными вдоль всего профиля неоднородностями, их пространственно-временной спектр очень широк, что заметно снижает эффективность применения стандартных фильтрационных процедур.

Одним из наиболее надёжных подходов к подавлению такой помехи нам представляется модификация системы наблюдений путём пропилов между источниками и линиями приёмников, впервые предложенная в работе [10]. Действительно, результаты трёхмерного численного моделирования показали, что наличие полуметровой щели во льду заметно снижает уровень помех. В дальнейшем мы планируем изучить влияние геометрии пропилов, на качество подавления помехи.

так как время их распространения они

### **Благодарности**

Настоящее исследование проведено в рамках выполнения Проекта «Разработка научных основ технологий сбора и обработки сейсмических данных в условиях развитого ледового покрова в транзитной зоне и на шельфе Северного Ледовитого Океана» Программы фундаментальных исследований Президиума РАН «Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны Российской Федерации» на 2014 год.

### **Список литературы**

1. A.Bailey. *Petroleum News*, 2007, **12**(5), 7 – 8.
2. В.И.Костин, В.В.Лисица, Г.В.Решетовы, В.А.Чеверда. *Вычислительные методы и программирование*, 2011, **12**, 321 – 329.
3. D.Vishnevsky, V.Lisitsa, G.Reshetova, V.Tcheverda V. *Geophysics*, 2014, **79**(4), T213 – T232.
4. C.Strobbia, A.Glushchenko, A.Laake, P.Vermeer, S.Papworth, Y.Ji. *First Break*, 2009, **27**, 69 – 76.
5. F.Press, M.Ewing, A.P.Crary, S.Katz, J.Oliver. *Geophysical Research Papers*, 1950, **6**, 3 - 45.
6. H.Lamb. *Proc. Roy. Soc. London, ser A*, 1917, **93**, 114 – 128.
7. Л.М.Бреховских. Волны в слоистых средах. Москва, Наука, 1973, 343 с.
8. K.L.Carey. Observed configuration and computed roughness of the underside of river ice, St. Croix River, Wisconsin. U.S.Geological Survey Research, Prof. Paper 550-B, Washington, 1966, p. 192 – 198.

9. K.L.Carey. The underside of river ice, St. Croix River, Wisconsin. U.S.Geological Survey Research, Prof. Paper 575-C, Washington, 1966, p. 195 – 199.
10. D.C.Henley. Attenuating the ice flexural wave on arctic seismic data. Crewes Research Report, 2004, **13**, 29 – 45.

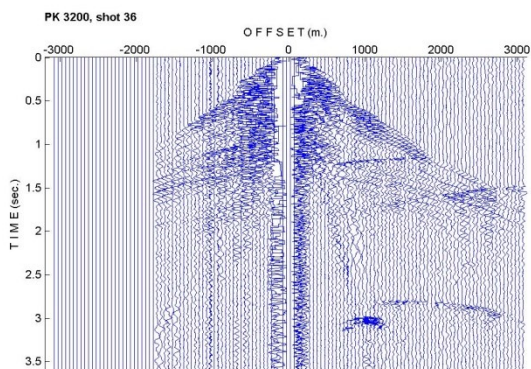


а)

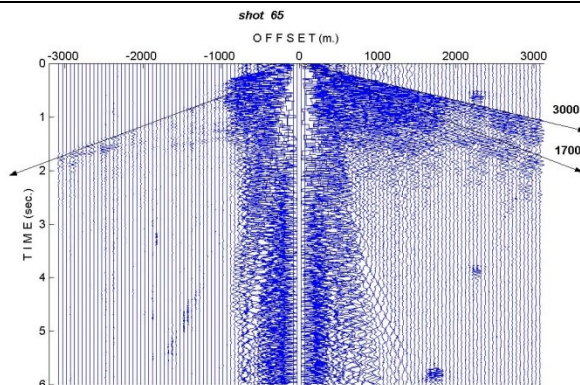


б)

Рисунок 1. Область проведения полевых наблюдений в летний период (а). Та же область зимой (б).

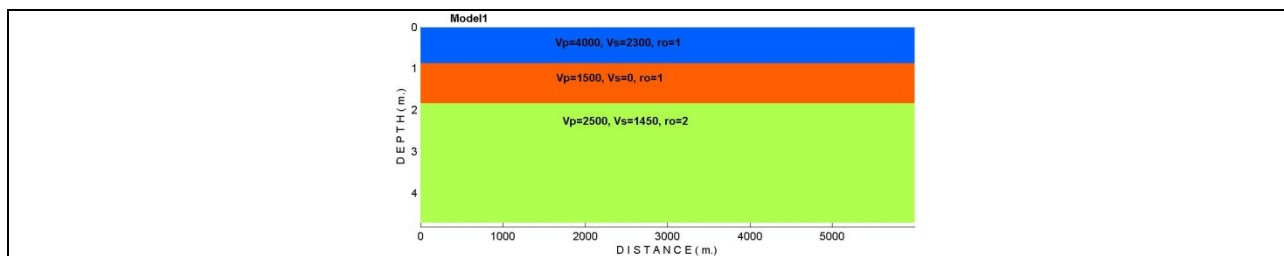


а)

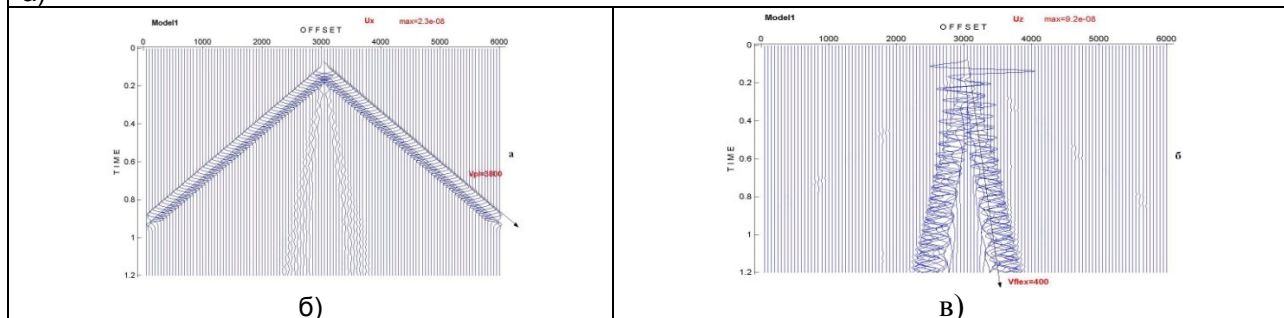


б)

Рисунок 2. Полевые сейсмограммы: а) Источник на суше (зона вечной мерзлоты) б) Источник на льду. Граница лёд/суша соответствует расстоянию примерно 1000 м влево от источника.



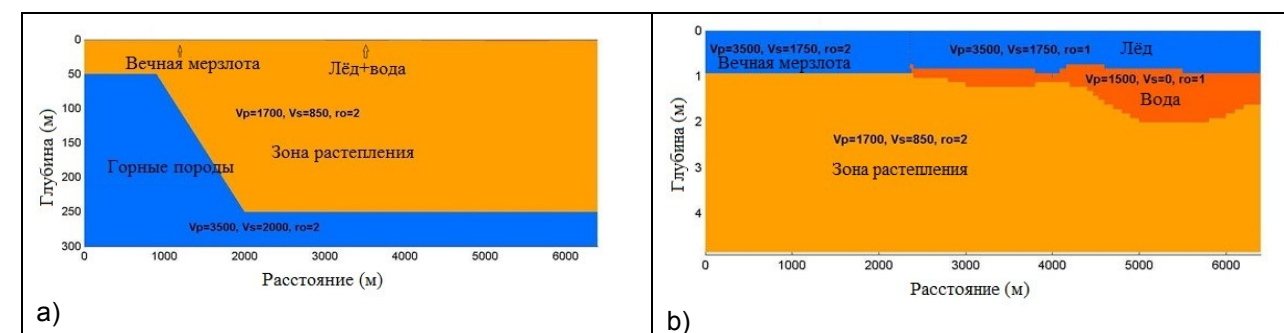
a)



б)

в)

Рисунок 3. а) Трёхслойная модель. б) Горизонтальная компонента волнового поля (симметричная мода). в) Вертикальная компонента волнового поля (асимметричная мода).



а)

б)

Рисунок 4. Реалистичная модель мелководной акватории, покрытой льдом. а) Средний масштаб б) Мелководная часть.



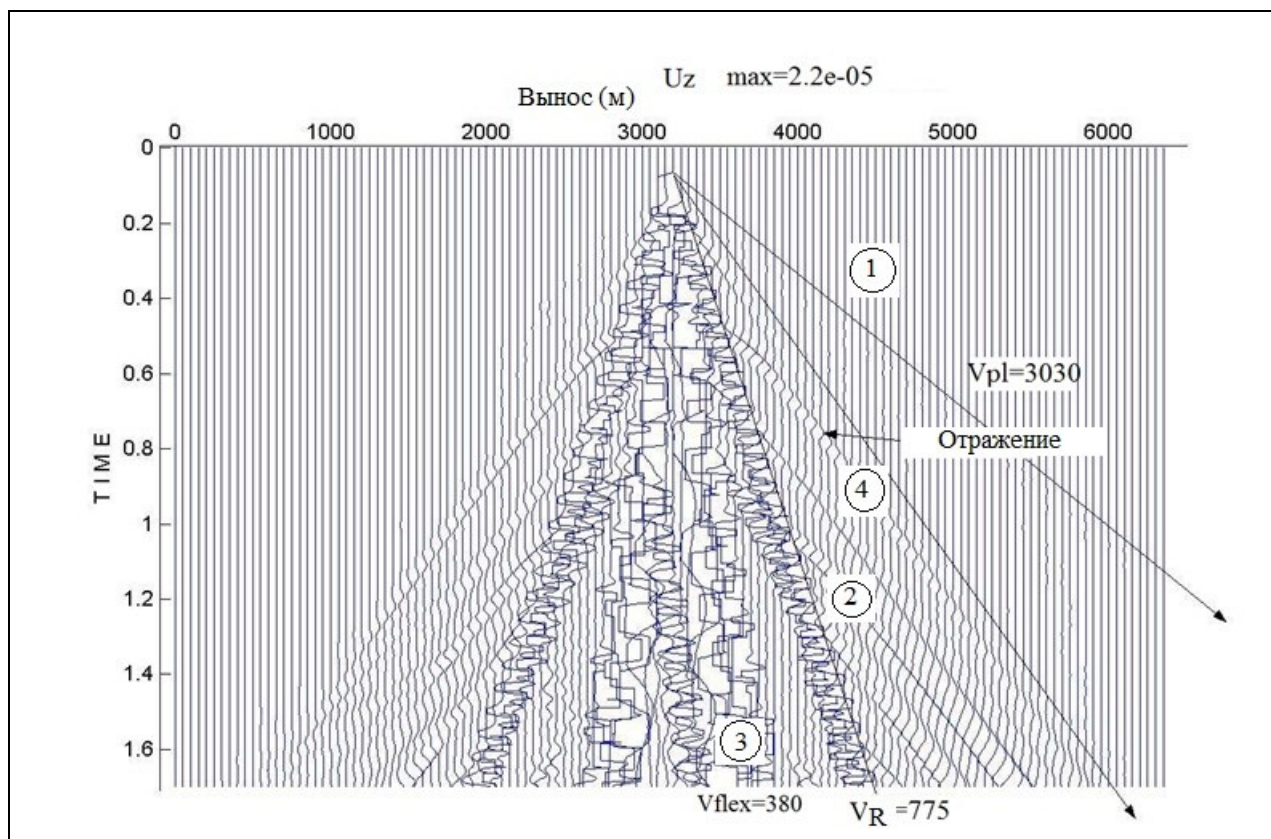


Рисунок 5. Вертикальная компонента смещения на свободной поверхности. Отчётливо прослеживаются все типы упругих волн.

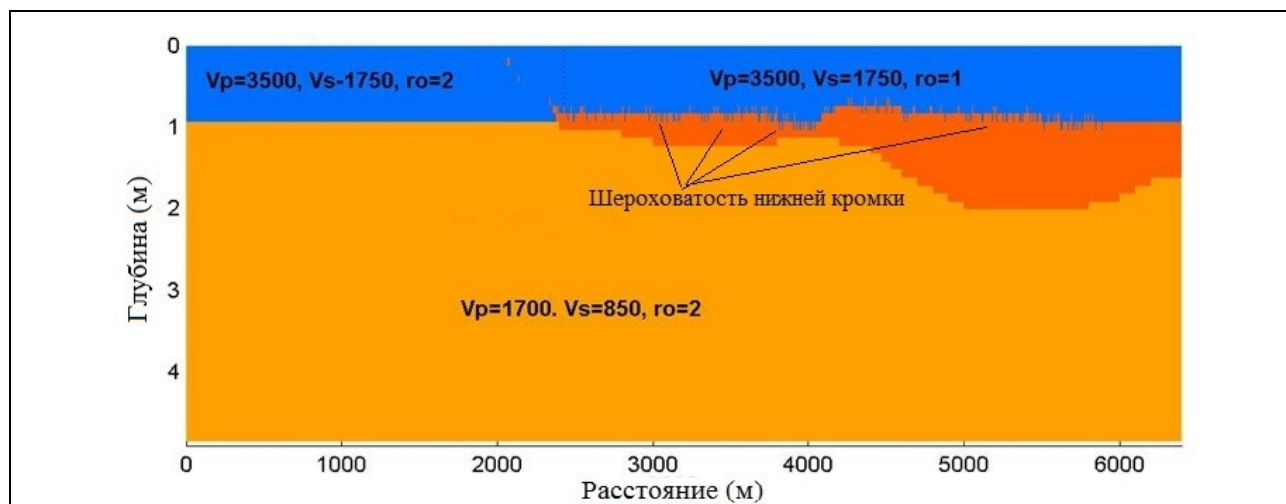
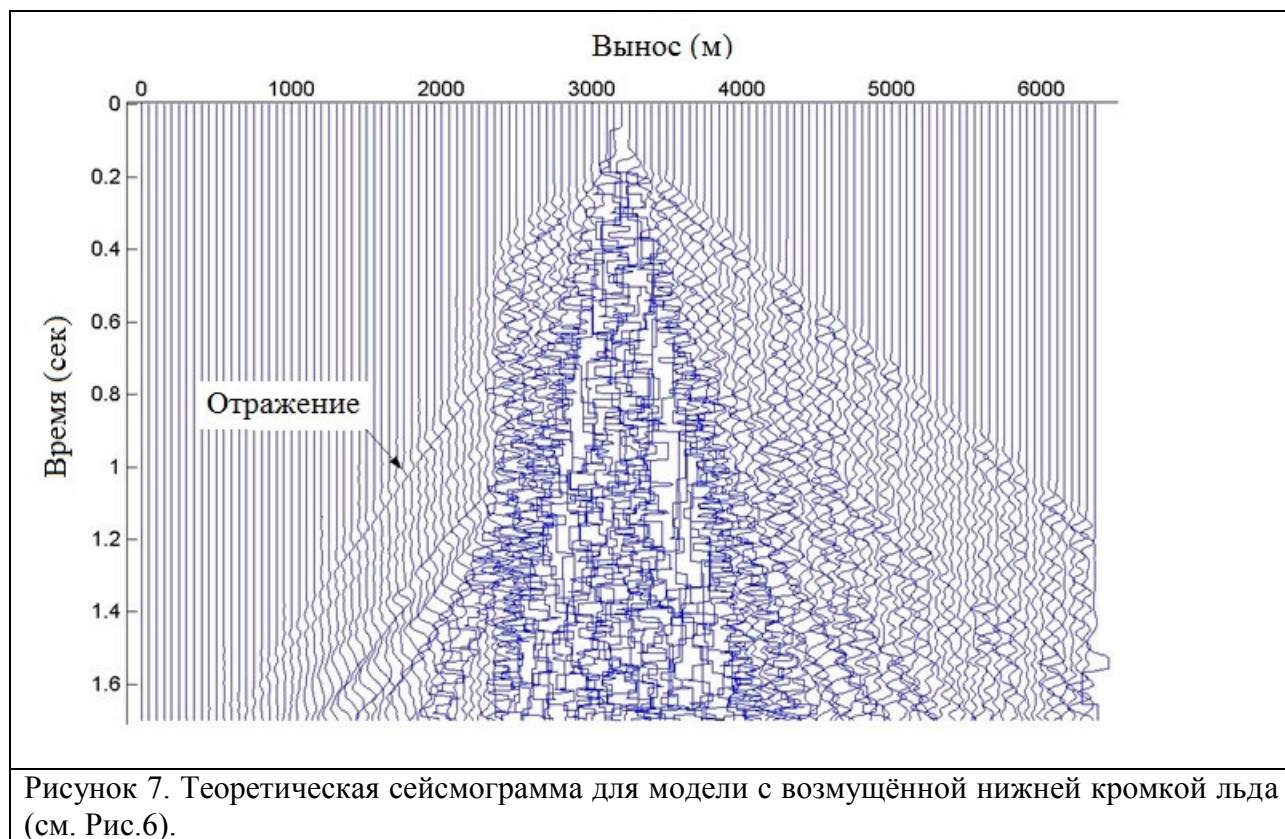
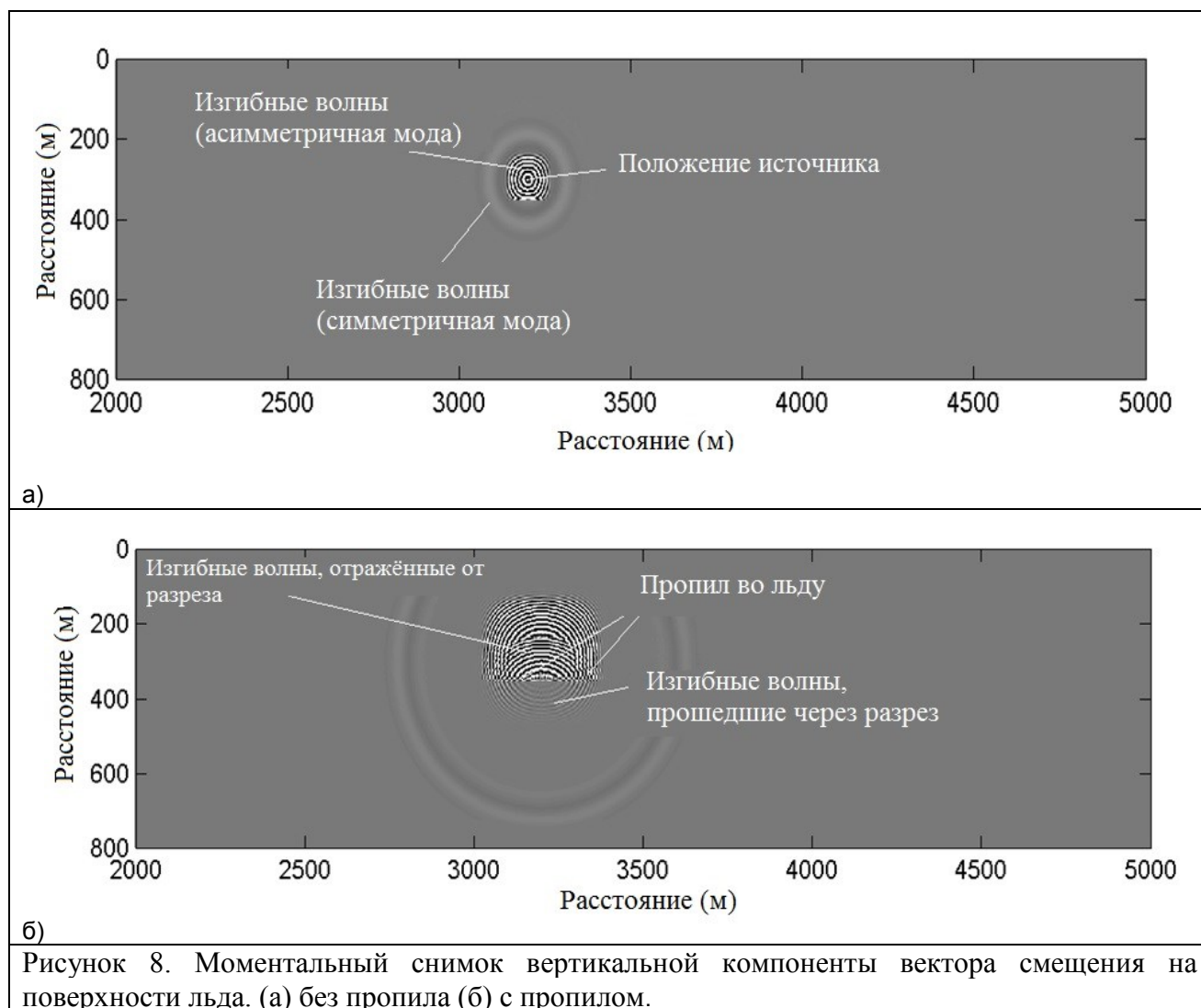
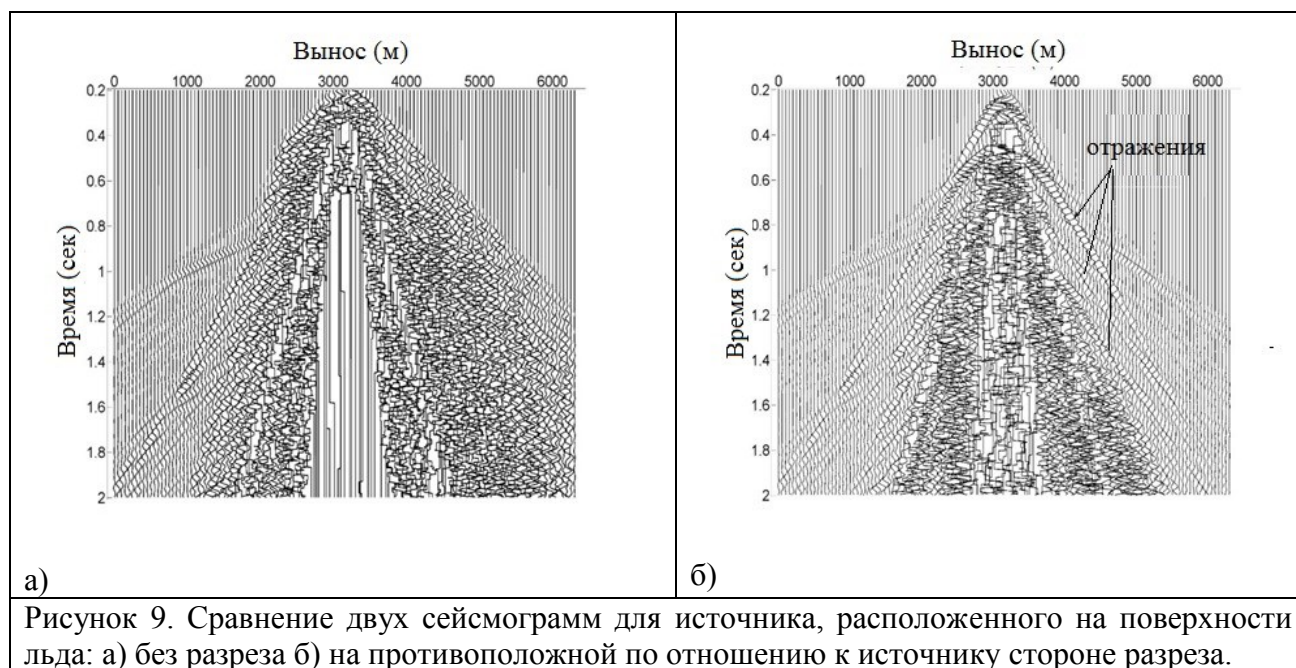


Рисунок 6. Самая верхняя часть модели со случайным образом распределёнными возмущениями границы лёд – вода.







### Подписи к рисункам.

Рисунок 1. Область проведения полевых наблюдений в летний период (а). Та же область зимой (б).

Рисунок 2. Полевые сейсмограммы: а) Источник на суше (зона вечной мерзлоты) б) Источник на льду. Граница лёд/суша соответствует расстоянию примерно 1000 м влево от источника.

Рисунок 3. а) Трёхслойная модель. б) Горизонтальная компонента волнового поля (симметричная мода). в) Вертикальная компонента волнового поля (асимметричная мода).

Рисунок 4. Реалистичная модель мелководной акватории, покрытой льдом. а) Средний масштаб б) Мелководная часть.

Рисунок 5. Вертикальная компонента смещения на свободной поверхности. Отчётливо прослеживаются все типы упругих волн.

Рисунок 6. Самая верхняя часть модели со случайным образом распределёнными возмущениями границы лёд – вода.

Рисунок 7. Теоретическая сейсмограмма для модели с возмущённой нижней кромкой льда (см. Рис.6).

Рисунок 8. Моментальный снимок вертикальной компоненты вектора смещения на поверхности льда. (а) без пропила (б) с пропилом.

Рисунок 9. Сравнение двух сейсмограмм для источника, расположенного на поверхности льда: а) без разреза б) на противоположной по отношению к источнику стороне разреза.