



ДЕСЯТЫЙ ВСЕРОССИЙСКИЙ СИМПОЗИУМ «ФИЗИКА ГЕОСФЕР»

МАТЕРИАЛЫ ДОКЛАДОВ

23-29 октября 2017 г. Владивосток ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО НАУЧНЫХ ОРГАНИЗАЦИЙ ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ ТИХООКЕАНСКИЙ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМ. В.И. ИЛЬИЧЕВА ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

> V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences

ФИЗИКА ГЕОСФЕР

ДЕСЯТЫЙ ВСЕРОССИЙСКИЙ СИМПОЗИУМ

23-29 октября 2017 года

МАТЕРИАЛЫ ДОКЛАДОВ



PHYSICS OF GEOSPHERES

10-th All-Russia Symposium

October 23-29, 2017, Vladivostok, Russia

Proceedings

Vladivostok 2017 УДК 550.34; 551.467; 551.467; 528.88

Физика геосфер: Десятый Всероссийский симпозиум, 23–29 октября 2017 г., Владивосток, Россия: мат. докл. / Федеральное агентство научных организаций Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук. – Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2017. – 340 с. ISBN 978-5-9909943-3-1.

В сборнике освещены современные методы и средства мониторинга и томографии геосфер зоны перехода системы «атмосфера-гидросфера-литосфера», физические аспекты инфразвуковых и звуковых процессов и явлений, особенности геолого-географических структур, модельно-теоретические направления сейсмоакустико-гидрофизических процессов.

Адресован специалистам в области гидроакустики, океанологии, геофизики, оптической физики и др.

Председатель оргкомитета академик РАН Г.И. Долгих

Алексеев А.В. чл.-корр. РАН Дзюба В.П. д.ф.-м.н. Короченцев В.И. д.ф.-м.н. Кулинич Р.Г. д.г.-м.н. Луговой В.А. д.ф.-м.н. Моргунов Ю.Н. д.т.н. Ярощук И.О. д.ф.-м.н.

Утверждено к печати Ученым советом ТОИ ДВО РАН

Симпозиум проводится при финансовой поддержке ДВО РАН и РФФИ (грант № 16-29-02023-офи-м)..

Physics of Geospheres: 10-th All-Russia Symposium, October 23-29, 2017, Vladivostok, Russia: Proceedings / V.I.Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS. – Vladivostok: 2017. – 340 p.

The collection of papers concerns modern methods and means of monitoring and tomography of geospheres in a transition zone "atmosphere-hydrosphere-lithosphere", physical aspects of infrasonic and sound processes and phenomena, features of geological-geographical structures, modelling-theoretical studies of seismic-acoustic-hydrophysical processes.

It is intended for experts in the field of hydroacoustics, oceanology, geophysics, optical physics, etc.

К 85-летию со дня рождения академика Виктора Ивановича Ильичёва



Симпозиум проводится в год 85-летия академика Виктора Ивановича Ильичёва и посвяшен светлой ему памяти. Все научные направления, рассматриваемые на симпозиуме, получили своё начало благодаря его незаурядному таланту учёного и администратора.

25 августа 2017 г. исполнилось 85 лет со дня рождения академика Виктора Ивановича Ильичева, выдаюшегося российского ученого и организатора науки. В 1974 году он возглавил Тихоокеанский океанологический институт Дальневосточного научного центра АН СССР (ныне ДВО РАН), созданный в г. Владивостоке в январе 1973 года на базе Тихоокеанского отделения Института океаноло-

гии имени П.П. Ширшова АН СССР. За 20 лет руководства институтом с 1974 по 1994 г. Виктор Иванович Ильичёв выпестовал крепкий научный коллектив – один из крупнейших в Дальневосточном отделении РАН, а ТОИ стал мошным океанологическим центром. Проявив себя как незаурядный организатор науки, В.И. Ильичёв в январе 1986 был избран руководителем Дальневосточного научного центра. Он возглавлял Океанографическую комиссию ДВО РАН, был председателем комитета «Морские науки» Тихоокеанской научной ассоциации, членом Совета по гидрофизике РАН, под его руководством сформировался уникальный научно-исследовательский флот. В.И. Ильичев был ученым с чрезвычайно широким кругозором и эрудицией, им получены значительные научные результаты не только по акустике океана, акустической и гидродинамической кавитации, но и в ряде смежных направлений.

В 1999 году Тихоокеанскому океанологическому институту присвоено имя академика В.И. Ильичева. В 2005 году постановлением Президиума ΔВО РАН была учреждена премия имени академика В.И. Ильичева – за работы в области океанологии, гидрофизики и акустики океана.

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ И СРЕДСТВА МОНИТОРИНГА И ТОМОГРАФИИ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН

ФИЗИКА ГЕОСФЕР

Г.И. Долгих

ТОИ ДВО РАН, dolgikh@poi.dvo.ru

В настоящее время изучению физики возникновения, развития и трансформации колебаний и волн на границе геосфер рассматриваемого диапазона (несколько секунд – несколько суток) посвящено множество работ. Основополагающими работами по природе возникновения и развития волн микросейсмического диапазона (2-20 с) являются статьи Хассельмана и Лонге-Хиггинса [1, 2], в которых утверждается, что прогрессивные и стоячие морские ветровые волны возбуждают микросейсмы второго и первого рода, соответственно, при их взаимодействии с морским дном. Периоды микросейсм второго рода равны периодам прогрессивных ветровых волн, а периоды микросейсм первого рода равны половине периода прогрессивных морских волн из-за того, что изменение гидростатического давления в стоячей морской волне дважды меняется за один период поверхностной морской волны. Периоды микросейсм первого и второго рода зависят от периодов морских ветровых волн, которые связаны со скоростью и временем действия ветра, площадью и глубиной водной акватории, над которой действует ветер. В то же время, например, в работе [3], утверждается, что образование самого большого спектрального максимума в микросейсмическом диапазоне с пиковой частотой в области 0.14-0.22 Гц (7.1-4.5 с) связано с низкочастотным рассеянием энергии упругих волн в горных породах. Согласно такому механизму, в двухкомпонентной среде, каковой можно считать горную породу (твёрдая часть плюс поровая вода), энергия упругих волн рассеивается в виде низкочастотных импульсов, частоты которых тем ниже, чем меньше коэффициент пористости. При этом предполагается, что в области частот выше 6 Гц постоянно происходят маломощные сейсмические события, рассеянная энергия которых и служит источником низкочастотных шумов. Более того, в данной работе утверждается, что «океанические волны следует трактовать не как причину низкочастотных сейсмических шумов, согласно теории Лонге-Хиггинса, а наоборот – как их следствие». В то же время при анализе записей лазерного деформографа, который установлен на Краснокаменском геодинамическом полигоне [4], было обнаружено, что в микросейсмическом диапазоне наблюдается два устойчивых пика на периодах в области 6-7 и 3-4 с, второй из которых вызван ветровыми волнами близлежащего озера Умыкай, исчезающий в зимний период наблюдений. Пик с периодом 6-7 с существует всегда, более того, амплитуда его резко возрастает после выполнения взрывных работ в шахте. Резкое возрастание амплитуды пика микросейсмического диапазона на периоде 6-7 с может быть связано как с механизмом, описанным в работе [3], так и с возбуждением минигеоблока, находящегося в зоне расположения лазерного деформографа. Не исключено возбуждение волн микросейсмического диапазона атмосферными процессами по аналогии с возбуждением «Инфрагравитационного шума Земли» пульсациями атмосферного давления в резонансном и околорезонансном случаях [5]. Проведение работ на пространственно разнесённых полигонах, оснащённых современной лазерно-интерференционной аппаратурой (лазерные деформографы, лазерные нанобарографы и лазерные гидрофизические системы), позволит изучить природу возникновения пиков микросейсмического диапазона, существование которых может быть связано с любым из описанных выше механизмов.

Особый интерес вызывает природа возникновения «Инфрагравитационного шума Земли» (1-15 мин), которая может быть связана с различными процессами во всех геосферах Земли, любой из которых подходит для объяснения появления колебаний и волн данного диапазона частот. Как следует из работ [5-9], вариации атмосферного давления приводят к возбуждению соответствующих упругих колебаний земной коры. Кроме того, вариации атмосферного давления приводят к возбуждению цугов внутренних морских волн. Другой взгляд на появление «Инфрагравитационного шума Земли» связывают с морскими волновыми процессами: 1) инфрагравитационными морскими волнами [10-14]; 2) преобразованием энергии морских внутренних волн в энергию микродеформаций земной коры соответствующего периода [15]. Особую роль в появлении колебаний и волн данного диапазона частот отводится процессам, происходящим в твёрдых оболочках Земли. Так, в работе [16] появление волн с периодами 100-200 с связано с процессами подготовки и развития землетрясений. Известно, что в данном диапазоне (1-15 мин) находится основная масса крутильных и сфероидальных собственных колебаний Земли [17-20], закономерностям, появления которых после землетрясений и изучению природы вариаций их амплитуд посвящено много работ, например, [21]. Нельзя сбрасывать со счетов собственные колебания геоблоков, которые уверенно регистрируются лазерными деформографами [22].

В более низкочастотном диапазоне периодов (от 15 мин до нескольких суток) основное внимание исследователей обращено на изучение физики

возникновения, развития и трансформации колебаний и волн, обусловленных: 1) собственными колебаниями Земли [17-21]; 2) приливно-отливными процессами атмосферы, гидросферы и литосферы; 3) собственными колебаниями отдельных бухт, заливов, морей и океанов [23]; 4) крупномасштабными атмосферными процессами [24] и антропогенными процессами [25]. В работе [24] показано, что многие осцилляции, регистрируемые вертикальными сейсмометрами, гравиметрами, деформографами и наклономерами, обусловлены указанными движениями – гармониками атмосферного термического прилива, собственными колебаниями атмосферы, осцилляцией Маддена-Джулиана в системе атмосфера-океан, атмосферными планетарными волнами Россби.

В связи с вышеизложенным, крайне важное значение имеет изучение физики возникновения колебаний и волн инфразвукового диапазона (несколько секунд – несколько суток) с определением их первоисточника (атмосфера, гидросфера, литосфера), исследование закономерностей их динамики, трансформации на границе раздела геосфер, а также пространственно-временной структуры на планетарных масштабах.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке программы «Дальний Восток» и гранта РНФ (соглашение № 14-50-00034).

Литература

1. Hasselmann, K. A statistical analysis of the generation of microseisms // Rev. Geophys. 1963. V.1. P. 177-209.

2. Longuet-Higgins M.S. A theory of the origin of microseisms // Phil. Trans. R. Soc. London. Ser. A. 1950. V. 243. P. 1-35.

3. Сидоров В.К., Тарантин М.В. О природе низкочастотных максимумов в спектрах сейсмических шумов // Физика Земли. 2013. №1. С. 63-67.

4. Долгих Г.И., Рассказов И.Ю., Луговой В.А., Аникин П.А., Цой Д.И., Швец В.А., Яковенко С.В. Краснокаменский лазерный деформограф // Приборы и техника эксперимента. 2013. № 5. С. 138-139.

5. Nishida, K., Kobayashi, N. & Fucao, Y. Resonant oscillations between the solid Earth and atmosphere // Science. 2000. V. 287. P. 2244-2246.

6. Kobayashi, N. & Nishida, K. Continuous excitation of planetary free oscillations by atmospheric disturbances // Nature. 1998. V. 395. P. 357-360.

7. Nishida, K. et al. Origin of Earth's ground noise from 2 to 20 mHz $\prime\prime$ Geophys. Res. Lett. 2002. V. 29. P. 1413.

8. Tanimoto, T. Continues free oscillations: Atmosphere-solid Earth coupling // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2001. V. 29. P. 563-584.

9. Fukao, Y.K. et al. A theory of the Earth's background free oscillations // J. Geophys. Res. 2002. №. 107 (B9). P. 2206.

10. Алексеев А.В., Валентин Д.И., Долгих Г.И и др. // ДАН. 2003. Т.389. №2. С. 244-246.

11. Rhie, J. & Romanowicz, B. Excitation of the Earth's continuous free oscillations by atmosphere-ocean-seafloor coupling // Nature. 2004. V. 431. P. 552-556.

12. Ekstrom, G. & Ekstrom S. Correlation of Earth's long-period background seismic radiation with the height of ocean waves // Eos 86(52), Fall Meet. Suppl. Abstr. 2005. S34B-02.

13. Romanowicz, B., Rhie, J. & Colas, B. Insights into the origin of the Earth's hum and microseisms // Eos 86(52), Fall Meet. Suppl. Abstr. 2005. S31A-0271.

14. Webb Spahr C. The Earth's "hum" is driven by ocean waves over the continental shelves // Nature. 2007. V. 445. P. 754-756.

15. Долгих Г.И., Навроцкий В.В., Холодкевич Е.Д. Внутренние волны в придонном термоклине и микродеформации земной коры в зоне перехода материк-океан // Доклады академии наук. 2011. Т. 438. №4. С. 550-554.

16. Яновская Т.Б., Королёва Т.Ю. О влиянии землетрясений на кросскорреляционную функцию сейсмического шума // Физика Земли. 2011. №9. С. 3-12.

17. Буллен К.Е. Плотность Земли / Перевод с английского под ред. В.Н. Жаркова.

Жарков В.Н. Собственные колебания Земли и планет. 2003. М.: ОИФЗ им.
 О.Ю. Шмидта РАН. 267 с.

19. Магницкий В.А. Внутренне строение и физика Земли. 2006. М.: Наука. 390 с.

20. Park J., Amoruso A., Crescentini L., Boschi E. Long period toroidal Earth free oscillations from the great Sumatra-Andaman earthquake observed by paired laser extensioneters in Gran Sasso, Italy. // Geophys. J. Int. V. 178. P. 887-905.

21. Соболев Г.А. О некоторых свойствах возникновения и эволюции колебаний Земли после землетрясений // Физика Земли. 2013. № 5. С. 12- 27.

 Долгих Г.И., Давыдов А.В., Холодкевич Е.Д. Вариации микродеформаций земной коры, регистрируемые разнесёнными лазерными деформографами // Физика Земли. 1997. №10. C.51-62.

23. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Смирнов С.В., Чупин В.А., Швец В.А., Яковенко С.В. Инфразвуковые колебания Японского моря // Доклады академии наук. 2011. Т. 441. №1. С. 98-102.

24. Швед Г.М., Ермоленко С.И., Карпова Н.В., Вендт З., Якоби К. Регистрация глобальных осцилляций атмосферы сейсмическими приборами // Физика Земли. 2013. №2. С. 131-142.

 Гульельми А.В., Зотов О.Д. О скрытой околочасовой периодичности землетрясений // Физика Земли. 2013. №1. С. 3-10.

ИЗМЕРЕНИЯ СКОРОСТИ УЛЬТРАЗВУКА В НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛАХ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЕМКОСТНЫХ ПРЕОБРАЗОВАТЕЛЕЙ

П.В. Базылев, <u>И.Я. Крумгольи</u>, В.А. Луговой

Дальневосточный филиал ФГУП «ВНИИФТРИ», г. Хабаровск igorkrumg@gmail.com

Акустические измерения в твердых средах находят широкое применение в различных областях науки и техники. В комплексе наук о Земле акустические измерения используют в геофизике, сейсмологии, сейсмической разведке, акустическом каротаже скважин и т.д.

Как и в любой области измерительной техники, при акустических измерениях в твердом теле актуальна проблема повышения точности. Точность определения параметров состояния зависит, прежде всего, от точности измерений информативных акустических величин, связанных с параметрами состояния функциональными или корреляционными зависимостями. В ультразвуковых измерениях с целью увеличения точности и достоверности результатов измерений широкое распространение получили емкостные методы возбуждения и регистрации акустических волн, в том числе с применением емкостных преобразователей (ЕП) с тонкопленочным оксидным диэлектрическим слоем [1-3]. Емкостные преобразователи вызывают интерес в силу следующих своих особенностей:

• ЕП работают в режимах генерации и приема акустических волн;

• ЕП обладают широкой полосой рабочих частот, генерируют и принимают смещение и колебательную скорость в акустической волне;

• ЕП обладают высокой чувствительностью, просты в расчете и изготовлении.

Принцип действия ЕП предполагает наличие металлической или металлизированной поверхности образца, в котором производятся акустические измерения.

Так, при измерениях скорости ультразвука в неметаллических материалах (например, в образцах из стекла, керамики или горных пород) предполагается вакуумное напыление на поверхность образца тонкого (несколько микрометров) металлического слоя.

Однако это не всегда возможно, и, кроме того, требуется достаточно высокое качество подготовки поверхности образца. Поэтому был предложен следующий метод емкостного возбуждения и приема акустических сигналов, при котором формируется комбинированный акустический источник. Генерация и регистрация ультразвука производятся широкополосным ЕП с тонкопленочным оксидным диэлектрическим слоем через тонкую алюминиевую фольгу, при этом акустический контакт системы фольга-преобразователь с образцом обеспечивается с помощью дополнительного жидкого контактного слоя. При отсутствии такого контактного слоя амплитуда регистрируемых сигналов мала.

Метод заключается в следующем. На плоские поверхности образца со стороны излучающего и приемного ЕП помещается тонкая алюминиевая фольга толщиной 10 мкм, которая закрывает всю поверхность образца и служит вторым электродом ЕП. Непосредственно под электродом ЕП (т.е. в зонах возбуждения и приема ультразвука) наносится тонкий слой жидкости для обеспечения акустического контакта между фольгой и образцом с целью обеспечения ввода ультразвука в образец. Необходимо выполнить 2 условия: минимальный диаметр зоны контакта (равный диаметру электрода) и минимальная толщина слоя жидкости. Измерения скорости продольных акустических волн производятся эхо-импульсным методом. При этом переотражения акустических импульсов в образце происходят в основном от границ раздела образец-контактная жидкость (коэффициент отражения на границе порядка 0,9), таким образом, будет измеряться время распространения акустических импульсов непосредственно в материале образца, независимо от толщины контактного слоя и фольги.

Схема установки для измерения скорости продольных акустических волн приведена на рис. 1, а. В установке реализован эхо-импульсный метод измерений. Принцип действия установки заключается в возбуждении радиоимпульсов продольных УЗ волн с заданной частотой заполнения в образцах известной толщины d с помощью широкополосного ЕП и генератора радиоимпульсов; бесконтактной регистрации последовательности переотраженных в образце акустических сигналов с помощью приемного ЕП, расположенного соосно с излучающим ЕП; измерении времени распространения T_L продольных УЗ импульсов на акустической базе, равной или кратной двойной толщине образца 2(N – 1)d, где N = 2,3,4 – целое число, характеризующее кратность переотраженного импульса. Измерение временных интервалов между выбранной парой продольных УЗ импульсов производится методом совмещения [7] с дискретностью 0,1 нс.

Скорость распространения продольных УЗ волн С_{*L*} вычисляется по формуле:

$$C_{L} = 2(N-1)d/T_{L}$$



Рис. 1. а) схема установки: I, II – возбуждающий и приемный ЕП; 1, 3 – электроды; 2 – образец; 4, 5 – источники постоянного поляризующего напряжения; 6 – полосовой усилитель; 7 – генератор радиоимпульсов; 8 – цифровой запоминающий осциллограф; C_p – разделительный конденсатор; R – зарядное сопротивление. б) осциллограмма акустических сигналов (20 мкс/ дел., частота УЗ колебаний 1 МГц).

При экспериментальных исследованиях был использован плоскопараллельный образец из оргстекла марки ТОСП толщиной d=70 мм диаметром 60 мм. Акустический контакт между электродом ЕП, фольгой и образцом на диаметре, равном диаметру электродов ЕП, обеспечивался с помощью специальной контактной жидкости марки ZG-F, применяемой в УЗ неразрушающем контроле.

Осциллограммы акустических импульсов показаны на рис. 1, б.

Измеренное значение скорости продольных УЗ волн составило 2734±5 м/с. Справочное значение скорости продольных УЗ волн в оргстекле составляет 2750±100 м/с.

Предложенный метод возбуждения продольных ультразвуковых волн в неметаллических твердых средах с применением комбинированного акустического источника в виде электрода с тонкопленочным оксидным диэлектрическим слоем, тонкой алюминиевой фольги и жидкостного акустического контакта позволяет обеспечить генерацию и прием акустических волн широкополосным емкостным преобразователем и высокую (порядка 0,2 %) точность измерений скорости распространения продольных УЗ волн.

Литература

 Луговой В.А., Троценко В.П. Высокостабильный емкостный преобразователь ультразвуковых сигналов // ПТЭ. 1986. №3. С. 194-195.

2. Бондаренко А.Н., Дробот Ю.Б., Кондратьев А.И. Прецизионные акустические измерения оптическими и емкостными методами. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 240 с.

Bazylev P.V., Kondratiev A.I., Lugovoy V.A. Original installation for complex measurements of acoustic parameters in condensed media //10th European conference on non-destructive testing, Moscow, 2010, June 7-11. Part 2. P. 345.

ГОСУДАРСТВЕННЫЕ ЭТАЛОНЫ ДЛЯ ОБЕСПЕЧЕНИЯ ЕДИНСТВА ИЗМЕРЕНИЙ В ОБЛАСТИ ПАРАМЕТРОВ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УЛЬТРАЗВУКОВЫХ ВОЛН В ТВЕРДЫХ СРЕДАХ

П.В. Базылев, <u>И.Я. Крумгольи</u>, В.А. Луговой

Дальневосточный филиал ФГУП «ВНИИФТРИ» igorkrumg@mail.com г. Хабаровск

1. Государственный первичных эталон единиц скоростей распространения и коэффициента затухания ультразвуковых волн в твердых средах ГЭТ 189-2014.

Эталонные установки в составе ГПЭ для измерений скоростей распространения продольных и сдвиговых, поверхностных УЗ-волн включают: оптическую дистанционную бесконтактную систему генерации УЗ-импульсов в твердых средах (мерах) на базе моноимпульсного твердотельного оптического квантового генератора; оптическую дистанционную бесконтактную интерференционную систему приема УЗ-импульсов на базе двухлучевого лазерного интерферометра; оптический стенд для размещения и взаимной привязки систем генерации и приема УЗ-импульсов; контрольно-измерительную стойку с радиоэлектронной аппаратурой [1].

1.1 Эталонная установка для измерения скоростей распространения продольных и сдвиговых ультразвуковых волн в твердых средах.

В установке реализован эхо-импульсный способ измерения скоростей распространения продольных и сдвиговых УЗ-волн, который включает:

– одновременное дистанционное бесконтактное термооптическое возбуждение акустических импульсов продольных УЗ-волн длительностью на полувысоте не более 30 нс и акустических импульсов сдвиговых УЗ-волн длительностью порядка 100 нс в плоскопараллельных мерах известной толщины d с помощью моноимпульсного твердотельного лазера;

 – дистанционную бесконтактную регистрацию последовательности переотраженных акустических сигналов двухлучевым лазерным интерферометром;

– измерение времени *T*_L пробега УЗ-импульсов продольных волн известной акустической базы, равной или кратной двойной толщине меры 2d;

 измерение времени t_s прихода сдвиговой компоненты УЗ-сигнала (с поправкой на собственные задержки установки) при известной акустической базе d.

Скорость распространения продольных УЗ-волн С_L определяется по формуле:

$$C_{L} = 2(N-1)d / T_{L},$$

где *N* – номер переотраженного стоп-импульса (второго или третьего).

Скорость распространения сдвиговых УЗ-волн С_s вычисляется по формуле:

$$C_s = d / t_s$$
.

1.2 Эталонная установка для измерения скорости распространения поверхностных ультразвуковых волн в твердых средах.

В эталонной установке реализован импульсный метод измерения скорости распространения поверхностных УЗ-волн Рэлея, который включает:

 дистанционное бесконтактное термооптическое возбуждение акустических импульсов поверхностных волн длительностью порядка 70 нс на поверхности плоскопараллельной меры;

 дистанционную бесконтактную регистрацию акустических сигналов, распространяющихся по поверхности меры, с помощью широкополосного лазерного интерферометрического приемника в двух точках поверхности меры, расположенных соосно с точкой возбуждения; — измерение времени распространения T_R акустических импульсов на известной фиксированной акустической базе (расстояние между точками приема) длиной *l*.

Скорость распространения поверхностных УЗ-волн вычисляется по формуле:

$$\mathbf{C}_{R} = l / T_{R}.$$

1.3 Эталонная установка для измерения коэффициента затухания продольных ультразвуковых волн в твердых средах.

Эталонная установка для измерений коэффициента затухания продольных УЗ-волн представляет электронно-измерительный комплекс на основе бесконтактных емкостных методов возбуждения и регистрации УЗ-волн с использованием широкополосных емкостных преобразователей (ЕП) с тонкопленочным оксидным диэлектриком [1–5]. Установка включает: бесконтактную систему генерации УЗ-колебаний, с использованием ЕП в режиме генерации; бесконтактную систему регистрации УЗ-колебаний, с использованием ЕП в режиме приема; устройство для перемещения преобразователей и установки мер (УПП); стенд для размещения отдельных узлов установки; контрольно-измерительную стойку с радиоэлектронной аппаратурой.

В эталонной установке реализованы два метода измерений коэффициента затухания α_L продольных УЗ-волн – эхо-импульсный и резонансный [1,2], каждый из которых обеспечивает требуемую точность в определенном диапазоне измерений коэффициента затухания α_L . Эхо-импульсный метод используется для измерений α_L в диапазоне 80–500 дБ/м, резонансный метод – в диапазоне 0,2–100 дБ/м.

1.4 Метрологические характеристики ГПЭ.

Продольные УЗ-волны. ГПЭ воспроизводит единицу скорости распространения продольных УЗ-волн в твердых средах в диапазоне значений 5000 – 6500 м/с в полосе частот 0,5 – 25 МГц (коэффициент затухания не более 150 дБ/м) с относительным средним квадратическим отклонением результата измерений $S_0(\tilde{C}_L) \leq 4,6 \cdot 10^{-7} / d$ при 11 независимых наблюдениях (где d – безразмерный параметр, численно равный толщине меры в метрах). Относительная неисключенная систематическая погрешность $\Theta_0(\tilde{C}_L) \leq 1,4\cdot 10^{-4}$.

Совиговые УЗ-волны. ГПЭ воспроизводит единицу скорости распространения сдвиговых УЗ-волн в твердых средах в диапазоне значений 2000 – 4000 м/с в полосе частот 0,5 – 10 МГц (коэффициент затухания не более 150 дБ/м) с относительным средним квадратическим отклонением результата измерений $S_0(\tilde{C}_8) \leq 5.0 \times 10^{-4}$ при 11–18 независимых наблю-

дениях. Относительная неисключенная систематическая погрешность $\Theta_0(\tilde{C}_s) \leq 2,0 \times 10^{-3}$.

Поверхностные УЗ-волны. ГПЭ воспроизводит единицу скорости распространения поверхностных УЗ-волн в твердых средах в диапазоне значений 2000 – 3500 м/с в полосе частот 0,3 – 30 МГц (коэффициент затухания не более 150 дБ/м) с относительным средним квадратическим отклонением результата измерений $S_0(\tilde{C}_R) \leq 3,0 \times 10^{-5}$ при 18 независимых наблюдениях. Относительная неисключенная систематическая погрешность $\Theta_0(\tilde{C}_R) \leq 6,0 \times 10^{-5}$.

Коэффициент затухания продольных УЗ-волн. ГПЭ воспроизводит единицу коэффициента затухания продольных УЗ-волн в твердых средах в диапазоне значений 0,2 – 500 дБ/м в полосе частот 1 – 50 МГц с относительным средним квадратическим отклонением результата измерений $S_0(\alpha_L) \le 0,047 / \alpha_L^{1/4}$ при 11-18 независимых наблюдениях. Относительная неисключенная систематическая погрешность $\Theta_0(\alpha_L) \le 0,01-0,07$.

Государственный первичный эталон ГЭТ 189-2-14 обеспечивает прослеживаемость СИ параметров распространения ультразвуковых волн в твердых средах от рабочих средств измерений и рабочих эталонов к верхнему звену поверочной схемы.

Поверочная схема для средств измерений скоростей распространения и коэффициента затухания ультразвуковых волн в твердых средах регламентирует порядок передачи единиц от низших звеньев к высшим.

2. Государственный рабочий эталон единиц скоростей распространения и коэффициента затухания ультразвуковых волн в твердых средах.

В состав эталонной базы Дальневосточного филиала ФГУП «ВНИИФТРИ» входит также государственный рабочий эталон единиц скорости распространения продольных ультразвуковых волн в твердых средах 1 разряда в диапазоне значений от 2000 до 7000 м/с, коэффициента затухания продольных ультразвуковых волн в твердых средах 1 разряда в диапазоне значений от 0,2 до 2000 дБ/м, скорости распространения сдвиговых ультразвуковых волн в твердых средах 1 разряда в диапазоне значений от 0,2 до 2000 дБ/м, скорости распространения сдвиговых ультразвуковых волн в твердых средах 1 разряда в диапазоне значений от 1000 до 4000 м/с – установка для комплексного измерения акустических параметров твердых сред по ГОСТ Р 8. 756-2014.

В рабочем эталоне 1 разряда реализованы ёмкостный метод генерации и приема ультразвуковых волн на базе ёмкостных преобразователей с тонкопленочным диэлектриком

В реестре ФИФОЕИ рабочий эталон зарегистрирован под номером 3.1.ZZX/0250/2017

Метрологические характеристики государственного рабочего эталона

1. Диапазон значений скорости распространения продольных ультразвуковых волн C_L в твердых средах, в котором эталон хранит и передает значение величины, составляет (2000 ÷ 7000) м/с.

Диапазон частот продольных ультразвуковых волн (1 ÷ 100) МГц.

Предел допускаемой относительной погрешности Δ_0 , в зависимости от линейных размеров (толщины) мер и значений скорости распространения и коэффициента затухания продольных ультразвуковых волн в них, составляет ($2 \cdot 10^{-4} \div 1 \cdot 10^{-3}$).

2. Диапазон значений коэффициента затухания продольных ультразвуковых волн а_L в твердых средах, в котором эталон хранит и передает значение величины, составляет (0,2 ÷ 2000) дБ/м.

Диапазон частот продольных ультразвуковых волн (1 ÷ 100) МГц.

Предел допускаемой относительной погрешности Δ_0 , в зависимости от линейных размеров (толщины) мер и значения коэффициента затухания продольных ультразвуковых волн в них, составляет (0,04 ÷ 0,20).

3. Диапазон значений групповой скорости распространения сдвиговых ультразвуковых волн C_s в твердых средах, в котором эталон хранит и передает значение величины, составляет (1000 ÷ 4000) м/с.

Диапазон частот сдвиговых ультразвуковых волн (0,5 ÷ 10) МГц.

Предел допускаемой относительной погрешности Δ_0 , в зависимости от линейных размеров (толщины) мер и значений скорости распространения и коэффициента затухания сдвиговых ультразвуковых волн в них, составляет $(2\cdot10^{-3} \div 5\cdot10^{-3})$.

4. Диапазон толщины мер скорости распространения продольных ультразвуковых волн составляет (2·10⁻³ ÷ 1,5·10⁻¹) м.

5. Диапазон толщины мер коэффициента затухания продольных ультра-звуковых волн составляет (2·10⁻³ ÷ 1·10⁻¹) м.

6. Диапазон толщины мер скорости распространения сдвиговых ультра-звуковых волн составляет (5·10⁻³ ÷ 5·10⁻²) м.

Литература

1. Луговой В.А., Базылев П.В. Прецизионные методы и средства исследований параметров акустических сигналов различных типов волн в твердых средах. Хабаровск: Изд-во ДВ-ГУПС, 2011.

2. Кондратьев А.И. Прецизионные измерения скорости и затухания ультразвука в твердых телах // Акустический журнал 1990. Т. 36. № 3. С. 470-476.

 Кондратьев А.И. Прецизионные методы и средства измерения акустических величин твердых сред. Хабаровск. Изд-во ДВГУПС, 2006. 4. Гусаков С.А., Кондратьев А.И. Образцовая установка для комплексных измерений акустических параметров материалов // Измерительная техника. 1989. №7. С. 50–52.

5. Луговой В.А., Троценко В.П. Высокостабильный емкостный преобразователь ультразвуковых сигналов // ПТЭ. 1986. № 3. с 194-195.

СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ДАННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК В ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЕ МОРЯ

Н.М. Безответных, <u>Ф.Ф. Храпченков</u>

ТОИ ДВОРАН nadydul@poi.dvo.ru, fedi@poi.dvo.ru

Комплексные исследования полей гидрофизических характеристик организованы и ежегодно проводятся сотрудниками ТОИ (лаб. 1/1) в летне-осенний период, начиная с 2006г по настоящее время в прибрежной зоне на МЭС ТОИ ДВО РАН «м. Шульца». В данной работе анализируются результаты экспедиционных работ за период август – октябрь 2011 г. и сентябрь – октябрь 2012 г. В этот период были выполнены долговременные наблюдения течений на разных горизонтах, придонной температуры и уровня моря в б. Витязь и юго-восточнее м. Шульца. Измерения выполнены с помощью акустических измерителей течений «Argonaut Son-Tek». В 2011 г. измерения выполнены в бухте Витязь в двух точках, первая на глубине 20 м в период с 14 августа по 13 сентября; вторая на глубине 14 м – в период с 31 августа по 28 сентября. Дискретность наблюдений 2 минуты. В 2012 г. измерения выполнены в двух точках в бухте Витязь (с 2 по 17 сентября и с 22 сентября по 7 октября) и юго-восточнее м. Шульца на глубине 30 м (с 23 сентября по 8 октября). Дискретность наблюдений 1 минута.

Для спектрального анализа ряды изменчивости давления дробились на куски по шесть суток с перехлестом трое суток (2011 г.) и по 4 отрезка с перехлестом по двое суток (2012 г.). Средние статистические спектры построены по результатам осреднения значений спектров, рассчитанных по этим кускам (рис.1 а).

На спектрах колебаний уровня моря (рис. 1а) видно, что в области низких частот присутствуют значимые пики, соответствующие периодам 24 ч, 12 ч, 1.5 ч, которые отражают полусуточный характер приливного движения на данной акватории. На этих спектрах так же присутствуют статистически значимые максимумы в высокочастотной области, соответствующие периодам 48 мин, 32 мин и 27 мин, что можно отнести к проявлению сейшевых колебаний. Периоды сейшевых колебаний для акватории залива Посьет были рассчитаны ранее с помощью программы В.С. Храмушина [2]. Эти же колебания присутствуют в натурных наблюдениях в летне-осенний период 2001г в заливе Посьет [3].

Характерной особенностью для всех приведённых спектров колебаний температуры (рис. 1 а) является наличие переходной зоны в области частот 0,3-1 ч⁻¹, где происходит изменение характера наклона спектра. В высокоча-



Рис. 1. Средние статистические спектры: а) колебаний давления и температуры в бухте Витязь (а), модуля скорости течений (б, в и г). Спектры сдвинуты относительно друг друга на 1 порядок.

стотной области этих спектров наблюдается степенная зависимость спада энергии по частоте f³, характерная для спектров внутренних волн на мелководье [1]. Максимальное значение спектра температуры для наблюдений в 2011 г. соответствует инерционному периоду 16-18 ч и 6-8 ч, для наблюдений в 2012 г. в бухте Витязь – полусуточному характеру прилива, а юго-восточнее м. Шульца – инерционному периоду. На всех спектрах температуры так же присутствуют пики на частотах сейшевых колебаний для залива Посьет, упоминаемых выше.

В высокочастотной области спектров колебаний уровня и температуры есть ярко выраженные пики, соответствующие периодичностям порядка 20 минут. Они могут быть проявлением коротких внутренних волн, возникших в результате трансформации внутренних волн на мелководье.

Для анализа изменчивости течений выбраны данные измерений на придонных горизонтах, в промежуточном слое и на поверхности. По характеру течения на поверхностных горизонтах в бухте Витязь видно влияние скорости и направления ветра. На всех спектрах по данным измерений скорости течений выделяется ярко выраженный пик с периодом трое суток. На средних статистических спектрах модуля скорости течений присутствуют пики соответствующие периодам приливных (12 часов) и инерционных (16-17 и 7-9 часов) колебаний. В высокочастотной части спектра выделяются периоды, соответствующие пикам на частотах от 1 часа до 7-9 минут. На рисунке 16 показаны средние статистические спектры, построенные по данным измерений модуля скорости течений в бухте Витязь в летне – осенний период 2011 г., на рисунке 1в и 1г показаны средние статистические спектры, построенные по данным измерений модуля скорости течений осенью 2012 г. в бухте Витязь и юго-восточнее мыса Шульца, соответственно.

На спектрах колебаний температуры, уровня и течений по данным измерений в летне-осенний период 2011 и 2012 гг. видны закономерности, присущие приливам, сейшам и коротким внутренним волнам в прибрежной зоне залива Посьет.

Литература:

1. Навроцкий В.В., Ляпидевский В.Ю., Павлова Е.П., Храпченков Ф.Ф. Внутренние волны и перемешивание в шельфовой зоне моря» // Известия ТИНРО. 2010. V. 162. № 3. С. 324-337.

2. Новортясов В.В., Дулова Н.М. Анализ и моделирование колебаний уровня Японского моря в заливе Посьет // «Физика геосфер». Материалы докладов пятого всероссийского симпозиума. Владивосток, 03-07 сентября 2007г. С.91-92

 Новортясов В.В., Дулова Н.М. Сейсмогравитационные колебания земли и их связь с волновыми процессами прибрежной зоны моря // «Сейсмоакустика переходных зон». Материалы докладов четвёртого всероссийского симпозиума. Владивосток, 05-09 сентября 2005 г. С.215-216

ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЗD-ПЕЧАТИ И ВОЗМОЖНОСТИ SLM-ТЕХНОЛОГИИ ДЛЯ ИЗГОТОВЛЕНИЯ КОМПАКТНЫХ НИЗКОЧАСТОТНЫХ ПРЕОБРАЗОВАТЕЛЕЙ СО СЛОЖНОЙ ГЕОМЕТРИЕЙ ИЗЛУЧАЮЩЕЙ ОБОЛОЧКИ

<u>А.К. Бритенков</u>^{1,2}, Б.Н. Боголюбов², В.А. Перфилов², С.А. Смирнов², В.А. Фарфель²

¹ННГУ им. Н.И. Лобачевского, ²ИПФ РАН, jkd@yandex.ru г. Нижний Новгород

Создание подводных автономных необитаемых аппаратов с большой дальностью действия является одним из перспективных направлений освоения Мирового океана. Для обеспечения устойчивой связи в системах телеуправления и коммуникации с центром управления, акустическими и радиобуями [1] на расстояниях в сотни километров требуются компактные низкочастотные гидроакустические излучатели, имеющими высокую удельную мощность в сочетании с достаточной шириной полосы частот [2]. Понижение несущей частоты звука в таких приёмо-передающих системах, так же как и увеличение мощности излучения накладывает особые требования на конструктивные особенности и технологию изготовления гидроакустических излучателей [3]. При этом выбор типа преобразователя и поиск оптимальной геометрии корпуса определяет дальнейший расчёт и технологический процесс изготовления, сборки и настройки излучателя. Форма оболочки и конструкция корпуса также больше всего влияют на параметры и эквивалентную схему преобразователя [4, 5], определяя характеристики и настройку систем согласования и возбуждения излучающего тракта.

Во время проведения морских испытаний сотрудниками центра гидроакустики ИПФ РАН неоднократно проводились успешные эксперименты по излучению и приёму акустических сигналов на расстояния более 400 км. Подобные технологии требуются для передачи команд телеуправления автономными подводными аппаратами, например подводными планерами (глайдерами), а так же для связи с автономными акустическими радиобуями-маяками, являющимися частью систем управления для автономных подводных аппаратов.

Наибольшее распространение для излучения низких частот в приложениях мощной гидроакустики ввиду эффективности и технологичности изготовления получили преобразователи продольно-изгибного типа на основе механического трансформатора [3]. При этом изготовление корпуса излучателя со сложной геометрией излучающей оболочки является одной из самых трудоёмких технологических процедур. Оптимизация излучающего элемента, связанная с решением задачи поиска глобальных экстремумов многопараметрической модели по совокупности критериев: распределению динамических и статических напряжений в металле, геометрических параметров и характеристик материалов показывает, что наилучшая геометрия деталей корпуса уже нереализуема при использовании обычной металлообработки. Структурно-функциональный подход [6] для поиска технических и технологических решений по разработке, изготовлению и настройке гидроакустических преобразователей приводит к использованию 3D-печати. Это снимает проблему герметизации, устойчивости преобразователя к гидростатическому давлению, а так же уменьшает разброс параметров [7].

SLM-технология послойного лазерного спекания из металлических порошков по трёхмерной компьютерной модели (в формате STL для аддитивной 3D-печати) позволяет получить нереализуемую для обычных технологий металлообработки форму корпуса преобразователя с излучающей оболочкой (рис. 1, слева). Изготовление корпуса излучателя на SLM-установках из титанового порошка позволяет выращивать изделия до 250 мм с точностью 0,1% от максимального размера при построении изделия со скоростью до 25 см³/ч [8]. Технология изготовления корпуса методом послойного лазерного спекания не уступает точности механической обработки и удовлетворяет допускам технологической карты, обеспечивая меньший разброс размеров оболочки, что упрощает настройку собранного излучателя. Титан не подвержен коррозии при контакте с углеродными композитами и морской водой, что упрощает гидроизоляцию готового изделия.

Корпус разработанного в ИПФ РАН экспериментального излучателя размером 90х86 мм, выполненный из порошка титана Ti-6Al-4V с размером частиц 20–40 мкм методом послойного лазерного спекания (SLM-технологии), показан на рис. 1, справа. Результаты испытаний на вибростенде и отклик на воздействие одиночного удара совпадают с результатами моделирования колебательных характеристик корпуса излучателя в воздухе, обладающего ярко выраженным резонансом на частоте около 3 кГц. Согласно расчётам, излучатель на основе пьезокерамического активного элемента, выполненного из колец ЦТБС-3 [3], с подобным корпусом выпуклой гофрированной волнообразной формы с переменной толщиной стенки от 0,6 до 1,4 мм, имеет чувствительность до 2 Па*м/В в диапазоне 1,5-2,5 кГц на глубине до 800 м.

Преобразователь размером 230x160 мм с гофрообразной излучающей оболочкой, изготовленный по SLM-технологии, может обладать чувствительностью до 3,5 Па*м/В в полосе частот от 0,6 до 1,2 кГц, что позволяет применять его в составе гидроакустических модемов на необитаемых автономных подводных аппаратов. Механическая прочность и другие ха-



Рис. 1. 3D-модель в формате STL (слева) и корпус излучателя, изготовленный на основе SLMтехнологии из порошка титана Ti-6Al-4V (справа).

рактеристики титана, получаемого методом послойного лазерного спекания позволяют успешно применять такую технологию для глубоководных гидроакустических излучателей [9]. Оптимизация с помощью структурно-функционального подхода и других конструктивных компонентов излучателя, включая активный элемент, открывает широкие перспективы создания новых систем связи с автономными подводными аппаратами большой дальности действия, так же как использования подобных излучателей в других приложениях гидроакустики.

Литература

 Корякин Ю.А., Смирнов С.А., Яковлев Г.В. Корабельная гидроакустическая техника. Состояние и актуальные проблемы. Санкт-Петербург: Наука, 2004. 410 с.

2. Moscaa F., Matte G., Shimura T. Low-frequency source for very long-range underwater communication // J. Acoust. Soc. Am. 2013. Vol. 133(1). P. EL61–EL67.

3. Андреев М.Я., Боголюбов Б.Н., Клюшин В.В., Рубанов И.Л. Низкочастотный малогабаритный продольно-изгибный электроакустический преобразователь // Датчики и системы. 2010. № 12. С. 51–55.

 Боголюбов Б.Н., Кирсанов А.В., Леонов И.И., Смирнов С.А., Фарфель В.А. Расчёт и экспериментальные исследования компактного продольно-изгибного гидроакустического преобразователя с центральной частотой излучения 520 Гц // Гидроакустика. 2015. № 23(3).
 С. 20–26.

5. Свердлин Г.М. Гидроакустические преобразователи и антенны. Л.: Судостроение, 1980. 232 с.

6. Бритенков А.К. Обработка информационных представлений сигналов с помощью ОСАМ. Саарбрюккен: LAP Lambert Academic Publishing, 2016. 183 с.

 Бритенков А.К., Боголюбов Б.Н., Перфилов В.А., Смирнов С.А., Фарфель В.А. Изготовление гидроакустических излучателей продольно-изгибного типа методом послойного лазерного сплавления // Тр. XX конф. по радиофизике, посвященной 110-летию со дня рождения Г.С. Горелика. Нижний Новгород, 2016. С. 124-125.

8. Назаров А.П. *Перспективы* быстрого прототипирования методом селективного лазерного спекания/плавления // Вестник МГТУ «Станкин». 2011. Vol. 1(16), № 4. С. 46–51.

9. Allison M.B., and Beth E.C. Review of Mechanical Properties of Ti-6Al-4V Made by Laser-Based Additive Manufacturing Using Powder Feedstock // Journal of The Minerals, Metals & Materials Society. 2016, Vol. 68(3). P. 724–734.

О ВОЗМОЖНОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ПЛОТНОСТИ, СЖИМАЕМОСТИ И СКОРОСТИ ЗВУКА ВКЛЮЧЕНИЙ В ЖИДКОСТЯХ ИНДИКАТРИСНЫМИ МЕТОДАМИ РАССЕЯНИЯ ЗВУКА

<u>В.А. Буланов</u>, И.В. Корсков

ТОИ ДВО РАН, bulanov@poi.dvo.ru

Изучение особенностей рассеяния звука на включениях в микронеоднородной жидкости с целью решения обратных задач – восстановления характеристик микронеоднородностей морской воды (планктона, взвесей и т.п.) по данным о линейном и нелинейном рассеянии звука на различных частотах составляет основу дистанционного метода диагностики структуры и динамики микронеоднородных сред. Важной особенностью является применение не только обратного рассеяния, но и рассеяния звука под различными углами θ (индикатриса рассеяния) $\psi(\theta)$. Коэффициент объемного рассеяния звука *m* учитывает функцию распределения микронеоднородностей по размерам g(R), индикатрису рассеяния $\psi(\theta)$ и зависит от частоты: $m_{-}(\omega, \vartheta) = \tilde{m}_{-}(\omega)\psi^{2}(\vartheta)$. В общем случае при произвольном соотношении между длиной волны звука λ и характерным размером R одиночного включения зависимости $\tilde{m}_{r}(\omega)$ и $\psi(\theta)$ имеют сложный характер и решение обратной задачи восстановления характеристик включения весьма затруднительно. Тем не менее, существует условия, при которых решение указанной задачи существенно упрощается. Например, если длина волны звука превышает характерные размеры микронеоднородностей, то наибольший вклад в коэффициент рассеяния звука вносят монопольное (объемное) и дипольное (осцилляционное) рассеяние, амплитуда которых зависит от угла падения (рассеяния). Можно показать, что, используя измерения $\psi(\theta)$ под углом θ и назад, при $\theta = \pi$, можно определить как плотность ρ' , так и сжимаемость β' включения в жидкости. Типичная индикатриса рассеяния звука твердыми, мягкими, резиноподобными и газовыми включениями в среднем диапазоне частот, имеет вид [1,с.122-124]:

$$\psi_{\theta} = 1 - \frac{\beta'}{\beta} - 3\cos\theta \frac{\rho' - \rho}{2\rho' + \rho},\tag{1}$$

где ρ и β – плотность и сжимаемость жидкости, ρ' и β' – плотность и сжимаемость включения, при этом сжимаемость понимается в расширенном смысле, т.е. наряду с типичной термодинамической характеристикой – адиабатической сжимаемостью, $\beta' = (1 / \rho') (\partial \rho' / \partial P')_s$ (где S – энтропия), требуется дополнительно учитывать динамические характеристики (резонансные – в случае пузырьков и релаксационные вязко-тепловые – в случае мягких и твердых включений) [1, 2].

Рассмотрим суть способа на примере однокомпонентного раствора – смеси микронеоднородностей одного и того же типа в воде. Если длина волны звука превышает характерные размеры микронеоднородностей, то наибольший вклад в коэффициент рассеяния звука m_v вносят монопольное (объемное) и дипольное (осцилляционное) рассеяние, амплитуда которых зависит от угла падения (рассеяния). Тогда, учитывая Рэлеевский характер рассеяния звука, можно записать выражение для m_v в виде: $m_v(\omega, R, \theta) = \tilde{m}_v(\omega, R)\psi^2(\theta)$. В приведенной формуле фактически рассматривается достаточно низкочастотные характеристики включений, когда с одной стороны можно пренебречь вязкостью жидкости, а с другой стороны, можно использовать низкочастотное приближение для функции отклика включений при воздействии звука. В реальном случае указанное приближение ние распространяется на диапазон размеров включений от 1 мм до 1 мкм.

Используя измерения $\psi(\theta)$ одновременно под углом θ и назад ($\theta = \pi$), можно определить плотность ρ' и сжимаемость β' включения (ρ и β плотность и сжимаемость жидкости) по формулам [2]:

$$\frac{\rho'}{\rho} = \frac{3\cos\theta - (\psi_{\pi} - \psi_{\theta})}{3\cos\theta - 2(\psi_{\pi} - \psi_{\theta})}, \quad \frac{\beta'}{\beta} = 1 - \frac{\psi_{\pi}\cos\theta + \psi_{\theta}}{1 + \cos\theta}.$$
(2)

Наиболее практичным является изучение рассеяния под углом $\theta = \pi / 2$, когда дипольное рассеяние равно нулю. Тогда для линейного рассеяния имеем:

$$\frac{\rho'}{\rho} = \frac{3 + (\psi_{\pi} - \psi_{\pi/2})}{3 - 2(\psi_{\pi} - \psi_{\pi/2})}, \qquad \frac{\beta'}{\beta} = 1 - \psi_{\pi/2}.$$
(3)

Учитывая, что $\beta' = 1 / (\rho' c'^2)$, можно дополнительно определить скорость звука внутри включения.

При наличии двух типов включений (например, твердые взвеси и пузырьки) задача усложняется. Можно ввести суммарный коэффициент рассеяния $M_{\nu}(\omega, R)$ с интегральной характеристикой рассеяния $\Psi(\theta)$ в виде:

$$\Psi^2(\theta) = \tilde{m}1_{_V}(\omega, R)\psi 1^2(\theta) + \tilde{m}2_{_V}(\omega, R)\psi 2^2(\theta), \qquad (4)$$

где $\tilde{m}1, 2_V(\omega, R) = m1, 2_V(\omega, R) / M_V(\omega, R)$, $m1, 2_V(\omega, R) - коэффициенты рассеяния звука включениями 1 и 2 типа, содержащимися в воде. Но в этом случае задача также может быть решена в случае включений с достаточно сильно различающимися коэффициентами рассеяния, например, твердые частицы и пузырьки. Покажем это на примере. Имеем следующие соотношения$

$$\Psi^{2}(\pi) = \tilde{m}1_{V}(\omega, R)\psi1^{2}(\pi) + \tilde{m}2_{V}(\omega, R)\psi2^{2}(\pi), \qquad (5)$$

$$\Psi^{2}(\pi / 2) = \tilde{m}1_{V}(\omega, R)\psi1^{2}(\pi / 2) + \tilde{m}2_{V}(\omega, R)\psi2^{2}(\pi / 2) /$$
(6)

В случае твердых частиц имеем $\beta'<<\beta$, а в случае пузырьков $\beta'>>\beta$ и $\rho>>\rho'$. Тогда в случае твердых частиц имеем

$$\psi 1_{\pi/2} = 1, \quad \psi 1_{\pi} = (5\rho' - 2\rho) / (2\rho' + \rho),$$
(7)

1

а в случае пузырьков

$$\psi 2_{\pi/2}^{2} = (1 - \beta' / \beta)^{2} \approx (\beta' / \beta)^{2} - 2(\beta' / \beta), \ \psi 2_{\pi}^{2} \approx (\beta' / \beta)^{2} + 2(\beta' / \beta).$$
(8)

В итоге для воды с пузырьками и твердыми частицами можно записать разность квадратов интегральных индикатрис в виде

$$\Psi^{2}_{\pi} - \Psi^{2}_{\pi/2} = \left[\tilde{m}1_{V}(\omega, R)\frac{21\rho'^{2} - 24\rho'\rho + 3\rho}{\left(2\rho' + \rho\right)^{2}} + 6\tilde{m}2_{V}(\omega, R)\frac{\beta'}{\beta}\right]$$
(9)

В итоге будем иметь два предельных случая. В первом случае акустическая диагностика твердых частиц легко реализуется при условии исчезающее малой концентрации пузырьков, когда отношение коэффициентов рассеяния звука на пузырьках и на твердых частицах по отдельности удовлетворяют следующему неравенству

$$m_{2_{V}} / m_{1_{V}} << (7 / 8)(\beta / \beta').$$
⁽¹⁰⁾

В итоге плотность ρ', сжимаемость β' и скорость звука внутри включения можно определить по следующим формулам

$$\frac{\rho'}{\rho} = \frac{3 + (\Psi_{\pi} - \Psi_{\pi/2})}{3 - 2(\Psi_{\pi} - \Psi_{\pi/2})}, \ \frac{\beta'}{\beta} = 1 - \Psi_{\pi/2} \cdot c' = 1 / \sqrt{\rho'\beta'} \cdot$$
(11)

Следует отметить, что отношение $\Psi_{\pi}^2 / \Psi_{\pi/2}^2$ будет равно $\Psi_{\pi}^2 / \Psi_{\pi/2}^2 \approx \left[(5\rho' - 2\rho) / (2\rho' + \rho) \right]^2$. При типичных твердых частицах, когда $\rho' >> \rho$, имеем $\Psi_{\pi}^2 / \Psi_{\pi/2}^2 \approx 6.25$.

В другом предельном случае $m2_v / m1_v >> (7 / 8)(\beta / \beta')$ преобладает вклад от пузырьков, для которых можно определить коэффициент рассеяния

 $\psi_{\pi} = \left|-\beta' \mid \beta - 2\right| \approx \beta' \mid \beta$ и $\psi_{\pi/2} = \left|1 - \beta' \mid \beta\right| \approx \beta' \mid \beta$. При этом отношение $\Psi^2_{\pi} \mid \Psi^2_{\pi/2}$ будет равно $\Psi^2_{\pi} \mid \Psi^2_{\pi/2} \approx 1 + 6\beta \mid \beta' \approx 1$. Для реализации описанной процедуры узконаправленный акустиче-

ский импульс излучается в направлении исследуемой области жидкости с микронеоднородностями. Источник излучения обратим, то есть обладает способностью принимать рассеянные назад от микронеоднородностей акустические сигналы в паузах между излучениями. На некотором расстоянии от источника акустического сигнала в стороне от оси излучения находится второй приемник. Второй приемник также обладает узконаправленной характеристикой, которая ориентирована под углом $\pi/2$ к оси излучения и также направлена в область исследуемого пространства. Образуется некоторый объем пространства в области пересечения характеристик направленности обратимого приемника и приемника, ориентированного под углом $\pi/2$, в котором излученный акустический импульс рассеивается на микронеоднородностях, при этом, если рассеяние носит монопольный характер, часть энергии рассеянной волны попадет на второй приемник. Если рассеяние имеет дипольный характер, то рассеянная волна будет отражаться в обратном направлении и вперед, а на приемник, принимающий сигналы только в перпендикулярной плоскости сигналы рассеяния не придут или будут много меньше, чем сигналы, рассеянные в обратном направлении. В процессе эксперимента измеряются уровни акустического давления рассеянных волн на обратимом излучателе и приемнике под углом $\pi/2$. Вычисляется коэффициенты объемного рассеяния m_v по выражению:

$$m_{
u} = rac{2}{\pi heta^2 c au} \Big(rac{P_s}{P_i}\Big)^2,$$

где θ – ширина диаграммы направленности источника излучения, *с* – скорость звука в жидкости, τ – длительность импульса, *P_s* и *P_i* – амплитуды акустического давления в рассеянной и падающей волне соответственно.

Индикатриса рассеяния определится по измерению коэффициентов объемного рассеяния обратно и под углом 90⁰ согласно выражению:

$$\psi(\theta) = \sqrt{m_V(\omega, R, \theta) / \tilde{m}_V(\omega, R)} \, .$$

Плотность ρ' , сжимаемость β' и скорость звука c' определятся из приведенных выше формул в следующем виде:

$$\rho' = \rho \frac{3 + (\psi_{\pi} - \psi_{\pi/2})}{3 - 2(\psi_{\pi} - \psi_{\pi/2})}, \qquad \beta' = \beta \left(1 - \psi_{\pi/2}\right) \qquad c' = 1 / \sqrt{\rho' \beta'} \cdot$$

На рисунке 1 показана функциональная схема для реализации описанного способа.



Рис.1. Схема для определения физических свойств включений микронеоднородных жидкостей: 1– обратимый источник акустических волн; 2– приемник акустических сигналов под углом $\pi/2$; P_i – амплитуда звукового давления в падающей на микронеоднородности волне; P_s – амплитуда звукового давления в рассеянной на микронеоднородностях волне, $m_{v1}(\theta=\pi)$ – коэффициент объемного рассеяния под углом π ; $m_{v2}(\theta=\pi/2)$ – коэффициент объемного рассеяния под углом $\pi/2$.

Работа была проведена при поддержке программы Дальний восток (проекты 15-I-1-046 и 17-I-1-062 э) и РФФИ (грант 17-02-00561а).

Литература

 Буланов В.А. "Методы нестационарной и нелинейной спектроскопии пузырьков и планктона в море"/ В кн.: Акустика океана. Сборник трудов школы-семинара акад. Л.М. Бреховских. – М.: ГЕОС, 1998. С.190-194.

2. Буланов В.А. Введение в акустическую спектроскопию микронеоднородных жидкостей. Владивосток: Дальнаука. 2001. 280 с.

ПРИМЕНЕНИЕ ПАРАМЕТРИЧЕСКИХ ИЗЛУЧАТЕЛЕЙ Для изучения структуры донных осадков в мелком море

В.А. Буланов, И.В. Корсков, <u>П.Н. Попов</u>

ТОИ ДВО РАН popov_pn@poi.dvo.ru

Важной задачей в акустике океана является изучение нелинейных акустических явлений, которые, с одной стороны, являются помехой при изучении дальнего распространения звука в океане (например, искажение спектра при взрывных и мощных импульсных источников звука) [1], но с другой стороны, являются новыми перспективными методами гидроакустической локации и изучения рассеивающих объектов в море [2, 3]. Особенность методов нелинейной гидроакустики заключается в возможности достичь узких акустических пучков и таким образом получить высокое пространственное разрешение на низких частотах [2]. В последнее время появился устойчивый термин нелинейная гидроакустика в океанологии, означающий применение высоконаправленных низкочастотных акустических лучей, которые формируются за счет нелинейности морской воды при распространении узколучевых высокочастотных импульсов накачки (параметрическое взаимодействие) в толще моря, для диагностики морской среды [3]. Такие параметрические излучатели обычно имеют частоту акустической накачки около 100 кГц и рабочие разностные частоты в диапазоне 10 - 30 кГц [2, 3]. Применение параметрического излучения для диагностики морской среды на более низких частотах сопряжено как с большими материальными затратами при создании низкочастотных направленных акустических антенн, так и с необычностью новых методов, для которых из-за нестандартной характеристики приходится создавать новые алгоритмы лоцирования и новые методы расчетов коэффициентов рассеяния звука. В итоге параметрические излучатели оказываются достаточно дорогими инструментами, что серьезно сдерживает их производство и дальнейшее использование в практике океанологических исследований [2]. Тем не менее, имеется возрастающая потребность в создании методов и инструментов зондирования на основе взаимодействия акустических импульсов с различными типами мелкомасштабных неоднородностей в параметрическом режиме [3].

В связи с необходимостью проведения работ с применением параметрического режима излучения были созданы и испытаны параметрические излучатели различных типов [4 - 6]. Кратко опишем применяемые излучатели. Наиболее часто нами применялся мощный излучатель FURUNO с частотой накачки 200 кГц, который способен поддержать излучение при электрической нагрузке на резонансе W~2 кВт. Внешний размер пьезокерамической пластины излучателя составляет 10 см, так что характеристика направленности на частоте 200 кГц в линейном режиме составляет около 4⁰.

Были проведены экспериментальные исследования в морских условиях и проведены численные расчеты осевого распределения давления в акустических пучках на частоте накачки и на разностной частоте. Структура осевого распределения поля параметрического излучателя на основе данного излучателя была вычислена для случая бигармонической накачки, когда амплитуда давления на резонансе на поверхности излучателя составляла ~ 6 атм. Расчеты проводились для идеального случая чистой морской воды без пузырьков согласно [5, 6]. Эффективное нарастание волн комбинационных частот и высших гармоник происходит по мере распространения накачки до расстояния разрыва, после этого генерация волн замедляется за счет проявлений двух механизмов затухания: поглощения накачки и затухания за счет ее дифракционной расходимости. В используемых нами излучателях применялся режим Берктея [2, 4, 5], в котором распределение давления в волне разностной частоты в дальнем поле зависит в основном зависит от соотношения между частотами ω_1 и ω_2 и разностной частоты Ω , а также от величины нелинейного параметра морской воды ε . Тогда осевое распределение амплитуды волн разностной частоты P_{Ω} в зависимости от расстояния *r* в дальнем поле (при $r > r_{\omega\Omega}$) будет определяться по следующей приближенной формуле [6, 8]:

$$P_{\Omega}(r) = A(\omega, \Omega) \frac{P_{\omega 1} P_{\omega 2}}{r}, \ A(\omega, \Omega) = \frac{R_{F\omega}^2 \Omega \ln(2\gamma_E N_A^{-2})}{4\rho c^3}.$$
 (1)

где $P_{\omega l}$, $P_{\omega 2}$, P_{Ω} – амплитуды давления волн накачки с частотами ω_1 и ω_2 и разностной частоты Ω ($\omega_{l,2}=2\pi f_{l,2}$, $\Omega=2\pi F$, $F=f_1-f_2$), $N_A = (\alpha_{\omega}R_{F\omega})^{1/2}$, $\gamma_E = 1,78$ – постоянная Эйлера, $R_{F\omega} = k_{\omega}d^2/8$ – длина ближней зоны на частоте ω , $k_{\omega} = \omega/c$, d – апертура излучателя. В типичных случаях величина $r_{\omega\Omega}$ составляла расстояние около 10 метров

В итоге было показано, что темп пространственного спада на низких частотах оказался существенно меньше по сравнению с накачкой. В итоге, в дальнем поле, начиная с расстояния около 100 метров, эффективность воздействия звука на низких частотах становится преобладающей по сравнению с воздействием накачки. Было показано, что за счет нелинейного взаимодействия формируется пучок остронаправленного излучения на низких частотах 15 и 20 кГц с достаточно высокой амплитудой в дальнем поле при $r > r_{\omega \Omega}$, составляющем на частоте 15 кГц величину около 3 - 4 кПа*м. Следует особо подчеркнуть высокую концентрацию излучения на низких частотах, где характеристика направленности на частоте 15 кГц составляет всего лишь 4⁰. Для формирования такой узкой характеристики направленности в обычном линейном режиме на частоте 15 кГц потребовался бы излучатель с апертурой не менее 1.5 м. В нашем случае такую же узкую характеристику направленности удалось достичь для излучателя с диаметром излучающей поверхности около 10 см. Интересна оказалась частотная зависимость поля параметрического излучателя, вычисленного на различных расстояниях. Можно выделить наиболее перспективную область рабочих частот параметрического излучателя Ω, составляющих примерно величину Ω~(0.08-0.15) ω, т.е. около 10 % от частоты накачки, что согласуется со старыми экспериментальными данными, полученными в работе [5].

Целый ряд исследований был проведен с узконаправленной многоэлементной антенной, общий вид которой и некоторые ее характеристики показаны на рисунке 1. Антенна состоит из 56 элементов, каждый в виде круглого поршня диаметром 45 мм. Общий вид антенны и расположение отдельных групп и представлено на рис. 1а. Все элементы расположены на дюралюминиевой пластине размером 1240 мм х 440 мм и находятся друг от друга на расстоянии 75 мм, образуя прямоугольную решетку. Все элементы поделены на 4 отдельные группы, каждая группа состоит из 14 параллельно подключенных элементов. Такая схема соединения позволяет изменять основные характеристики антенны, подключая группы в различных комбинациях к различным источникам. Амплитудно-частотные характеристики (АЧХ) измерялись при сканировании частоты в диапазоне 10-500 кГц. Из рис. 1б видно, что антенна обладает рядом резонансов в пределах от 20 до 470 кГц, которые можно использовать для излучения в параметрическом режиме. Натурные испытания системы в параметрическом режиме, когда все четыре группы соединены между собой параллельно, проводились на гидрофизическом полигоне МЭС Шульц ТОИ ДВО РАН в бухте Витязь. Блок-схема аппаратуры представлена на рис.1в. Цифровой программируемый генератор сигналов произвольной формы ГСПФ-053 формировал бигармонический сигнал с частотами 25.8 и 27.8 кГц. Сформированный сигнал поступал на усилитель мощности фирмы PHONIC XP-5000, повышающий трансформатор и на антенну. Излучение и прием акустических сигналов регистрировался гидрофоном фирмы «Ахтуба», калиброванным в диапазоне от 31.5 до 300 кГц. Принятый гидрофоном сигнал выделялся на разностной частоте третьоктавным фильтром тип 01018 фирмы RFT (Германия), усиливался полосовым усилителем SN-232 фирмы UNIPAN (Польша) и оцифровывался модулем аналого-цифрового преобразователя L-783 для ввода в компьютер.



Рис. 1. Внешний вид и характеристики многоэлементной акустической антенны в параметрическом режиме излучения: а – общий вид антенны и расположение отдельных групп, б – АЧХ элемента, в – блок-схема аппаратуры, г – визуализация структуры в донных осадках при рассеянии сигнала разностной частоты 2 кГц от дна и донных осадков при частотах накачки 26 – 28 kHz

На рис. 1г представлен фрагмент записи сигналов отраженного от дна сигнала на разностной частоте 2 кГц. Из рисунка видно, что уверенно регистрируется сигнал от некоторой структуры, которая прослеживается на глубине около 10 м ниже дна. При анализе сигналов на частотах накачки такой структуры не наблюдается, что говорит о более глубоком проникновении в дно акустического сигнала разностной частоты.

Таким образом, полученные данные позволяют использовать параметрический излучатель для изучения структуры донных осадков в мелком море на глубинах в десятки метров ниже дна.

Работа была проведена при поддержке программы Дальний восток (проекты 15-I-1-046 и 17-I-1-062 э) и РФФИ (грант 17-02-00561а).

Литература

1. Урик Д.Р. Основы гидроакустики. Л.: Судостроение, 1978. 448 с.

2. Новиков Б.К., Тимошенко В.И. Параметрические антенны в гидролокации. Л.: Судостроение, 1990. 256 с.

3. Кузнецов В.П. Нелинейная акустика в океанологии М.: Физматлит. 2010. 264 с.

4. Буланов В.А., Попов П.Н. Исследование характеристик узколучевого эхолота в параметрическом режиме // В сб.: «Антенны и преобразователи». Владивосток: ДВГУ. 1988. С. 148-153.

5. Буланов В.А. Введение в акустическую спектроскопию микронеоднородных жидкостей. Владивосток: Дальнаука. 2001. 280 с.

6. Akulichev V.A., Bulanov V.A.. Measurements of bubbles in sea water by nonstationary sound scattering // J. Acoust. Soc. Am. 2011. Vol.130, No5, pt.2, pp.3438-3449.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ СЛОЖНЫХ СИГНАЛОВ ИЗ ШЕЛЬФА В ГЛУБОКОЕ МОРЕ В ЗИМНИХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ЯПОНСКОГО МОРЯ

<u>А.В. Буренин</u>, Ю.Н. Моргунов

ТОИ ДВО РАН, alex_bu@poi.dvo.ru

Исследование особенностей распространения акустической энергии из шельфа в глубокое море имеет важное прикладное значение для решения задач акустической томографии неоднородностей морской среды, звукоподводной связи и навигации [1-4]. Особенно актуальны эти исследования для обоснования и разработки измерительных комплексов для обеспечения позиционирования и управления подводными роботами на расстояниях в сотни километров. Так как подобные комплексы должны функционировать круглогодично, возникла необходимость исследовать особенности распространения широкополосных импульсных сигналов в зимних гидрологических условиях, когда в морской среде формируется приповерхностный звуковой канал.

В докладе обсуждаются результаты эксперимента, проведенного в Японском море в марте 2016 на акустической трассе протяженностью 194 км, включающей мелководный шельфовый участок около 20 км (рис. 1б). Исследования проводились в течение пяти суток и заключались в приеме сложных фазоманипулированных сигналов (М-последовательности, 255 символов, 4 периода несущей частоты на символ) с центральной частотой 500 Гц, излучаемых источником расположенном на шельфе, в пяти точках на удалении ~ 1, 26, 82, 139 и 194 км. Методика и техника эксперимента подробно описана в работе [3]. Как и в [3], на судне выполнялись измерения вертикального распределения температуры (скорости звука) и регистрация зондирующего сигнала в каждой точке в течение 2 часов.

После свертки принятого сигнала с маской излученного были расчитаны импульсные характеристики. Можно отметить стабильную, с хорошим превышением над помехой структуру импульсных приходов, формирующих сплошную зону освещенности во всех точках трассы в течение длительного времени измерений. Анализ экспериментально полученных импульсных характеристик показывает, что во всех точках фиксируется максимальный по амплитуде первый приход. Это свидетельствует о том, что на данном горизонте первыми принимаются импульсы, прошедшие в приповерхностном слое по кратчайшему расстоянию и под малыми, близкими к нулю, углами [3]. Данный факт позволяет рассчитывать на хорошие точности расчетов расстояний между корреспондирующими точками при решении навигационных задач, т.к. нет необходимости учитывать искривление лучевых траекторий. Но, при наличии изменчивости температуры (скорости звука) в приповерхностном слое по трассе распространения, она должна быть определена техническими средствами и учтена при расчете эффективной (средней) скорости звука.

В период проведения эксперимента гидрологические условия на шельфовом участке трассы и в верхнем слое глубоководной части моря характеризовались наличием положительного вертикального градиента скорости звука, кроме точек 3 и 4, вблизи которых температура повышается почти до 3-х градусов и фиксируется небольшой (0,023 с⁻¹) отрицательный градиент вертикального распределения скорости звука (ВРСЗ). Для анализа гидрологической ситуации на диагностируемой акватории был привлечен инфракрасный (ИК) снимок поверхностной температуры моря, полученный со спутника NOAA-18 в Центре регионального спутникового мониторинга ДВО РАН. Анализ снимка показал, что акустическая трасса вблизи точки 4 пересекает периферию синоптического вихря, где температура воды повышается почти до 3°С.

Проведение расчётов импульсных характеристик с использованием хорошо зарекомендовавшей себя в предыдущих работах [2,3] программы RAY [5], показало наличие значительной зоны тени на горизонте приема при включении в расчетный блок измеренных BPC3 в точках приема, что расходится с данными эксперимента. Это может объясняться тем, что данная программа была разработана для проведения расчётов более высокочастотных сигналов и поэтому даже столь малый отрицательный градиент ВРСЗ в точках 3 и 4 (0,023 с⁻¹) обеспечил искривление лучевых траекторий в сторону дна. Для обеспечения качественных расчетов импульсных характеристик волноводов ВРСЗ были модифицированы из физических соображений. В точках 3 и 4 отрицательный градиент скорости звука был заменен на положительный, но значения скорости звука в приповерхностном слое соответствовали измеренным СТД-зондом (рис. 1a). Это позволило обеспечить в расчетах сплошную зону освещенности в приповерхностном канале, зафиксированную в эксперименте. При этом была сохранена основная информация об изменчивости поля скорости звука на различных участках трассы при расчете расстояний между корреспондирующими точками. На



Рис. 1. Результаты численного моделирования: а) модифицированные вертикальные профили скорости звука вблизи излучателя и в точках приема; б) рельеф дна и пример лучевой картины для акустической трассы излучатель – точка №5; в) угловая структура поля в точке приема; г) импульсная характеристика поля в точке приема.

рисунке 1г приведен результат расчета импульсной характеристики волновода на расстоянии 194 км с учетом модифицированных ВРСЗ. Анализ показывает, что результаты расчета качественно иллюстрируют характер лучевых траекторий в приповерхностном звуковом канале и коррелируют с экспериментальной импульсной характеристикой, полученной усреднением по 10 реализациям.

Показано, что для случая распространения низкочастотных импульсных сигналов с малыми углами скольжения через вихревую систему лучевые траектории не претерпевают заметных изменений, т.к. влияние вихря мало повлияло на формирование временной структуры импульсного отклика волновода на всей трассе. Это позволило адаптировать программу расчета акустических полей [5] к условиям эксперимента и получить эффективный инструмент для прогнозных оценок амплитудно-временных и угловых характеристик полей, сформированных низкочастотными псевдослучайными сигналами.

Авторы выражают благодарность В.Б. Лобанову и С.Ю. Ладыченко за предоставленные космические снимки и их физическую интерпретацию.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке грантов ДВО РАН 15-II-1-045, 15-I-1-012 о., ПФИ гос. акад. наук на 2013-2020 гг. (п/п 12, Тема 2).

Литература

1. Безответных В.В., Буренин А.В., Моргунов Ю.Н., Половинка Ю.А. Экспериментальные исследования особенностей распространения импульсных сигналов из шельфа в глубокое море // Акуст. журн. 2009. Т. 55. № 3. С. 374.

 Акуличев В.А., Безответных В.В., Буренин А.В., Войтенко Е.А., Моргунов Ю.Н.
 Эксперимент по оценке влияния вертикального профиля скорости звука в точке излучения на шельфе на формирования импульсной характеристики в глубоком море // Акуст. журн. 2010. Т. 56. № 1. С. 51.

3. Моргунов Ю.Н., Безответных В.В., Буренин А.В., Войтенко Е.А. Исследование влияния гидрологических условий на распространение псевдослучайных сигналов из шельфа в глубокое море // Акуст. журн. 2016. Т.62. №3. С.341.

4. Spindel R.C., Na J., Dahl P.H., Oh S., Eggen C., Kim Y.G., Akulichev V.A., Morgunov Y.N. Acoustic Tomography for Monitoring the Sea Japan: A Pilot Experiment // IEEE Journal of Oceanic Engineering, 2003. V. 28. № 2. P. 297.

5. Bowlin J.B., Spiesberger J.L., Duda T.F., Freitag L.E. Ocean acoustical ray-tracing software RAY, Woods Hole Oceanographic Technical Report, WHOI-93-10, 1993.

СПУТНИКОВАЯ ИНДИКАЦИЯ КОГЕРЕНТНЫХ СТРУКТУР В ПОЛЕ ДРЕЙФУЮЩЕГО ЛЬДА НА ШЕЛЬФЕ ОХОТСКОГО МОРЯ

<u>Н.М. Вакульская¹</u>, В.А. Дубина^{1,2}, В.В. Плотников^{1,2}

¹ТОИ ДВО РАН ²Дальневосточный государственный технический рыбохозяйственный университет, vakulskaya@poi.dvo.ru

Начиная с конца семидесятых годов, для изучения циркуляции вод Охотского моря используют информацию, полученную из космоса. С помощью изображений, принятых со спутников серии NOAA и Метеор в инфракрасном диапазоне электромагнитного спектра, была зарегистрирована и исследована сложная вихревая динамика в южной части моря, представляющая собой совокупность многочисленных вихрей, диполей, стримеров и грибовидных течений. В холодное время года особенности вихревой структуры течений хорошо прослеживаются в поле дрейфующего льда. В некоторых районах Охотского моря вихревую динамику вод можно наблюдать только в начале ледообразования в ледяном сале или при разрушении ледяного покрова в поле мелкобитого льда. К таким акваториям относятся области приливного перемешивания в районах Шантарских и Ямских островов, где в отсутствии контрастов температуры и цвета воды весной тёртый лёд трассирует вихри диаметром 100 м -1 км. Вихревые образования часто регистрируются в начале зимы на восточном шельфе Сахалина. В декабре 2016 г. на участке шельфа от мыса Терпения до широты 50,5°с.ш. на изображениях, полученных в видимом диапазоне спектрорадиометрами MODIS со спутников Terra и Aqua, в поле дрейфующего льда регистрировались многочисленные вихревые образования. 9 декабря вихревая картина дрейфа льда приобрела когерентный характер, внешне напоминая дорожку Кармана. На расстоянии 20-25 км от побережья наблюдалась цепочка циклонических вихрей, а между ними и берегом в шахматном порядке размещались антициклоны. Дистанция между циклоническими вихрями D составляла в среднем 27 км, а ширина дорожки W - 9 км (расстояние между линиями, соединяющими центры вихрей разного знака). Соотношение этих величин близко к условию устойчивости дорожки Кармана (*W*=0,281 *D*).

Изображение, принятое в тот же день со спутника Sentinel-2A (размер пикселя 10x10 м), позволяет рассмотреть более детальную структуру ледяного покрова, в которой проявляются цепочки мелкомасштабных вихрей, грибовидные течения и разномасштабные стримеры (рисунок). Вариации



Рисунок – Изображение в истинном цвете, скомбинированное из измерений мультиспектрального имиджера MSI со спутника Sentinel-2A (слева) 9 декабря 2017 г. Зелёными маркерами отмечены положения буровых платформ. Красный прямоугольник показывает границы увеличенного фрагмента размером примерно 63 на 98 км (справа)

цвета ледяного покрова позволяют уверенно предположить, что на исследуемой акватории наблюдаются начальные виды льда, нилас и молодой лёд. Преобладающие формы льда уменьшаются с севера на юг так, что южнее 50°с.ш. на изображении, полученном имиджером MSI, уже не видно ледяных полей с размером более двух пикселей.

По парам спутниковых изображений спектрорадиометров MODIS, принятых с временным интервалом 105 (8-го декабря 2016 г.) и 110 минут (9-го декабря 2016 г.), были рассчитаны вектора скорости дрейфа льда. В первый
день максимальная скорость достигала 0,7 м/с, а во второй - 0,4 м/с. Тангенциальная скорость на границе вихрей составляла 0,2-0,3 м/с.

Работа частично поддержана грантом ДВО РАН 15-I-1-038 «Дальний Восток».

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ХОДА ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ И ВОЗДУХА ВДОЛЬ ПОБЕРЕЖЬЯ ПРИМОРСКОГО КРАЯ ЗА ПОСЛЕДНИЕ ДЕСЯТИЛЕТИЯ С КЛИМАТИЧЕСКОЙ НОРМОЙ (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

Л.А. Гайко

ТОИ ДВО РАН gayko@yandex.ru

Актуальность исследования изменений климата в наше время не вызывает сомнений. Исследование колебаний климата большинством авторов отождествляется с изучением наиболее информативного параметра – температуры воздуха, поэтому для описания современных изменений климата обычно используется средняя годовая температура нижнего слоя атмосферы [1]. Одной из проблем, которая выдвигается на первый план при исследовании внутренней изменчивости климатической системы, является изучение взаимодействия атмосферы и океана [2]. Важную роль при изучении этого взаимодействия выполняет сеть гидрометеорологических станций (ГМС), на которых проводятся регулярные наблюдения за гидрометеорологическими параметрами, в том числе за температурой воды и воздуха. Эти параметры относятся к группе реперных при оценке климатической изменчивости.

Район исследования – морское побережье Приморья, омываемое водами зал. Петра Великого с юга и непосредственно водами Японского моря с востока. Особое положение Приморского края на стыке самого большого материка и самого большого океана формируют особые климатические условия. Представляет интерес, как глобальные изменения климата, происходящие в современный период, сказываются на изменении температурных характеристик в прибрежной зоне Приморья.

Ведение температурного мониторинга в прибрежной зоне Приморского края, которое проводится автором в течение двадцати лет, позволяет отслеживать климатические изменения в районе исследования. В настоящем докладе представлены результаты сравнительного анализа хода среднемесячных температур последнего десятилетия прошлого и первого десятилетия нынешнего столетий между собой и с нормой (1961-1990 гг.); проведено выявление особенностей температурного режима в исследуемом районе по годам (с 2011 по 2015 гг.) на фоне изменчивости температуры воды и воздуха в первом десятилетии 21-го века. Работа основана на данных по температуре воды и воздуха на пяти прибрежных ГМС, расположенных вдоль побережья Приморья: ГМС Посьет, Владивосток, Находка, Рудная Пристань и Сосуново.

По исследованиям автора, последнее десятилетие прошлого века было самым тёплым десятилетием столетия в прибрежной зоне Приморья, ну а первое десятилетие нового века подхватило эстафету повышенных температур, хотя здесь имеются свои особенности [3, 4, 5]. Для выявления особенностей температурного режима десятилетий на стыке веков было проведено сравнение температуры воды и воздуха на ГМС Приморья с климатической нормой отдельно для каждой среды. С этой целью на каждой прибрежной станции для каждого периода были вычислены среднемесячные температуры и разности между температурами периодов.

Сравнение среднепериодных температур воды. При сравнении среднемесячных температур воды за период 1991-2000 гг. со средними температурами за тридцатилетний период 1961-1990 гг. можно отметить, что на всех станциях в 90-е годы средняя месячная температура воды была выше нормы почти во все месяцы, причём повышение температура воды в некоторые месяцы превысило 2°С. Исключение составили ГМС Находка, Рудная Пристань и Сосуново, где в декабре отмечено некоторое понижение температуры, а на ГМС Рудная Пристань и Сосуново – ещё и в ноябре.

Сравнение среднемесячных температур воды за период 2001-2010 гг. с температурами за период 1961-1990 гг. также показало преобладание положительных аномалий. Исключение составили декабрь, когда понижение температуры произошло на всех станциях, и октябрь-ноябрь, когда отрицательные аномалии температуры воды наблюдались на ГМС Рудная Пристань и Сосуново.

При сравнении среднемесячных температур за период 1991-2000 гг. с температурами за 2001-2010 гг. было выявлено, что на ГМС Посьет средняя месячная температура воды в 90-е годы в зимние и весенние месяцы была выше, чем в 2000-е, отклонения составили 0,2-0,3°С. В летние и осенние месяцы, кроме июля и октября, температура воды в 90-е годы была ниже, причём в июне и августе значительно. Во Владивостоке в тёплый период в 90-е годы температура воды была ниже, чем в 2000-е. В осенне-зимние месяцы, наоборот, в 90-е годы – выше, чем в 2000-е. На ГМС Находка в 90-е годы температура воды для большинства месяцев была ниже (в мае даже на 1,2°С), чем в первое десятилетие 2000-х. В 90-е годы более высокая температура была отмечена в сентябре и октябре. Температура воды в январе, марте и декабре для обоих десятилетий была практически одинаковой. На станциях восточного побережья средняя месячная температура воды в 1990-

е годы была выше почти во все месяцы, за исключением июля и августа на ГМС Рудная Пристань и февраля на ГМС Сосуново, где она была немного выше в 2000-е гг.

Сравнение среднепериодных температур воздуха. При сравнении температуры воздуха в 1990-е гг. с нормой на общем фоне положительных аномалий можно отметить некоторое понижение температуры воздуха на всех станциях в ноябре, кроме ГМС Владивосток. На станциях восточного побережья Приморья температура понизилась также и в декабре, а на ГМС Сосуново – ещё в январе и марте.

Сравнительный анализ температуры воздуха за период 2000-х гг. с нормой показал несколько иную картину по сравнению с предыдущим периодом, изменились акценты. Понижение температуры воздуха отмечено также в холодное время года, но на ГМС Посьет и Владивосток оно произошло в ноябре-декабре, на ГМС Находка и Рудная Пристань – только в декабре, а на ГМС Сосуново – в феврале.

Средняя месячная температура воздуха на ГМС Посьет в 90-е годы была выше, чем в 2000-е, всего в течение четырёх месяцев: в феврале, марте, июле и декабре, причём в декабре на градус. Остальные месяцы были теплее в 2000-е годы с максимальной амплитудой в июне и августе. На ГМС Владивосток характер распределения температуры воздуха зимой, весной и летом аналогичен таковому на ГМС Посьет, отличия только в величине отклонений. В 90-е годы значительно теплее были июль и декабрь, а в 2000-е – январь и август. На ГМС Находка картина распределения температуры воздуха ближе к распределению температуры на ГМС Посьет. В Находке в 90-е годы температура воздуха была выше в течение пяти месяцев, наибольшая амплитуда отмечена в январе, а в 2000-х годах – в июне и августе. На ГМС Рудная Пристань и Сосуново половина месяцев теплее в 1990-е годы (на обеих станциях: февраль, май, июль, сентябрь и октябрь) с наибольшими отклонениями в феврале. Другая половина месяцев теплее в 2000-е годы (на обеих станциях: январь, март, июнь, август и ноябрь) с наибольшими амплитудами в июне и августе на ГМС Рудная Пристань и в январе на ГМС Сосуново.

Сравнительный анализ температуры воды и воздуха за исследуемые десятилетия с нормой по сумме отклонений температуру за год показал значительное повышение и температуры воды, и температуры воздуха по сравнению с нормой. Анализ различий в температурах воды и воздуха между самими десятилетиями по сумме отклонений температуру за год показал, что в целом на юге Приморья – в юго-западной (ГМС Посьет) и юго-восточной (ГМС Находка) частях зал. Петра Великого, более тёплыми были 2000-е годы, а в центральной части залива (ГМС Владивосток) – 90-е.

На восточном побережье Приморского края на станциях Рудная Пристань и Сосуново картина распределения температуры иная – температура воды выше в 1990-е годы, а температура воздуха – в 2000-е годы, что связано, возможно, с меандрированием Приморского течения и местными особенностями циркуляции атмосферы.

Распределение температуры в 2011-2015 годах и их сравнение с температурой первого десятилетия 21-го столетия. Для выявления особенностей распределения температуры воды и воздуха в 2011, 2012, 2013, 2014 и 2015 годах было проведено сравнение среднемесячных температур за эти годы со среднемесячной среднепериодной температурой первого десятилетия 21-го столетия. Для этого по каждой прибрежной станции были рассчитаны аномалии между среднемесячными температурами воды и воздуха за эти пять лет и среднемесячной температурой за период с 2001 по 2010 год (табл.).

ГМС	Аномалии tw,°C					Аномалии ta,°C				
	ΔT11	ΔT12	ΔT13	ΔT14	ΔT15	ΔT11	ΔT12	ΔT13	ΔT14	ΔT15
П	-0,4	0,2	0,1	0,0	0,2	-0,4	-0,9	-0,3	0,5	0,6
В	-0,7	0,2	0,2	0,7	0,5	0,9	0,3	-0,3	-1,1	-0,2
Н	0,2	0,4	0,3	0,6	0,2	-0,3	-0,7	-0,2	0,3	0,8
Р Пр	0,1	0,8	0,2	0,7	0,9	-0,1	-0,5	-0,1	0,1	0,8
С	0,0	-0,7	0,1	1,1	0,9	0,1	-0,5	1,9	2,0	1,0
Примечание. П – Посьет, В – Владивосток, Н – Находка, Р Пр – Рудная Пристань, С – Сосуново; ΔТ11 – (Т11-Тср.), ΔТ12 – (Т12-Тср.), ΔТ13 – (Т13-Тср.), ΔТ14 – (Т14-Тср.), ΔТ15 – (Т15-Тср.); Тср. – средняя температура за период 2001-2010 гг.; Т11, Т12, Т13, Т14, Т15 – температура за 2011, 2012, 2013, 2014 и 2015 гг. соответственно.										

Таблица. Отклонения температуры воды и воздуха на ГМС Приморья за пять лет (2011, 2012, 2013, 2014 и 2015 гг.) от средней за период 2001-2010 гг.

Анализируя таблицу по сумме отклонений за год можно отметить, что в 2011 г. температура воды на ГМС Посьет и Владивосток была ниже, чем средняя за десятилетие, на ГМС Находка и Рудная Пристань – немного выше, а на ГМС Сосуново – равна среднепериодной температуре. В 2012 г. (за исключением ГМС Сосуново), 2013, 2014 и 2015 гг. на всех станциях температура воды была выше средней за десятилетие.

Температура воздуха с 2011 по 2013 гг. (на ГМС Владивосток и Сосуново – только в 2013 и 2012 гг. соответственно) была ниже среднепериодной. В 2014 и 2015 гг. на всех станциях температура воздуха была выше средней за десятилетие, за исключением ГМС Владивосток. В среднегодовом аспекте за пять последних лет отмечен рост температуры воды на всех станциях. Изменение температуры воздуха за этот период неоднозначно. В 2011-2013 гг. прослеживается её снижение, а в 2014-2015 гг. наблюдаются уже положительные аномалии, но исключение составляет ГМС Владивосток, где аномалии остаются отрицательными.

Таким образом, полученные в работе результаты свидетельствуют об изменении климатического режима в прибрежной зоне северо-западной части Японского моря. Анализ аномалий температуры воды и воздуха по десятилетиям от нормы по сумме отклонений температур за год показал, что в среднегодовых значениях температура воды и воздуха на всех станциях за рассматриваемые десятилетия была выше нормы. Сравнение температуры воды и воздуха за десятилетия 90-х и 2000-х между собой показал, что по сумме отклонения температуры за год в юго-западной и юго-восточной частях зал. Петра Великого более тёплыми были 2000-е годы, а в центральной части залива – 90-е. На восточном побережье Приморского края температура воды выше в 1990-е гг., а температура воздуха – в 2000-е. В 2012, 2013, 2014 и 2015 гг. практически на всех станциях среднегодовая температура воды была выше средней за десятилетие 2001-2010 гг. Среднегодовая температура воздуха с 2011 по 2013 гг. почти на всех станциях была ниже среднепериодной, а в 2014 и 2015 гг. – выше, за исключением ГМС Владивосток. Наблюдаемый рост среднегодовой температуры воздуха свидетельствует об общем увеличении температурного фона на изучаемой территории.

Литература

1. Будыко М.И. Аналоговый метод оценки предстоящих изменений климата // Метеорология и гидрология. 1991. № 4. 39-50.

2. Кондратьев К.Я. Диагностика и численное моделирование глобального климата // Метеорология и гидрология. 1993.№ 2. С. 5-16

 Гайко Л.А. Многолетняя изменчивость температуры воды и воздуха у российского побережья Японского моря по данным гидрометеорологических станций // Океанологические исследования дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана: в 2 кн. Владивосток: Дальнаука, 2013. Кн. 1. С. 64-78

4. Гайко Л.А. Температурные флуктуации в прибрежной зоне залива Петра Великого за последние десятилетия (Японское море) / Естественные и технические науки. №10. 2015. С. 234-239.

5. Gayko L.A. Water and air temperature variability along the coast of Primorye (Japan/East Sea) / Current Development in Oceanography, 2012. Vol. 5, Iss. 2. P. 49-58.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ВРЕМЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ФАЗЫ ВЗАИМНОГО СПЕКТРА СЕЙСМИЧЕСКОГО ФОНА В РАЙОНЕ ЗАЛИВА ПОСЬЕТА ЯПОНСКОГО МОРЯ

<u>С.В. Горовой</u>¹, С.Б. Наумов^{1,2}

¹ДВФУ, GorovoySV@mail.ru,²Геофизическая служба РАН, revtrud@yandex.ru

Детальное исследование характеристик сейсмического фона имеет важное значение для обнаружения микросейсм и сейсмических сигналов от удаленных землетрясений, в задачах геодинамики, а также для поиска сейсмических предвестников землетрясений. В [1] приведены сведения о минимальных и максимальных уровнях сейсмического фона в различных районах Земли. В [2, 3] приведены некоторые результаты оценивания плотностей распределения мгновенных значений и кумулянтов 1-го — 6-го порядков вертикальной компоненты сейсмического фона на побережье бухты Витязь Японского моря в районе морской экспериментальной станции Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН (МЭС ТОИ ДВО РАН) «Мыс Шульца» (станция MSH сейсмической сети ГС РАН).

Весьма важным является вопрос о пространственной корреляции и распределении интенсивности сейсмических шумов в вертикальной и горизонтальной плоскостях. Для их оценки может быть использована взаимная спектральная плотность сейсмосигналов, воспринимаемых двумя разнесенными по горизонтали сейсмоприемниками.

Взаимная спектральная плотность сигналов x(t) и y(t) определяется известным соотношением [4, 5]

$$S_{xy}(f) = P_{xy}e^{i\varphi_{xy}(f)} = \lim_{T \to \infty} \frac{X(f)Y^{\bullet}(f)}{T},$$

где X(f) и Y(f) — спектральные плотности сигналов x(t) и y(t), знак * означает комплексное сопряжение, горизонтальная черта означает статистическое усреднение. Модуль взаимной спектральной плотности $P_{xy}(f) = |S_{xy}(f)|$ $P_{xy}(f) = |S_{xy}(f)|$ характеризует меру связи между частотными составляющими сигналов. Аргумент взаимной спектральной плотности (фазовый угол взаимной спектральной плотности) $\varphi_{xy}(f)$ может быть представлен как «усредненный фазовый сдвиг» между спектральными составляющими сигналов x(t) и y(t) на соответствующих частотах.

В настоящей работе описаны некоторые результаты экспериментального оценивания фазы взаимного спектра вертикальной компоненты скорости смещения для сейсмического фона, зарегистрированного на станциях MSH и PSTR (станция «Залив Посьета» сейсмической сети ГС РАН) 14 мая 2017 г. в диапазоне частот $\Delta f=0,2-1,9$ Гц. Расстояние между данными станциями составляет 51 км, в том числе 31 км по акватории залива Посьета. Частота дискретизации сигналов обоих станций после децимации составляла f=20 Гц. Характеристики использованной аппаратуры описаны в [1, 2].

В верхней части рис. 1 приведены фрагменты осциллограмм вертикальных составляющих (BHZ) скорости смещения: $v1_z(t)$ для станции MSH и $v2_z(t)$ для станции PSTR с 12 час. 00 мин. до 12 час. 30 мин. (время UTC). Они имеют характерный вид «шумовых дорожек с выбросами». Выбросы в сигналах $v1_z(t)$ и $v2_z(t)$ не совпадают по времени, что позволяет сделать вывод об их независимости. Среднеквадратическое значение сигнала $v2_z(t)$ почти вдвое больше, чем у $v1_z(t)$ ввиду близости станции PSTR к



Рис. 1. Осциллограммы сигналов v1₂(t) и v2₂(t) (вверху) и фазы взаимных спектров фрагментов этих сигналов, сдвинутых последовательно на 90 с. Эллипсами выделены фрагменты, в которых наблюдается частичная когерентность

морскому порту Посьет. На данном временном интервале явно выраженные признаки сейсмической активности и техногенной деятельности в полосе Δf отсутствовали. По результатам сравнения с записями для других интервалов времени зарегистрированные на этом интервале сейсмические сигналы можно считать соответствующими уровню естественного сейсмического фона в данном районе.

Далее на рис. 1 показаны фазы взаимных спектров сигналов v1_z(t) u v2_z(t), (в угловых градусах), рассчитанных для 10 интервалов времени, последовательно отстоящих друг от друга на 90 с, начиная с момента времени 11 час. 30 мин. Расчет взаимных спектров производился методом Уэлча [5], для усреднения использовалось по 8 частично перекрывающихся сегментов каждого сигнала. Каждый сегмент содержал по 2048 отсчетов сигнала, перекрытие сегментов составляло 1024 отсчетов.

Эллипсами выделены фрагменты, в которых наблюдается близкий к линейному наклон фазового угла взаимного спектра при изменении частоты, что соответствует частичной когерентности сигналов $v1_z(t)$ и $v2_z(t)$ на этих частотных интервалах.

Для других фрагментов сигналов v1_z(t) u v2_z(t), а также горизонтальных компонент сейсмосигналов, регистрируемых станциями MSH и PSTR также наблюдаются области частичной когерентности. Их появление не связано с техногенными факторами. Они могут быть обусловлены как приходом из недр Земли относительно узкополосных сейсмических волновых пакетов, (в данном случае длительностью до десятков секунд) под различными углами к вертикали так и колебаниями водных масс в заливе Посьета с частотами порядка 1 Гц.

Выводы.

1. Фазовые соотношения между составляющими взаимного спектра сигналов, регистрируемых разнесенными на 51 км по горизонтали сейсмоприемниками в данном районе могут изменяться на интервалах времени порядка от единиц до десятков секунд от «полной некогерентности» до «частичной когерентности» на частотах в области 1 Гц. Это может быть обусловлено как приходом узкополосных сейсмических волновых пакетов, так и колебаниями водных масс в заливе Посьета.

2. Подобные изменения фазы взаимного спектра со временем и соответственно изменения частотного распределения интенсивности шумовых сигналов в вертикальной плоскости, обусловленные в том числе колебаниями водных масс в акватории, близостью порта и судоходной трассы, могут быть использованы для уточнения геофизических моделей данного региона, а также для сейсмического мониторинга.

Литература

 Peterson J. Observation and modeling of Seismic Background Noise. Open File Report 93-322. Albuquerque, New Mexico, 1993.

 Горовой С.В., Наумов С.Б. Некоторые результаты исследования характеристик сейсмического фона в районе бухты Витязь Японского моря // VIII Всероссийский симпозиум «Физика геосфер» Владивосток, 2 – 6 сентября 2013 г. С.55-58.

3. Горовой С.В., Наумов С.Б. Некоторые результаты исследования экспериментального исследования кумулянтов вертикальной компоненты сейсмического фона в районе бухты Витязь Японского моря // IX Всероссийский симпозиум «Физика геосфер» Владивосток, 31 августа – 4 сентября 2015 г. С.55-58.

4. Roux P. Kuperman W.A. and the NPAL Group Extracting coherent wave fronts from acoustic ambient noise in the ocean. // Journal of the Acoustical Society of America. – 2004. Vol. 116 (4), Pt. 1, – P. 1995–2003.

5. Марпл-мл. С.Л. Цифровой спектральный анализ и его приложения. М.: Мир, 1990.

КОСМОГЕННЫЙ РАДИОИЗОТОП Ве-7 В ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЕ ГОРОДА ВЛАДИВОСТОК

<u>В.А. Горячев</u>, Н.В. Шлык, В.Ф. Мишуков, А.С. Нерода

ТОИ ДВО РАН, goryachev@poi.dvo.ru

Бериллий-7 (7Ве) природный радионуклид космогенного происхождения, гаммаизлучатель Е = 477.61 кэВ, период полураспада 53.3 суток, образуется в результате взаимодействия космических лучей с ядрами атмосферного азота и кислорода преимущественно в нижней стратосфере 75% и верхней тропосфере 25%. Атомарный ⁷Ве окисляется, сорбируется аэрозольными частицами субмикронного размера и помимо радиоактивного распада удаляется из стратосферы в результате турбулентного обмена с верхней тропосферой и при вторжениях стратосферного воздуха в тропосферу. Из тропосферы удаляется в составе сухих и влажных выпадений. В водной среде ⁷Ве присутствует главным образом в растворенном состоянии. Эти свойства позволяют использовать ⁷Ве как трассер при исследованиях динамических процессов в атмосфере и в гидросфере. В приземном слое атмосферы планеты средняя концентрация ⁷Ве составляет около 3,5 мБк/м³ и изменяется от минимальных значений в экваториальных и арктических широтах, до максимальных в умеренных. Внутригодовой изменчивости концентрации ⁷Ве в приземной атмосфере свойственен ярко выраженный сезонный характер. Причинами изменения концентрации ⁷Ве в приземной атмосфере являются, горизонтальные и вертикальные движения воздушных масс, метеорологические параметры, стратосферно-тропосферный обмен, которым свойственна пространственно-временная изменчивость. Связь концентрации ⁷Ве в атмосфере с ее динамикой и метеорологическими параметрами является основной целью большинства исследований.

В России исследования изменчивости концентрации ⁷Ве в приземной атмосфере проводились в основном в европейской части страны. Средние концентрации меняются от менее 1 мБк/м³ в Архангельске [3], 2,8 мБк/м³ в Севастополе [1], до 4,4 –5,1 мБк/м³ в Москве и Ростове на Дону [2,4]. Эти результаты согласуются с результатами исследований ученых стран Европейского союза 2-5,4 мБк/м³ [6,7,8]. Исследования сезонной и межгодовой изменчивости концентрации ⁷Ве в приземном слое атмосферы интенсивно проводятся в странах Восточной Азии. Связь концентрации ⁷Ве с траекториями движения воздушных масс в районе Владивостока рассмотрена в работе [9].

В настоящей работе представлены результаты изучения временной изменчивости концентрации ⁷Ве в приземном воздухе г. Владивосток и ее связи с особенностями атмосферной циркуляции, с метеорологическими параметрами дальневосточного региона в период с 6 февраля 2013 г. по 8 мая 2015 г.

Атмосферные аэрозоли отбирались в г. Владивосток с помощью установки Кітоto, расположенной на крыше здания ТОИ ДВО РАН, высота 20 м, на кремний-волокнистые мембранные фильтры Pallflex [9], длительность отбора пробы – неделя, частота – 4 пробы в месяц. Объем прокачанного воздуха в среднем составлял 3500 м³. Гамма активность и радиоизотопный состав определялись в лаборатории ядерной океанологии ТОИ ДВО РАН на гамма-спектрометре с детектором из сверхчистого германия GEM150 [9]. Исследования связи концентрации ⁷Ве в приземной атмосфере с метеорологическими параметрами (среднесуточная температура воздуха, суточная сумма атмосферных осадков) выполнены с привлечением данных, представленных на сайтах: *http://www.meteo.ru/, http://rp5.ru, http://www.jma.go.jp/jma*. Результаты измерений ⁷Ве в атмосферных аэрозолях приземного воздуха г. Владивосток с *февраля* 2013 г. по май 2015 г. показали изменение концентрации от 0.51 до 4.13 мБк/м³, при среднем значении 2.28 ± 0.18 мБк/м³ с явно выраженным сезонным ходом (рис. 1).

Зимой концентрация ⁷Ве в месте наблюдения менялась от 1.5 мБк/м³ до 3.0 мБк/м³, средняя величина при этом 2 мБк/м³, что выше, чем летом, но ниже, чем весной и осенью.

Весенний и осенний периоды характеризуются более высокими значениями приземной концентрации ⁷Ве 2.7, 2.8 мБк/м³ соответственно, по сравнению с зимой – 2.0 мБк/м3 и летом –1.6. мБк/м3. Весной происходит перестройка атмосферной циркуляции от зимнего муссона к летнему,



Рис. 1. Концентрация Ве-7 в приземной атмосфере г. Владивосток. Сплошная линия 12-недельнее скользящее среднее.

осенью наоборот. Во время перестройки периоды циклонической погоды часто сменяются непродолжительными периодами антициклонических вторжений, что приводит к разрывам тропопаузы и поступлению ⁷Ве из стратосферы в тропосферу и как следствие, увеличению его концентрации в приземном слое атмосферы. Кроме этого, весной и осенью в Приморье относительно лета выпадает меньше осадков, способствующих вымыванию ⁷Ве из тропосферы. Сравнение средних значений концентраций ⁷Ве за май со средними концентрациями за март-апрель и июнь-август показали, что майские данные ближе к средним значениям летнего сезона, уровни значимости 0.00062 и 0.59 соответственно, поэтому майские результаты отнесены к летнему сезону. Близость средней концентрации за май к средней концентрации за лето (июнь, июль, август), вероятно, указывает на завершение перестройки атмосферной циркуляции от зимнего муссона к летнему уже к концу апреля. Максимальные концентрации Be-7 4,09 и 4,13 мБк/м³ зарегистрированы в октябре 2013 г. и апреле 2014 г., соответственно.

Летом по сравнению с весенним и осенним периодами, средняя концентрация ⁷Ве ниже 1.6 мБк/м³, но изменчивость 0.5-3.8 мБк/м³ выше, коэффициент вариации концентрации ⁷Ве в этот сезон равен 0.55 против 0.18 для зимы и 0.21 для весны и осени. В это время над территорией Дальнего Востока господствует летний муссон, обеспечивающий поступление в район исследований воздушных масс с низким содержанием ⁷Ве из более южных районов, с повышенной влажностью и обилием осадков ускоряющих вымывание ⁷Ве из нижней тропосферы. Минимальные концентрации 0,51 и 0,68 мБк/м³отмечались в мае 2013 г. и июне 2014 г., соответственно.

В отличие от европейской части евроазиатского континента, где максимальные концентрации ⁷Ве наблюдаются весной и летом, а минимальные осенью и зимой, в приземной атмосфере г. Владивосток в сезонном ходе имеется два максимума – весенний и осенний и два минимума – зимний и летний (рис. 1)

Анализ полученных результатов и метеорологических параметров показал, что концентрация ⁷Ве в приземной атмосфере Владивостока связана обратной зависимостью с количеством атмосферных осадков, числом дней с осадками с относительной влажностью, с высотой тропопаузы, и прямой зависимостью с атмосферным давлением и направлением ветра (таб. 1).

Таблица 1. Коэффициенты парной корреляции между концентрацией Ве-7 и метеорологическими параметрами в г. Владивосток в период с 6 февраля 2013 г. по 8 мая 2015 г.

Метеопараметры	r	n	f	Р	d	Н
Коэффициент корреляции	-0,35	-0,48	-0,50	0,41	0,31	-0,23

Символы: r – атмосферные осадки (мм), n – число дней с осадками, f – относительная влажность (%), P – атмосферное давление на уровне моря (гПа), T – температура воздуха (°C), u – скорость ветра (м/с), d – направление ветра (°), H – высота тропопаузы (км). Доверительный уровень α =0,05.

Работа выполнена при поддержке: РФФИ, грант 16-55-50071; Президиума РАН в рамках программы «Фундаментальные проблемы математического моделирования», проект «Расчет полей течений, переноса и трансформация загрязняющих веществ (включая радионуклиды, тяжелые металлы и нефтяные углеводороды) и экологических угроз в Дальневосточном регионе России»

Литература

1. Арбузова А.П., Батраков Г.Ф., Иванова Т.М. и др. Временная изменчивость концентрации 7Ве в приземной атмосфере и сухих выпадениях в севастопольском регионе. – Системы контроля окружающей среды. Севастополь, МГИ НАНУ, 2010, вып. 14, с. 173–181.

2. Бураева Е.А., Стасов В.В., Малышевский В.С. и др. Сезонное поведение ⁷Ве в приземном слое воздуха г. Ростова-на-Дону. – Фундаментальные исследования. Физико-математические науки, 2013, № 1, с. 177–180.

3. Дружинин С.В., Киселев Г.П. Изотопы бериллий-7, полоний-210, свинец-210 в атмосферных осадках и аэрозолях г. Архангельска. – Вестник Северного (Арктического) федерального университета. Серия: Естественные науки, 2010, № 4, с. 15–19.

4. Петрова Т.Б., Микляев П.С., Власов В.К. и др. Вариации содержания ⁷Ве в приземном слое атмосферы на средних широтах. – Вестник Московского университета. Серия: Химия, 2009, т. 50, № 5, с. 396–401.

5. Brost R.A., Feichter J., Heimann M. Three-Dimensional Simulation of 7Be in a Global Climate Model – J. Geophys. Res., 1991, vol. 96, No. D12, pp. 22,423-22,445; doi: 10.1029/91JD02283.

6. Hernandez-Ceballos M. A., Cinelli G., Ferrer M. M., et al. A climatology of 7Be in surface air in European Union. – J. Environ. Radioact., 2015, No. 141, pp. 62–70; doi:10.1016/j. jenvrad.2014.12.003.

7. Ioannidou A., Manolopoulou M., Papastefanou C. Temporal changes of 7Be and 210Pb concentrations in surface air at temperate latitudes (40°N). – Appl. Radiat. Isot., 2005, No. 63, pp. 277– 284; doi:10.1016/j.apradiso.2005.03.010.

8. Kulan A., Aldahan A., Possnert G., et al. Distribution of 7Be in surface air of Europe. – Atmos. Environ., 2006, vol. 40, No. 21, pp. 3855–3868; doi:10.1016/j.atmosenv.2006.02.030.

9. Neroda A.S, Goncharova A.A., Goryachev V.A., Mishukov V.F., Shlyk N.V. 2016. Longrange atmospheric transport Beryllium-7 to region the Sea of Japan. // J. Environ. Radioact. V.160, P. 102–111. Doi: 1016/j.jenvrad.2016.04.030.

РЕГИСТРАЦИЯ СОБСТВЕННЫХ КОЛЕБАНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПРОСТРАНСТВЕННО-РАЗНЕСЕННЫМИ ЛАЗЕРНЫМИ ДЕФОРМОГРАФАМИ

С.Г. Долгих

ТОИ ДВО РАН, sdolgikh@poi.dvo.ru

Изучение колебаний и волн земной коры инфразвукового диапазона проводят с применением различной аппаратуры и различных методов. В нашем исследовании используются экспериментальные данные, полученные с помощью пространственно-разнесенных лазерных деформографов неравноплечего типа. Деформографы установлены на МЭС ТОИ ДВО РАН «м. Шульца», на базе СКБ САМИ ДВО РАН «м. Свободный» и в шахте на глубине 300 м. в Соликамске. Все лазерные деформографы созданы на основе современных лазерно-интерференционных методах, с применением в качестве источника света частотно-стабилизированного гелий-неонового лазера и позволяют регистрировать вариации микродеформаций земной коры с точностью 0,1 нм в частотном диапазоне от 0 (условно) до 10 000 Гц и практически не ограниченном динамическом диапазоне. Так на базе МЭС ТОИ ДВО РАН «м. Шульца» установлено два лазерных деформографа с ориентациями север-юг и запад-восток, с длинами измерительного плеча 52,5 метра и 17,5 метров соответственно [1]. На базе СКБ САМИ ДВО РАН «м. Свободный» установлен лазерный деформограф с ориентацией севр-юг и с длиной измерительного плеча 10,5 метров [2]. В Соликамске установлен лазерный деформограф ориентацией север-юг и с длиной измерительного плеча 52,5 метра [3]. Изучение некоторых сфероидальных колебаний основного тона и некоторых обертонов будет проводить с помощью прямых методов [4], которых хорошо себя зарекомендовали в геофизических исследованиях.

Для анализа возьмем ряды данных, полученных путем сшивания часовых файлов с деланных с частотой 500 Гц с лазерных деформографов, установленных на всех трех местах. На синхронных записях лазерных деформографов было зарегистрировано землетрясения 7 июля 2015 г магнитудой 6,2 произошло к востоку от острова Хоккайдо на севере Японии (рисунок). Очаг землетрясения залегал на глубине 20 километров под водой. В это время работало два деформографа на «м.Шульца» ориентацией север-юг и ориентацией запад-восток, один деформограф на «м.Свободный» ориентацией север-юг, один деформограф в Соликамске ориентацией север-юг. Рассмотрим записи и спектры записей этих приборов с целью изучения собственных колебаний Земли, возбуждаемых землетрясениями. На спектрах записей деформографов выделяются пики соответствующие колебаниям основного тона и некоторых обертонов, полученных с помощью лазерных деформографов. На спектрах некоторые сфероидальные колебания основного тона и некоторых обертонов хорошо выражены, это ${}_{0}S_{4}$, ${}_{1}S_{2}$, ${}_{0}S_{0}$, ${}_{1}S_{3}$, ${}_{0}S_{6}$, ${}_{0}S_{8}$, ${}_{0}S_{9}, {}_{1}S_{0}, {}_{0}S_{11}, {}_{2}S_{2}, {}_{0}S_{7}, {}_{0}S_{10}.$

При использовании данных пространственно-разнесенных лазерных деформографов в геофизических исследованиях, позволило на высоком уровне зарегистрировать и оценить некоторые сфероидальные колебания основного тона и некоторых обертонов. В таблице приведен сравнительный анализ гармоник, полученных ранее [5] и в ходе обработки экспериментальных данных.

Некоторые	Ранее получен-	Данные де-	Данные	Данные	Данные де-
тона и	ные данные	формографа	деформографа	деформографа	формографа в
обертона	периодов, мин	север-юг, мин	запад-восток,	на Сахалине,	Соликамске,
			МИН	МИН	МИН
0 ^S 4	25,3±0,3	25,2	25,2	25,3	25,4
1 ^S 2	24,2±0,2	24,4	24,4	24,4	24,4
0 ^S 0	20,6±0,2	20,4	20,4	20,5	20,4
1S3	18,2±0,2	18,4	18,4	18,4	18,4
0 ^S 6	16,1±0,1	16,2	16,2	16,2	16,2
2 ^S 2	15,2±0,1	15,2	15,2	15,3	15,1
0S7	13,4±0,1	13,3	13,3	13,3	13,3
0S8	12,0±0,07	12,0	12,0	12,0	12,0
0 ^S 9	$10,8{\pm}0,05$	10,8	10,8	10,8	10,8
1S0	10,0±0,05	10,0	10,0	10,05	10,0
0 ^S 10	9,7±0,05	9,7	9,7	9,7	9,7
₀ S ₁₁	9,08±0,04	9,08	9,08	9,1	9,06

Таблица. Сравнительный анализ гармоник

В результате анализа экспериментальных данных видно, что периоды гармоник зарегистрированных лазерными деформографами на «м. Шульца» совпадают между собой. Периоды гармоник собственных колебаний Земли зарегистрированных на «м. Свободный» и в Соликамске в большинстве случаев совпадают с периодами, зарегистрированными на «м. Шульца».

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов ДВО РАН

Литература

1. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Чебров В.Н., Шевченко Ю.В. Геофизический полигон м. Шульца // Вестник ДВО РАН, 2010, №5, с.165-169.

2. Долгих С.Г., Долгих Г.И., Будрин С.С., Закурко А.Г., Плотников А.А., Чупин В.А., Швец В.А., Яковенко С.В. Измерительный полигон на м. Свободный о. Сахалин // Материалы докладов восьмого всероссийского симпозиум «Физика геосфер». 2013. С.77-78.

3. Долгих Г.И., Бутырин П.Г., Долгих С.Г., Дягилев Р.А., Швец В.А., Яковенко С.В. Регистрация инфразвуковых деформационных возмущений пространственно разнесёнными лазерными деформографами // ДАН. 2011. Т. 441. №1. С. 376-379.

4. Долгих Г.И., Долгих С.Г. О применении прямых и параметрических методов в геофизических исследованиях // Физика Земли. 2008. №11. С. 77-83.

5. Долгих Г.И. Исследование волновых полей океана и литосферы лазерно-интерференционными методами //Владивосток, Дальнаука, 2000, 160 с.

К ВОПРОСУ УЧЕТА СПЛОЧЕННОСТИ МАССИВА ЛЬДА ПРИ РАСЧЕТЕ ЛЕДОВИТОСТИ ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА

<u>Д.В. Дорофеева</u>¹, И.В. Еременко², В.М. Пищальник², В.А. Романюк²

¹ООО «PH-CaxaлинНИШИморнефть», dvdorofeeva@sakhnipi.ru ²ФГБОУ BO «Сахалинский государственный университет»

Важной характеристикой ледового режима замерзающих морей является их ледовитость, т.е. отношение общей площади, занятой льдом, к общей площади морской акватории или ее отдельного района, выраженное в процентах [1]. Расчет ледовитости, как правило, производится без учета сплоченности льда (общая ледовитость). Более точной характеристикой является приведенная ледовитость, которая вычисляется с учётом пространства, не занятого льдом в зонах различной сплоченности, путём умножения ее значений на соответствующие коэффициенты.

В настоящее время основным источником информации о состоянии ледяного покрова являются данные дистанционного зондирования Земли, позволяющие получать сведения независимо от времени суток и наличия облачности. На основе пентадных (раз в пять дней) цветокодированных ледовых карт-схем, представляемых Японским метеорологическим агентством в открытом доступе сети интернет [2] и разработанного программного комплекса «ЛЁД» [3, 4], был произведён расчет площади ледяного покрова, как с учетом, так и без учета сплоченности. В работе сделан расчет общей и приведенной ледовитости Татарского прол. в целом и его отдельных ледовых зон в период с 1979 по 2016 гг. путем усреднения ее среднемесячных значений за ледовый сезон с декабря по апрель и выполнен анализ полученных результатов.

Корреляционная матрица между значениями общей и приведенной ледовитости показывает их тесную взаимосвязь (коэффициент корреляции для всех исследуемых зон равен 0.96 при 95% уровне значимости). Кривые годового хода ледовитости, с учетом и без учета сплоченности сохраняют симметричную конфигурацию с едиными фиксированными экстремумами, а именно, максимумами в 1985, 2001 и 2012 гг. и минимумами – в 1991, 1981, 2011 и 2015 гг. (рис. 1 а).

Разность средних за сезон межгодовых значений ледовитости Татарского прол. с учетом и без учёта сплоченности представлена на рис. 1 б. В среднем, различия вычисленных данных за весь исследуемый период составляют 4.7%. Максимальные значения отмечались в 1979, 1985, 1995 и 1997 гг., когда разность составила около 7-8%, а минимальные в 1981, 1984, 1991 и 2006 гг. с разностью не более 3%.

Анализ ледовитости Татарского прол. с учётом и без учёта сплоченности указывает на общую тенденцию сокращения ледяного покрова. При этом различие в величине тенденций между общей и приведенной ледовитостью составляет 2% (рис. 1 а). В северной зоне эта разность не превышает 1 %, а в юго-восточной и юго-западной, где отмечаются более низкие среднегодовые значения площади ледяного покрова, разность тенденций отсутствует.

Динамика сезонной разности общей и приведенной ледовитости Татарского прол. показана на рис. 1 в. С начала ледового сезона в декабре, наблюдается плавное увеличение разности с максимумом в середине марта (8.7%). В апреле на стадии разрушения льда разность в среднем не превышает 1.8%. Стоит отметить, что наибольшая ледовитость в Татарском проливе отмечается в феврале (48%), в январе её среднемесячные значения достигают 42%, а в марте – 36% [5]. Наибольшие значения разности ледовитости в первой половине марта можно объяснить тем, что именно в это время в Татарском прол. активизируется фаза разрушения массива льда. На фоне относительно высокой площади ледяного покрова в этот период наблюдается разрежение льда и повышается процент сплоченных (7-8 баллов), разреженных (4-6 баллов) и редких (1-3 балла) льдов, что влечет за собой увеличение разности между вычисленными данными.

Для северной ледовой зоны характерна аналогичная динамика сезонных разностей ледовитостей, а в юго-западной и юго-восточной зонах максимум различий расчетных величин приходится на февраль и составляет



Рис. 1. Межгодовая (а, б) и сезонная (в) разность данных в Татарском проливе, рассчитанная с учетом и без учета сплоченности

2.3% и 0.5% соответственно. В период максимального развития льда в южной части пролива происходит формирование разреженных зон раньше, чем в его северной зоне, что и объясняет выявленные различия.

Установлено, что различия данных приведённой и общей ледовитости в разные типы зим по суровости ледовых условий снижаются от экстремально суровых (8.1%) к экстремально мягким зимам (2.6%). Это подтверждает зависимость показателей разности ледовитостей от количества общего льда в морской акватории.

Таким образом, вычисление площади ледяного покрова в Татарском прол. с учетом сплоченности корректирует ее значение на 4.7%. Различие в величине тенденций межгодовой изменчивости общей и приведенной ледовитости составляет 2%.

Максимальные значения разности ледовитости пролива с учетом и без учета сплоченности приходятся на первую половину марта (8.7%), что объясняется наступлением фазы разрушения ледяного покрова и увеличением разреженных зон в массиве льда.

Установлено, что при экстремально суровых типах зим, с высокими значениями площади ледяного покрова, различия между приведенной и общей сплоченностью максимальны, а при экстремально мягких типах зим минимальны. Другими словами, на разность показателей общей и приведенной ледовитости в Татарском прол. и в его отдельных ледовых зонах, влияет как площадь ледяного покрова, так и степень его разреженности.

Литература

1. Зубов Н.Н. Льды Арктики. – М.: Главсевморпуть, 1945. – 360 с.

2. Режим доступа: http://www.data.jma.go.jp

3. Пищальник В.М., Бобков А.О., Романюк В.А. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2015660472. Программный комплекс для расчета площади ледяного покрова в Охотском и Японском морях по данным ДЗЗ (ПК «ЛЁД»). Дата гос. регистрации в Росреестре программ для ЭВМ 01 октября 2015 г.

4. Пищальник В. М., Бобков А.О., Минервин И.Г., Романюк В.А., Основные принципы работы программного комплекса «Лёд» // Физика геосфер: Девятый Всероссийский симпозиум, 31 августа – 4 сентября 2015 г., г. Владивосток, Россия: мат. докл./ Учреждение Российской академии наук Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН. – Владивосток: Дальнаука, 2015. – С. 556-561.

5. Еременко И.В., Дорофеева Д.В., Романюк В.А., Пищальник В.М., Исследование изменений ледовитости Татарского пролива на основе данных дистанционного зондирования земли // Материалы Международной конференции «ИнтерКарто/ИнтерГИС», 2016 г., (В печати).

ВНУТРЕННИЕ ГРАВИТАЦИОННЫЕ ВОЛНЫ В ЗАЛИВЕ ПЕТРА ВЕЛИКОГО ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ И НАЗЕМНОЙ ВИДЕОСЪЁМКИ

<u>В.А. Дубина,</u> В.К. Фищенко

ТОИ ДВО РАН, dubina@poi.dvo.ru

Внутренние волны (ВВ) в заливе Петра Великого (ЗПВ) ранее исследовались с применением СТD зондирования, буксируемых и заякоренных распределенных датчиков температуры (РДТ), долговременных наблюдений в точке скорости течения и вертикальной термической структуры воды, лазерных деформографов, одновременного измерения РДТ и лазерного деформографа [1-3]. Несмотря на большое количество натурных экспериментов по изучению внутренних волн в заливе, остаются не до конца ясными места и причины их генерации, особенности пространственной и временной изменчивости.

В августе-октябре почти на всей акватории Японского моря наблюдаются BB, в том числе и над глубоководной (более 3000 м) центральной котловиной моря, где пакеты ВВ перемещаются практически во всех направлениях [2]. Значительная часть этих волн смешается в сторону ЗПВ. В указанный период года поверхностные проявления ВВ с длиной волны 3-10 км и шириной гребня порядка 500-600 м повсеместно наблюдаются на спутниковых изображениях вдоль границы залива, но на самом шельфе практически не встречаются. На спутниковых снимках залива Петра Великого с апреля по ноябрь при благоприятных гидрометеорологических условиях регистрируются внутренние волны с шириной гребней не более 200 м, длиной до 16 км и расстоянием между ними не более 1500 м. Максимальное количество волн в пакете, различимое на изображениях, более 20. На радиолокационных и видимых изображениях сигнатуры этих волн представляют собой, как правило, слабоконтрастные тёмные линии, почти неотличимые от узких полос сликов природных плёнок поверхностно-активных веществ. Совместный анализ спутниковых изображений и наземной видеосъёмки позволяет уверенно идентифицировать эти короткопериодные волны и определять их характеристики. Комплексный анализ спутниковых и береговых геопространственных данных свидетельствует о том, что ВВ перемещаются на шельфе залива Петра Великого практически во всех направлениях (рисунок).

Работа частично поддержана грантом РФФИ 15-05-03805 А.



Рис. Пакеты внутренних волн к югу от п-ва Гамова на фрагментах изображений РСА, полученных со спутника Envisat 23 сентября 2004 г. в 01:36 Гр. (а) и в 12:54 Гр. (б). Линиями на рисунке (а) показаны границы рисунка (б). Белые стрелки показывают доминирующие направления распространения BB, рассчитанные с применением ИПХ в) ИК- изображение, полученное радиометром AVHRR со спутника NOAA 22 сентября в 12:23 Гр. Границы изображений РСА отмечены прямоугольниками; г) и д) профили УЭПР (в дБ) вдоль сечений, указанных стрелками на рисунках (а) и (б), соответственно

Литература

1. Давыдов А.В., Долгих Г.И., Ильичев В.И. Динамика и трансформация внутренних волн на шельфе // ДАН. 1994. № 4. С. 538-541.

2. Дубина В.А., Митник Л.М. Внутренние волны в Японском море: пространственно-временное распределение и характеристики по данным спутникового дистанционного зондирования // Исслед. Земли из космоса. 2007. №. 3. С. 37-46

3. Ильичев В.И., Навроцкий В.В. Генерация внутренних волн и вертикальная структура температуры вблизи границы шельфа // ДАН СССР. 1987. Т. 294, № 1. С. 216-220.

4. Серебряный А.Н. Внутренние волны в прибрежной зоне приливного моря // Океанология. 1985. Т. XXV, вып. 5. С. 744-751.

НАВИГАЦИОННОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ПОДВОДНЫХ АППАРАТОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МЕТОДА ОБРАЩЕНИЯ ВРЕМЕНИ

С.И. Каменев

ТОИ ДВО РАН, kamenev@poi.dvo.ru

При разработке технических средств навигационного обеспечения миссий подводных объектов, акустических систем передачи команд управления на подводные объекты и методов исследования функционирования этих систем и средств в сложных гидрологических условиях шельфа, глубокого моря и переходных зон широко используются сложные фазоманипулированные сигналы [1-3]. Применение указанных сигналов позволят получить функцию отклика канала в результате излучения сложного сигнала гидроакустическим источником, регистрации сигнала приёмной системой и последующей взаимной корреляционной обработки принятого сигнала с хранимым на приёмном конце опорным.

В качестве дальнейшего развития применения сложных, псевдослучайных сигналов для систем передачи команд управления на подводные объекты были рассмотрены возможности метода обращения времени [4], в соответствии с которым, в его классическом варианте выполняются следующие этапы [5, 6]: пробный источник излучает сигнал s(t); сигнал $r_i(t)$, прошедший через морскую среду с импульсной характеристикой $h_i(t)$, принимается *i*-м элементом вертикальной приемо-излучающей антенны. и переизлучается элементами этой антенны обращенных во времени сигналов в точку расположения пробного источника, где пассивная вертикальная антенна регистрирует сигнал $s^*(t)$. Последовательность этапов классического обращения представляется с помощью оператора свертки * следующим образом:

$$s(t); r_i(t) = s(t) * h_i(t); r_i(-t); s * (t) = s(-t) * \sum_{i=1}^{N} h_i(-t) * h_i(t) * h_i(t) + h_i(t) * h_i(t) + h_i$$

Фактор q(t)=h(-t)*h(t), характеризующий основную идею метода обращения времени, далее будем называть q(t)- функцией. Из предположения, что импульсная характеристика как парциальная $h_i(t)$, так и в целом h(t)(функция отклика канала) не меняется в течение сеанса связи, следует наличие в q(t)-функции одного максимума, равного сумме квадратов всех приходов акустической энергии в точку размещения пробного источника.

Серьезная проблема экспериментальной реализации классического метода обращения времени связана с необходимостью применения развитых в вертикальной плоскости пассивных и активных антенн. Использование сложных фазоманипулированных сигналов снимает эту проблему, и классическая схема обращения времени модифицируется следующим образом:

- 1. излучение сигнала s(t);
- 2. прием сигнала r(t)=s(t)*h(t);
- 3. обращение во времени r(-t)=s(-t)*h(-t);
- 4. прием сигнала $s^*(t) = r(-t) * h(t) = s(-t) * h(-t) * h(t) = s(-t) * q(t)$.

Натурные испытания макета разработанной системы звукоподводной связи были проведены в бухте Витязь (залив Посьета). Корреспондирующие точки располагались вблизи дна в прибрежной части бухты с глубиной места 10 м на расстоянии около 1 км друг от друга. Одна система излучала зондирующий сигнал и принимала обращенный во времени переизлученный сигнал, вторая система осуществляла регистрацию сигнала, обращение его во времени и переизлучение. В качестве зондирующего сигнала s(t) использовался сложный фазоманипулированный сигнал на основе М-последовательности с несущей частотой 2 кГц, длиной последовательности 255 символов и с длиной одного символа равной 4 периодам несущей частоты. В итоге рассчитывалась взаимные корреляционные функции: между принятым сигналом r(t) и излученным сигналом s(t) – для получения отклика канала h(t); между принятым сигналом $s^*(t)$ и предварительно обращенным во времени сигналом s(t) – для получения q(t)-функции. Пример получаемых корреляционных функций приведен на рисунке. Следует отметить, что функция отклика канала характеризуется не только множеством приходов излучённого сигнала, но и нестабильностью приходов во времени.

Полученные результаты позволили разработать структурную схему системы измерения дальности, использующую псевдослучайные сигналы и метод обращения времени: подводный объект излучает сигнал запроса; маяк-ответчик осуществляет приём этого сигнала, его обращение во времени и переизлучение; подводный объект после приёма переизлучённого маяком сигнала производит взаимно-корреляционную обработку и вычисление времени распространения и расстояния между корреспондентами. При наличии



Рис. 1. Типичная функция отклика канала (слева) и результат применения метода обращения времени – функция q(t) (справа) для заданного размещения корреспондирующих точек

нескольких маяков ответчиков используется временное или пространственное разделение, а при некотором усложнении алгоритмов обработки – частотное. Дальномерные результаты (время и/или расстояние) далее могут быть использованы для построения различных навигационных систем, таких, как системы приведения и др.

Литература

Безответных В.В., Буренин А.В., Каменев С.И., Моргунов Ю.Н., Тагильцев А.А. Технические средства навигационного обеспечения миссий подводных объектов // Океанологические исследования дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана: в 2 кн. Владивосток: Дальнаука, 2013. Кн. 2. С. 274-283.

2. Акуличев В.А., Каменев С.И., Моргунов Ю.Н. Применение сложных акустических сигналов в системах связи и управления подводными объектами // Доклады академии наук, 2009. Т.426. № 4. С. 821 – 823.

 Каменев С.И., Безответных В.В. Акустические системы передачи команд управления на подводные объекты // Океанологические исследования дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана: в 2 кн. Владивосток: Дальнаука, 2013. Кн. 2. С. 284-295.

4. Безответных В.В., Буренин А.В., Каменев С.И., Моргунов Ю.Н. Система звукоподводной связи с использованием сложных фазоманипулированных сигналов и обращения времени // Подводные исследования и робототехника. 2014. №2, С. 68-73.

5. Sabra K.G. et al. Experimental demonstration of iterative time-reversed reverberation focusing in a rough waveguide. Application to target detection // J. Acoust. Soc. Am. 2006. V. 120. P. 1305-1314.

6. Song H.C. et al. Experimental demonstration of adaptive reverberation nulling using time reversal // J. Acoust. Soc. Am. 2005. V. 118. P. 1381-1387.

ГИДРОАКУСТИЧЕСКИЕ ФАЗОМАНИПУЛИРОВАННЫЕ СИГНАЛЫ С ДОПОЛНИТЕЛЬНОЙ ЧАСТОТНОЙ МОДУЛЯЦИЕЙ

С.И. Каменев

ТОИ ДВО РАН, kamenev@poi.dvo.ru

Применяемые в системах навигации и связи гидроакустические излучатели псевдослучайных сигналов обладают достаточно высокой добротностью, которая обусловлена их конструктивными и технологическими характеристиками [1]. Воспроизведение фазоманипулированных сигналов такими излучателями без искажений возможно при длине символа последовательности не менее 6-8 периодов несущей частоты. Этим достигается согласование полосы сигнала с частотной характеристикой излучателя. Дополнительной процедурой, улучшающей частотную характеристику сигналов, является сглаживание функцией вида 1+cos(x), в результате чего манипуляции фазы происходят при нулевой амплитуде.

В настоящей работе автором предложен другой подход согласования сигнала с полосой излучателя, а именно, замена элементарных символов фазоманипулированной (ФМ) последовательности отрезками ЛЧМ сигнала с разным направлением изменения частоты в зависимости от фазы символа, как это показано на рисунке.

В таблице приведены характеристики элементарных символов, где μ – параметр скорости изменения частоты, $\omega_{_0}$ – центральная частота, Т – длительность символа, А – амплитуда символа.



Рис. 1. Вид элементарного символа фазоманипулированного сигнала: для нулевой фазы (сплошная линия) и для фазы 180° (пунктир)

Фаза символа	0	π
Закон изменения частоты	$\omega(t) = \omega_0 + \mu t$	$\omega(t) = \omega_0 - \mu t$
Девиация	$\Delta \omega = \mu T$	$\Delta \omega = \mu T$
Закон изменения фазы ЛЧМ	$\psi(t) = \omega_0 t + \mu t^2/2$	$\psi(t) = \omega_0 t - \mu t^2/2$
Закон изменения амплитуды	$u(t) = A\cos(\omega_0 t + \mu t^2/2)$	$u(t) = A\cos(\omega_0 t - \mu t^2/2)$

Таблица 1. Характеристики элементарных символов

Параметры сигнала определены на интервале T/2 ≤ t ≤ T/2, причём девиация и/или длительность подбираются таким образом, чтобы на концах интервала значение амплитуды ЛЧМ сигнала было нулевым.

Корреляционная обработка фазоманипулированных сигналов с дополнительной частотной модуляцией производится в два этапа: по закону ЛЧМ и собственно для ФМ.

Как показало моделирование, в целом положительные свойства такого составного сигнала сохраняются, несколько ухудшается соотношение амплитуд главного максимума корреляционной функции и боковых лепестков. Последнее может быть скомпенсировано методами, изложенными в [2-5].

В частности, как показано в [6], дополнительная амплитудная модуляция последовательности Баркера $\{1, 1, 1, -1, 1\}$ с соотношением указанных амплитуд равным 5, может быть улучшена. Например, для последовательности $\{1, 2, 2, -2, 1\}$ это соотношение равно 14, а для $\{1, 4, 8, -4, 1\} - 98$.

В заключение отметим, что кроме достигаемого согласования предложенного составного сигнала с полосой пропускания гидроакустического излучателя, реализуются такие возможности, как

– инвариантность к эффекту Доплера из-за свойств функции неопределённости ЛЧМ сигнала [2-5]:

$$\chi(\tau,\omega_{\bar{A}}) = \frac{1}{E} \int_{-\infty}^{\infty} s(t+\tau) s^{*}(t) \exp(-j\omega_{\bar{A}}t) dt$$

где $E = \int_{-\infty}^{\infty} |s(t)|^2 dt$ – энергия сигнала s(t), τ – временной сдвиг, $\omega_{\mathcal{A}}$ – сдвиг

по частоте;

– квазиинвариантность к нелинейным преобразованиям. Так, например, квадратичная нелинейность превращает фазоманипулированный сигнал в гармонический [2-5]. Тогда как для составного сигнала квадратичная нелинейность приводит к появлению дериватов при сохранении структуры ФМ сигнала и со следующими законами изменения амплитуд символов:

$$u(t) = Acos(2\omega_0 t + \mu t^2)/2$$
 и $u(t) = Acos(2\omega_0 t - \mu t^2)/2$, $-T/2 \le t \le T/2$.

Литература

 Каменев С.И., Тагильцев А.А. Исследование характеристик режимов работы гидроакустических излучателей сложных фазоманипулированных сигналов // Технические проблемы освоения Мирового океана: мат-лы докл. 3-й Всеросс. науч.-техн. конф, Владивосток, 22-25 сентября 2009 г. Владивосток: Дальнаука, 2009. С. 216-220.

2. Ширман Я.Д., Манжос В.Н. Теория и техника обработки радиолокационной информации на фоне помех - М.: Радио и связь. 1981. 416 с.

3. Вакман Д.Е. Сложные сигналы и принцип неопределенности в радиолокации - М.: Сов. радио. 1965. 303 с.

4. Тихонов В.И. Статистическая радиотехника – М: Советское радио, 1966, 680 с.

5. Бенжамин Р. Анализ радио- и гидролокационных сигналов – М: Воениздат, 1969, 256 с.

 Каменев С.И. Синтез сложных акустических сигналов для профилирования морского дна // Девятый всероссийский симпозиум «Физика геосфер», 21-24 сентября 2015 года, материалы докладов. Владивосток, «Дальнаука», 2015, ISBN 978-5-8044-1545-8.С. 99-101.

РАЗРАБОТКА АВТОНОМНЫХ АКУСТИЧЕСКИХ РЕГИСТРАТОРОВ С НИЗКИМИ УРОВНЯМИ СОБСТВЕННЫХ ШУМОВ

Д.Г. Ковзель

ТОИ ДВО РАН, dgk06@mail.ru

Данное сообщение посвящено выбору технических решений в процессе разработки автономных акустических регистраторов (далее AP) и основано на опыте разработки и применения ряда телеметрических систем и акустических донных станций [1-7]. Основной характеристикой AP является его способность записывать как слабые, так и сильные акустические сигналы с уровнями искажений, не превышающими заданные – т.е. ширина динамического диапазона тракта измерения–записи. Также при разработке регистратора следует учитывать, что в составе акустической станции AP может решать и другие задачи, вплоть до совмещения управляющих контроллеров регистратора и станции в целом. Следует обеспечить и возможности дальнейшего совершенствования и развития устройства, включая его переориентацию на новые научные и производственные задачи.

В настоящее время развитие интегральной электроники позволяет обеспечить рост качества измерения акустического сигнала при значительном упрощении аналоговой части АР. Имеются также первичные преобразователи (гидрофоны) соответствующего качества. Однако на качество измерения акустического сигнала в готовом устройстве (АР) оказывают влияние множество факторов, определяемых не только примененными компонентами, но и их взаимодействием в устройстве, конструкцией устройства и рабочим программным обеспечением (ПО). Конечная задача - обеспечение необходимого качества записи акустическим регистратором – остается нетривиальной. Рассмотрим подходы к проектированию АР, позволяющие успешно совмещать высокие качественные показатели с эксплуатационными (энергопотребление, размеры, технологичность, ремонтопригодность) – важными для автономного устройства.

Определяющее влияние на параметры АР оказывает выбор типа основных узлов – АЦП, устройств накопления информации и устройства управления (УУ).

АЦП: Для преобразования сигналов звукового и ультразвукового диапазона частот в настоящее время применяются в основном АЦП с архитектурой ΣΔ (сигма-дельта) и производные от нее. Их разрядность достигает 32, а собственные шумы настолько малы, что без потери качества может быть оцифрован как сигнал тихого моря, так и близкий выстрел сейсмопушки. Многие из имеющихся в продаже АЦП разработаны для использования в мобильных устройствах. Частота первичного преобразования этих АЦП в 32 и более раз выше частоты выходных отсчетов сигнала. Это существенно снижает требования к входному фильтру защиты от наложения спектров (anti-aliasing) – а соответственно снижаются и уровни собственных шумов этого фильтра. Однако следует отметить, что наводки и шумы, воздействующие непосредственно на вход АЦП (например, импульсные токи из-за неправильной разводки заземляющих проводников на печатной плате) фильтрации не подвергаются и могут проявиться в выходном цифровом сигнале в виде биений с многочисленными внутренними промежуточными частотами АЦП или непосредственно. Поскольку эти шумы «собираются» в выходной сигнал из широкой полосы частот, ΣΔ АЦП очень чувствительны к конструктивному исполнению печатной платы, расположению полигонов и экранов. Например, на рис. 16 показано, как возрастают уровни тональных шумов при отключении одной из точек корпусирования платы АЦП в станции «Шельф-2014» [6, 7]. Механизмы возникновения шумов и искажений сигнала в реальных схемах хорошо описаны в [8]. Даны практические рекомендации по их снижению. Как правило, полезная информация по трассировке печатных плат содержится в даташите (подробном техническом описании) на микросхему АЦП. Там же, как правило, приведены возможные схемы включения микросхемы с указанием типов и номиналов рекомендованных вспомогательных компонентов – источников опорного напряжения, буферных усилителей, наиболее критичных по качеству пассивных компонентов.

Устройство управления: Поскольку УУ непосредственно подключено к АЦП, шумы от его работы могут проникать на вход АЦП в виде электромагнитных наводок, через паразитные емкости и в виде падений напряже-



Рис. 1. Влияние скорости считывания данных из АЦП на собственные шумы регистатора – (а); Влияние одной из точек корпусирования платы АЦП – (б); Иллюстрация динамического диапазона станции «Шельф-2014» - (в). Графики соответствуют чувствительности гидрофона 5 мВ/Па.

ния на паразитных сопротивлениях и индуктивностях проводников печатной платы и выводов элементов. Таким образом, потребляемые УУ токи, крутизна фронтов сигналов, рабочие частоты процессора и периферии сильно влияют на качество измерения входного сигнала. Структурно УУ может быть реализовано как конечный цифровой автомат на микросхемах жесткой логики или программируемой логической матрице (ПЛМ), как готовый промышленный микрокомпьютер и как микроконтроллерная система, разработанная и изготовленная специально для разрабатываемого АР. Последнее решение сочетает достоинства вышеизложенных и свободно от их недостатков. Разработка рабочих программ производится на языках высокого уровня в удобных многофункциональных средах программирования. Отладка может выполняться в программных симуляторах либо непосредственно в устройстве. Встроенные аппаратные средства микроконтроллеров минимизируют схему АР и делают его более универсальным. В готовом устройстве работает только его рабочая программа. Проектирование печатных плат может осуществляться разработчиком АР, а может быть передана на предприятие, изготавливающее платы. Часто это предприятие берет на себя также комплектацию, установку элементов на плату и пайку.

Устройства накопления данных весьма многообразны по принципам действия, назначению, интерфейсам, объемам памяти. Электронно-механические устройства сосуществуют с твердотельными. Быстродействие, емкость и потребляемая мощность могут отличаться многократно в зависимости от назначения и технологий. Типичным решением в современных AP зарубежного производства ([9], [10]) является применение карт памяти типа SD (Secure Digital) либо комбинации SD – SSD (solid-state drive). Карты SD

(и их более поздние модификации повышенной емкости и быстродействия SDHC и SDXC) специально разработаны для мобильных устройств, имеют малое потребление энергии и последовательные интерфейсы SD (для высокоскоростной передачи данных) и SPI. Последнее особенно удобно в микроконтроллерных устройствах, т.к. SPI интерфейс является стандартным и имеет достаточное для акустических применений быстродействие. В AP донной станции «Шельф-14» используется кассета из карт типа SDXC емкостью по 128 ГБ, поочередно подключаемых к контроллеру по интерфейсу SPI. Для повышения надежности в станцию устанавливается избыточное количество карт памяти. Успешная работа 53-х станций в течении трех экспедиционных сезонов (2014-2016 гг) показала высокую надежность данного решения.

В целом представляется оптимальным следующий подход: принципиальная схема АР предельно минимизируется, все задачи по возможности решаются встроенной периферией микроконтроллера при поддержке рабочей программы. Части алгоритма, реализуемые программно, должны максимально использовать встроенную аппаратную поддержку микроконтроллера – умножитель, контроллеры прямого доступа в память (ПДП), прерываний, SRS (набор теневых регистров) и т.д. При разработке рабочей программы целесообразно сразу закладывать средства диагностики и контроля. После первоначальной отладки рабочей программы полезно по возможности понизить тактовые частоты процессора и периферии - снижение потребляемой процессором мощности увеличивает срок автономной работы АР, снижаются шумы и наводки. Для достижения максимального качества АР аналого-цифровые цепи желательно выполнять отдельно от цифровых, минимизируя число связей между ними.

Последняя возможность снизить шумы в уже готовом устройстве - доводка рабочей программы. Процессы управления и тактирования АЦП, считывания данных из буферных регистров могут, несмотря на все схемотехнические и конструктивные меры, приводить к возникновению шумов (обычно это ряд тональных компонент в спектре, рис. 1а, 1б). Поскольку эти шумы проникают, как правило, на промежуточных частотах ΣΔ АЦП, прогнозировать их крайне сложно. Однако возможно подобрать временные задержки и скорость считывания данных в последовательных интерфейсах таким образом, чтобы шумы в наиболее важной для решаемых экспериментальных задач области спектра были минимальны. На рис. 1а приведен пример того, как выбором одной из нескольких возможных скоростей считывания данных с выхода АЦП по интерфейсу SPI максимумы интенсивности собственных шумов могут быть перенесены в нижнюю либо верхнюю часть спектра. Рис 1.в иллюстрирует динамический диапазон станции. Видно, что станция способна записать сигналы в диапазоне не менее 140 дБ в области рабочих частот 2-15000 Гц.

Литература

1. Борисов С.В., Ковзель Д.Г., Рутенко А.Н., Ущиповский В.Г. Автономная гидроакустическая станция с радиоканалом для акустических измерений на шельфе // Приборы и техника эксперимента. 2008, №5. С. 132-137.

2. Борисов С.В., Ковзель Д.Г., Рутенко А.Н., Ущиповский В.Г. Автономная радио гидроакустическая станция «Шельф-07» // Акустика океана: Сборник трудов XX сессии Российского акустического общества. Т.2, М: ГЕОС, 2008. С. 421-425.

 Ковзель Д.Г., Рутенко А.Н. Автономная акустическая станция с цифровым радиотелеметрическим каналом для мониторинга сейсмоакустических сигналов на шельфе // Приборы и техника эксперимента. 2009, Т. 6. С. 102-106.

 Автономная радиогидроакустическая система для мониторинга акустических сигналов на шельфе. Пат. RU 8603 U1 Российская федерация / Борисов С.В., Ковзель Д.Г., Рутенко А.Н., Ущиповский В.Г. – 2009116178/22; заявлено 28.04.09; опубликовано 20.07.09, Бюл. №23.

5. Рутенко А.Н., Гаврилевский А.В., Ковзель Д.Г., Коротченко Р.А., Путов В.Ф., Соловьев А.А. Мониторинг сейсмоакустических сигналов и антропогенных шумов на шельфе о. Сахалин // Акустический журнал. 2012. Том. 58. №2, с. 248-257.

6. Рутенко А.Н., Борисов С.В., Ковзель Д.Г., Гриценко В.А Радиогидроакустическая станция для мониторинга параметров антропогенных импульсных и шумовых сигналов на шельфе // Акустический журнал 2015. Т. 61. № 4. С. 605-613.

7. Донная станция гидроакустического измерительно-регистрационного комплекса. Пат. RU 162221 U1/ Ковзель Д.Г., Рутенко А.Н. - 2015151300/28; заявлено 30.11.2015; опубликовано 27.05.2016, Бюл. № 15.

8. Кестер У. Аналого-цифровое преобразование // Москва: Техносфера, 2007.

9. http://www.jasco.com/amar/

10. http://www.rtsys.eu/en/civil/acoustic-recorder

МНОГОУРОВНЕВЫЙ ПОЛЯРИЗАЦИОННЫЙ МОНИТОРИНГ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ

О.Г. Константинов

ТОИ ДВО РАН, chief.olegkon@poi.dvo.ru

В настоящее время трудно указать ту область деятельности человека, где бы не использовались системы видеонаблюдения и видеоконтроля. Невысокая стоимость, простота эксплуатации видеосистем и высокая информационная емкость видеосигнала – это те основные факторы, которые обеспечивают их широкое использование в охранных системах зданий и территорий, устройствах контроля транспортных средств на дорожных магистралях. Тем не менее приходится удивляться тому, что до последнего времени системы видеоконтроля не находили должного применения в многоуровневых системах экологического мониторинга окружающей среды. Лишь в последнее время в средствах массовой информации прошло сообщение об организации в Хабаровском крае системы видеонаблюдения за пожароопасной обстановкой лесных массивов. В Тихоокеанском океанологическом институте ДВО РАН разработан и работает на протяжении ряда лет специализированный видеокомлекс, предназначенный для мониторинга прибрежной зоны в оптическом диапазоне, картирования органических пленок на морской поверхности и контроля судоходства в поле зрения видеосистемы [1-4]. В настоящее время в его состав введен беспилотный летательный аппарат, снабженный поляризационной видеосистемой и поляризационная камера реального времени для оценки пространственно- временных характеристик поверхностного волнения. Элементы аппаратурного комплекса модернизированы и откалиброваны в соответствии с современным уровнем развития информационных технологий. В докладе будут приведены методики калибровки оптических датчиков и характерные примеры результатов многоуровнего мониторинга прибрежной зоны.

Литература

1. Константинов О.Г. Видеосистема контроля состояния морской поверхности / О.Г. Константинов, А.Н. Павлов // Приборы и техника эксперимента. 2012. № 6. С. 121–123.

2. Комплексный контроль состояния морских акваторий оптическими методами. Ч. 1: Концепция построения многоуровневых оптических систем для экологического мониторинга морских акваторий / Ю.Н. Кульчин, О.А. Букин, О.Г. Константинов и др. // Оптика океана и атмосферы. 2012. Т. 25, № 7. С. 633–637.

3. Константинов О.Г. Комплексный контроль состояния морских акваторий оптическими методами. Ч. 2: Регистрация загрязнений на морской поверхности / О.Г. Константинов, А.Н. Павлов // Оптика океана и атмосферы. 2012. Т. 25, № 10. С. 902–908.

 Константинов О.Г. Комплексный контроль состояния морских акваторий оптическими методами. Ч. 3: Регистрация динамических процессов по сликам на морской поверхности / О.Г. Константинов, А.Н. Павлов // Оптика океана и атмосферы. 2012. Т. 26, № 1. С. 32–39.

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ БУХТЫ НОВИК (О. РУССКИЙ) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ НАБЛЮДЕНИЙ 2013-2017 ГГ.

<u>А.Ю. Лазарюк¹</u>, С.П. Захарков¹, Е.Н. Марьина¹, Н.А. Мельниченко², А.В. Тювеев²

¹ТОИ ДВО РАН, lazaryuk@poi.dvo.ru ²ДВФУ

В силу исторических обстоятельств бухта Новик (о. Русский) остаётся слабо изученным водным объектом, который существенно отличается от прочих акваторий, входящих в состав залива Петра Великого, выделяясь, прежде всего, узкой, протяжённой формой. Кроме того, актуальность исследования гидрологического режима этой бухты обуславливает возросшая в течение текущего десятилетия интенсивность её эксплуатации [1].

В работе используются данные гидрологических съёмок бухты Новик и прилегающей акватории Амурского залива, которые были выполнены в различные сезоны 2013-17 гг. Массив натурных наблюдений включает СТD данные более 1900 станций. Его большая часть (около 9/10) приходится на холодные периоды, и описание гидрологического режима бухты Новик более подробно представлено, именно, зимним сезоном.

Особенности гидрологического режима акваторий, входящих в состав залива Петра Великого, обуславливает муссонная циркуляция, благодаря которой погода в зимние месяцы (ноябрь-март) морозная, сухая с преобладанием ветра северных румбов. В теплое полугодие (апрель-октябрь) воздушные потоки имеют противоположное направление. Помимо морфологических и динамических факторов на режим вод прибрежных акваторий оказывают существенное влияние радиационный баланс и осадки [2].

Анализ архива метеоданных станции WMO_ID=31960 (Владивосток-гора) текущего десятилетия, 2009-2017 гг., показал, что в среднем около половины годового объёма выпавших осадков приходился на три летних месяца, см. Таблица. Влияние этого фактора на термохалинный режим конкретной акватории зависит от её относительной площади водосбора. По этому параметру бухта Новик значительно уступает прилегающей части Амурского залива. В тёплый период года поверхностные воды залива (слой 0-5 м) распресняются речным стоком и под воздействием динамических процессов проникают в северную часть б. Новик, обуславливая наличие градиента вдоль оси бухты. Величина градиента солёности по данным гидрологических съёмок 2013-16 гг. достигала на отдельных участках 0.3 епс/км при разности фоновых значений между северной и южной частями до 1.5 епс. Под воздействием аномальных атмосферных процессов, например, тайфун Лаенрок (сентябрь 2016 г.), эти величины возрастали в 2-3 раза.

Различия гидрологических режимов акваторий б. Новик и Амурского залива обуславливают не только наличие/отсутствие речного стока, но и противоположные эффекты атмосферных динамических процессов. Наиболее заметно их проявление во второй половине осени при смене муссона, когда доминируют ветры северных направлений, которые формируют нагон в бухте Новик и блокируют водную массу её южной части. В то же время, в Амурском заливе имеют место сгонные процессы, которые способствуют поступлению холодных солёных вод из Уссурийского залива через пролив Босфор Восточный [3]. В этот период, вплоть до полного установления ледового покрова, градиенты солёности вдоль оси бухты имели противоположное направление: воды её северной части, прилегающей к Амурскому заливу, содержали больше соли, чем воды южной (кутовой) части. Максимальные градиенты, до 0.15 епс/км, были зафиксированы в начале ноября 2016 г.

Межсезонная динамика усреднённых значений термохалинных параметров поверхностной водной массы б. Новик, установленная по данным натурных наблюдений 2013-17 гг., представлена на Рисунке. Температура этого слоя достигает максимума 23-25°С в конце летнего сезона. Её наибольший рост (до 8°С/мес) приходится на апрель-май, а в октябре-ноябре наблюдается столь же стремительное падение до 0°С. В начале зимы (во время ледостава) температура поверхностного слоя соответствует температуре замерзания, которая при росте солёности подлёдного слоя иногда опускается до минимального уровня -1.9°С. Солёность поверхностной водной массы бухты демонстрирует противоположную динамику. Её минимальные значения (до 29 епс) наблюдаются летом в начале августа, а максимальные (до 34.2 епс) – зимой в конце января, начале февраля.

Холодный	2009-	2010-	2011-	2012-	2013-	2014-	2015-	2016-	среднее
период	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	
начало периода	09 11	21 11	12 11	15 11	24 11	25 11	17 11	30 10	15 11
окончание	29 03	25 03	19 03	23 03	12 03	12 03	14 03	10 03	18 03
Продолжительность, сут.	141	125	128	127	109	108	119	132	124
Суммарная температура	-1340	-1136	-1238	-1326	-1036	-951	-973	-906	-1113
Средняя температура, °С	-9.5	-9.1	-9.7	-10.4	-9.5	-8.8	-8.2	-6.9	-9.0
Суммарные осадки, мм									
январь - декабрь	956	759	559	1101	968	743	801	1173	883
Лето, июнь-август	533	254	449	430	573	247	471	645	450
Осень, сентябрь-ноябрь	163	181	85	451	175	294	139	250	217
Зима, декабрь-март	77	60	12	44	15	91	84	50	54

Таблица. Климатические характеристики холодных периодов и суммарные осадки, рассчитанные по архиву данных метеостанции Владивосток-гора 2009-2017 гг. (WMO ID=31960, http://rp5.ru)

Начало климатической зимы принято отмечать по переходу среднесуточных значений температуры атмосферного воздуха в область стабильных отрицательных значений. В течение текущего десятилетия количественные показатели этих периодов для исследуемого района демонстрируют сокращение продолжительности на 10-20 суток и рост на 2-3°С средних величин сезонной температуры. Соответственно, погодные условия последних двух зим характеризуются как аномально-тёплые, но отличающиеся суммарным количеством осадков. Зимой 2015-16 гг. выпало около 84 мм осадков, что на 25% выше аналогичного показателя прошедшей зимы, который количественно соответствует норме текущего десятилетия, см. Таблица.

В течение 2015-2017 гг. в бухте Новик выполнялись регулярные гидрологические наблюдения, которые показали, что с октября по декабрь вследствие холодовой конвекции, вызванной атмосферными процессами, устойчивая летняя стратификация вод трансформируется в квазиоднородную водную массу близкую к температуре замерзания с солёносным градиентом вдоль оси бухты. В конце ноября солёность вод кутовой части бухты всегда ниже, чем в районе о. Елены (на 0,7 епс по данным 2015 г. и до 1 епс в 2016 г.). В дальнейшем, на стадии формирования ледового покрова бухты происходит интенсивное выделение рассола, солёность вод на мелководье (кутовая часть) растёт быстрее, и в течение декабря пространственный градиент в верхнем подлёдном слое исчезает. Часть выделившегося рассола накапливается в придонном слое, и по мере роста его плотности, возникает дрейфовый поток (по рельефу дна) на север к о. Елены. Этот поток, в свою очередь, порождает в верхнем подлёдном слое компенсационный заток поверхностных вод из Амурского залива. В результате, имеет место характерная для акваторий северного полушария циклоническая циркуляция вод бухты Новик. Температурный фон в придонном слое (при относительно большей солёности, на 0.2-0.3 епс), как правило, выше на 0,3-0,4°С, чем в верхнем подлёдном, благодаря притоку тепла от донных осадков [4]. В результате, в течение стадии роста льда на большинстве станций CTD зондирований наблюдалась характерная двухслойная термохалинная структура: холодный, но менее солёный верхний слой, и придонный, относительно тёплый и более солёный.



Рисунок. Годовой ход усреднённых значений температуры и солёности поверхностной водной массы б. Новик (слой 0-5 м.). Данные СТД-измерений 2013-17 гг.

На стадиях стабилизации и разрушения ледового покрова рассол не образуется, но тепло от осадков продолжает поступать в придонный слой, и конвективные процессы постепенно разрушают двухслойную структуру вод [3]. В этот период интегральные показатели термохалинных параметров водной массы бухты Новик демонстрируют тренды противоположной направленности: рост температуры и падение солёности.

Литература

 Христофорова Н.К, Дёгтева Ю.Е., Бердасова К.С., Емельянов А.А., Лазарюк А.Ю. Химико-экологическое состояние вод бухты Новик (остров Русский, зал. Петра Великого, Японское море) // Известия ТИНРО. 2016. №. С. 135-144.

2. Ластовецкий Е.И., Вещева В.М., Гидрометеорологический очерк Амурского и Уссурийского заливов. Владивосток.: Владивостокская гидрометеорологическая обсерватория, 1964. 264 с.

3. Лазарюк А.Ю., Лобанов В.Б., Пономарёв В.И. «Эволюция структуры вод Амурского залива подо льдом» // Вестник ДВО РАН. 2013. №6. С.59-70.

4. Буров Б. А., Лазарюк А. Ю., Лобанов В. Б. Исследование теплового потока на границе вода – донные осадки в Амурском заливе Японского моря в зимний период // Океанология, 2014, том 54, № 6, с. 744–753.

РЕАКЦИЯ ГРАВИМЕТРА GPHONE НА СЕВЕРОКОРЕЙСКИЕ ВЗРЫВЫ 12 ФЕВРАЛЯ 2013 ГОДА И 9 СЕНТЯБРЯ 2016 ГОДА

<u>Е.В. Лисунов</u>¹, С.В. Горожанцев²

¹ФИЦ ЕГС РАН, г. Владивосток ²ФИЦ ЕГС РАН, г. Обнинск

На Дальнем Востоке Российской Федерации в районе м. Шульца сотрудниками Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук» (ФИЦ ЕГС РАН) совместно с сотрудниками морской экспериментальной станции Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН (МЭС ТОИ ДВО РАН) периодически ведутся специальные экспериментальные гравиметрические измерения [1,2,3].

При выполнении таких измерений гравиметром gPhone фирмы Micro-g LaCoste 12 февраля 2013 года и 9 сентября 2016 года были зарегистрированы взрывы от ядерных испытаний, произведенных в районе ядерного полигона Пхунгери на территории Корейской Народно-Демократической Республики (КНДР). Расстояние от эпицентра взрыва до места регистрации (м. Шульца) составляет 220 км. Параметры взрывов, полученные по сейсмическим данным, приведены в табл. 1.

Пата	BREME R OHATE (amt)	Широта	Долгота	Глубина	mb	
Диги	Bpenn Bo fare (gift)	град.	град.	KM		
12 февраля 2013г	02-57-49	41.31	129.10	0	5.0	
9 сентября 2016г	00-30-01	41.29	129.01	0	5.3	

Таблица 1. Параметры взрывов

Современный гравиметр gPhone компании Micro-g LaCoste (рис. 1) разработан на базе гравиметра модели ET (Earth Tide – Измеритель приливных движений Земли) и как отражено в инструкции по эксплуатации имеет двойное назначение – измерение силы тяжести и сейсмического шума. Представляет собой высокоточный гравиметрический прибор с металлическим пружинным датчиком, который обладает большим динамическим диапазоном, позволяющим избежать насыщения сигналами высокой амплитуды, возникающими во время землетрясения, и при этом имеющий достаточную чувствительность для регистрации постоянного фонового сейсмического шума и приливных движений Земли.



Рис. 1. Гравиметр gPhone, компании Micro-g LaCoste

Диапазон измерения гравиметра – 7000 *мГал*, точность измерения – 0.1 *мкГал*. Показания прибора получаются путем постоянного усреднения замеров, снимаемых с периодичностью 1 *Гц*, результаты измерений представляются в *мкГал*.

В режиме - Velocity/Position, может быть получена скорость смещения измерителя. Для определения скорости берется одинарный интеграл ускорения, единица измерения скорости – микроны в секунду [1].

На рисунках 2 и 3 представлены записи взрывов гравиметром в удобном временном масштабе и развернутой аналоговой форме на кривых изменения значений силы тяжести (верхняя запись) и скорости смещения измерителя (нижняя запись).

На обеих записях четко видно время вступления Р волн, достаточно хорошо выделяется вступление S волн. Время начала регистрации сигнала гравиметром gPhone совпадает со временем сейсмической волны Р на сейсмическом приборе. Положительный знак первого смещения в волне Р (вертикальная компонента) соответствует волне сжатия. Ранее [1], при сравнении гравиметрической записи и сейсмограммы от ядерного взрыва


Рис. 2. Отражение сигнала взрыва 12-03-2013 г. на кривых изменения значений силы тяжести (верхняя запись) и скорости смещения измерителя (нижняя запись)



Рис. 3. Отражение сигнала взрыва 09-09-2016 г. на кривых изменения значений силы тяжести (верхняя запись) и скорости смещения измерителя (нижняя запись)

12-03-2013 года, было отмечено, что эти сигналы вызваны одними и теми же волнами, распространяющимися от места возникновения события с одними и теми же скоростями по одним и тем же лучам. В целом, характер записи взрывов гравиметром, представляет собой относительно кратковременный импульс с быстрым затуханием, характерный для волновой картины поверхностных взрывов. Разность прихода Р и S волн как при одном, так и другом взрывах практически одинакова. Это также свидетельствует о том, что волны распространялись в одной и той же среде, на одни и те же расстояния.

При сравнении гравиметрических записей обоих событий заметно, что величина разброса значений в регистрируемых сигналах по амплитуде отличается на 5000 мкГал. Если при взрыве 12-03-2013 года максимальное значение амплитуды сигнала в положительной области составляло 8000 мкГал, то при взрыве 09-09-2016 года это значение приблизилось к 13000 мкГал. Такое явление объясняется большей мощностью второго взрыва (табл.1). Следует отметить, что после второго взрыва, поступали звонки от местных жителей приграничных поселений, в которых сообщалось, о слабоощутимых толчках, в то время как при первом взрыве такого не наблюдалось.

На рис. 4 представлены спектрограммы записей сигналов рассматриваемых взрывов.

В левой части рисунка приведена спектрограмма взрыва 12-02-2013 года, в правой части 09-09-2016 года. Обе записи представлены в одном временном масштабе. Расчет производился в программе Dimas.



Рис.4. Спектрограммы записей сигналов от взрывов зарегистрированных гравиметром 12 февраля 2013 года и 9 сентября 2016 года

Сигнал от взрывов на спектрограммах представлен в виде изменения цветовой гаммы. Амплитуда колебательного процесса отображена цветом, меняющимся от синего (минимальные амплитуды) до красного (максимальные амплитуды). В обоих случаях, высокая амплитуда наблюдается до 0,18 Гц на Р - волне и до 0,3 Гц на S - волне. Наибольшая энергия отмечена в полосе частот 0-0,08 Гц (темно красный цвет), что соответствует максимальной амплитуде на гравиметрических записях. На правой записи (более сильный взрыв) амплитуда спадает более плавно, держится в красной зоне на протяжении более 5 минут после вступления (до 00:36). На левом рисунке, амплитуда в красной зоне держится на минуту меньше (до 03:03).

Приведенные материалы дополняют и подтверждают результаты ранее проведенных исследований [1]:

- колебательный процесс, возникающий в результате ядерных взрывов с параметрами указанными в табл. 1 достаточно отчетливо регистрируется гравиметром gPhone на расстоянии 220 км;

 при сравнении сигналов от взрывов на кривых изменения значений силы тяжести и их спектрограмм отмечаются особенности, указывающие на различие энергий, выделяемых при взрывах;

- гравиметрическая информация может быть использована при распознавании и контроле ядерных взрывов совместно с другими методами.

Литература

1. Горожанцев С.В., Лисунов Е.В, Левин Ю.Н., Семёнова Е.П. О регистрации гравиметром gPhone сигнала от ядерного взрыва 12 февраля 2013 года // Теория и практика разведочной и промысловой геофизики: материалы Междунар. научн.-практ. конф., посвящ. 100-летию Пермского ун-та, 85-летию геол. ф-та, 65-летию спец. «Геофизика», 90-летию со дня рождения проф. Б.К. Матвеева, (г. Пермь, 24-25 ноября 2016 г.) /гл. ред. В.И. Костицын; Перм. гос. нац. исслед. ун-т.- Пермь, 2016. – С. 96-103.

 Горожанцев С.В., Наумов С.Б. Особенности высокоточных гравиметрических измерений в периоды сильных землетрясений // Вопросы обработки и интерпретации геофизических наблюдений. Материалы конференции, посвященной 100-летию со дня рождения Александра Кирилловича Маловичко. – Обнинск–Пермь, 2012. – С. 111–115.

 Горожанцев С.В., Наумов С.Б., Лисунов Е.В. Об опыте применения гравиметрических измерений при регистрации сигналов от сильных землетрясений. Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Мат. Восьмой Междунар. сейсмол. шк. – Обнинск: ГС РАН, 2013. - С. 139 – 144.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЭНЕРГИИ АКУСТИЧЕСКИХ ИМПУЛЬСНЫХ СИГНАЛОВ НА ШЕЛЬФЕ

Д.С. Манульчев

ТОИ ДВО РАН, manulchevds@gmail.com

Практическая деятельность людей на шельфе часто сопровождается шумовым загрязнением моря. Причиной тому могут служить взрывы от сейсмопушек при сейсморазведке месторождений нефти и газа, установки газо-нефтедобывающих платформ и их обслуживания, а также строительные работы, сопровождаемые забивкой фундаментных свай на берегу. Подобное антропогенное акустическое воздействие может отпугивать морских животных от привычных для них мест обитания, кормежки и отдыха. Следовательно, освоение шельфа обосновывает актуальность изучения распространения низкочастотных акустических колебаний в море и на берегу.

В данном докладе приводятся результаты экспериментально-теоретических исследований, проведенных на шельфе Японского моря в районе полуострова Гамова, целью которых было изучение особенностей распространения энергии низкочастотных сейсмоакустических сигналов в неоднородных геоакустических волноводах, характерных для шельфа, в том числе, с сухопутным участком и соответственно пересечением границы "море-суша". В предшествующих работах [1-3] мы уже представляли некоторые результаты акустических исследований в данном районе, на основе которых были построены функции потерь тональных акустических сигналов при их распространении вдоль различных акустических трасс, а также продемонстрирован программный комплекс для 2-D и 3-D моделирования низкочастотных акустических полей в неоднородных волноводах.

В рассматриваемом эксперименте акустические низкочастотные импульсные сигналы генерировались пневмоизлучателем [4], свешиваемом с борта заякоренного судна. Стационарные измерения вариаций акустического давления проводились в частотном диапазоне 2-2000 Гц с помощью гидрофона типа Ги-50 цифрового радиобуя – ЦРБ [5]. Опорные акустические измерения осуществлялись с помощью гидрофона, опускаемого с борта судна на глубину 10 м на удалении ≈ 18 м от пневмоизлучателя. На берегу акустические измерения проводились гидрофоном ЦРБ, опущенного в заполненную водой скважину глубиной 96 м. Применяемые гидрофоны прошли метрологическую поверку. Цифровые радиотелеметрические каналы от двух ЦРБ обеспечивали на береговом посту синхронный ввод в ЭВМ измеряемых сигналов, их визуализацию и последующий спектральный анализ. На рис. 1(а) показана карта района, в пределах которого проводился эксперимент. Научно-исследовательское судно стояло на якоре в точке т.1, глубина моря в которой составляла 20 м. С борта судна на глубину 10 м свешивались пневмоизлучатель и опорный гидрофон. Генерируемые акустические импульсные сигналы принимались на берегу в стационарной точке г.1, удаленной от источника на расстояние 332 м. Скважина удалена от уреза воды примерно на 150 м. Верхнее отверстие скважины расположено на высоте 22 м по отношению к уровню моря. Во время акустических измерений уровень воды в скважине достигал 10 м.

На рис. 1(б) показаны акустические импульсы, записанные опорным гидрофоном в точке т.1, и импульсы, зарегистрированные гидрофоном в скважине на различных горизонтах h относительно верхней точки скважины. В опорной точке амплитуда импульсов превышала 500 Па, а на расстоянии 332 м ее значение уменьшилось до 5 Па. Легко заметить, что при увеличении глубины опускания гидрофона амплитуда принятых сигналов



Рис. 1 – Карта района с указанием точки излучения т.1 и точки приема г.1 – (а); опорный акустический импульс, измеренный в точке т.1, и соответствующие ему импульсы в скважине на различных горизонтах – (б); график нормированной корреляционной функции для сигнала, измеренного в скважине на глубине 80 м – (в).

убывает, а форма сигнала растягивается по временной шкале. На горизонте 80 м наблюдается ряд разделенных импульсов, что может быть связано с различными путями распространения сейсмоакустических колебаний или распространением энергии звука различными типами волн. Такая структура сигнала позволяет говорить о том, что энергия импульса распространялась в сложной слоистой структуре осадочных и твердых пород, слагающих бухту Витязь и мыс Шульца.

В работе [2] описан алгоритм, с помощью которого определялось время распространения энергии акустических колебаний от опорного до приемного гидрофонов. В данном алгоритме рассчитывались значения модуля взаимной нормированной корреляционной функции $|B(\tau)|$ двух сигналов, далее в приближении данных GPS определялось расстояние между точками излучения и приема, и оценивалась средняя скорость распространения энергии низкочастотных колебаний. По данной методике на рис. 1(в) построена нормированная функция корреляции |B(t)| опорного импульса и сигнала, зарегистрированного в скважине на горизонте h = 80 м. Из сглаженной кривой видно, что сигнал разбивается на семь импульсов, каждый из которых имеет ярко выраженный локальный корреляционный максимум. В табл. 1 приведены значения времени, в течение которого распространялась энергия колебаний каждого импульса. Первому корреляционному максимуму соответствует скорость распространения 5015 м/с, что по-видимому соответствует распространению продольных волн в твердых породах мыса. Последние три импульса имеют наименьшую амплитуду сигнала и наибольшее время распространения. Их природа появления, возможно, связана с резонансными свойствами скважины.

Скважина, $h = 80$ м							
N⁰	Расстояние, м	Время, с	Скорость, м/с				
1		0.0667	5015.0				
2		0.1184	2825.2				
3		0.219	1527.4				
4	334.5	0.3084	1084.6				
5		0.3987	839.0				
6		0.5037	664.1				
7		0.5867	570.1				

Таблица 1. Время и скорость распространения импульсных акустических сигналов, излученных в точке т.1 и измеренных в скважине на горизонте 80 м

В заключении автор выражает благодарность Рутенко А.Н., Борисову С.В., Ковзелю Д.Г., Медведеву И.В. за подготовку и участие в научном эксперименте.

Литература

1. Рутенко А.Н., Манульчев Д.С., Соловьев А.А. Исследование распространения энергии низкочастотных акустических и сейсмических волн на шельфе // Акустический журнал. 2013. Т. 59. №3. С. 363-377.

2. Рутенко А.Н., Манульчев Д.С. Распространение низкочастотных волн через мыс Шульца // Акустический журнал. 2014. Т. 59. № 4. С. 384-394.

3. Рутенко А.Н., Козицкий С.Б., Манульчев Д.С. Влияние наклонного дна на распространение звука // Акустический журнал. 2015. Т. 61. №1. С. 76-89.

4. Экологический генератор отпугивающих звуков. Пат. RU 2447658С2. Российская федерация / Гореликов А.И. – 2010126403/13; заявлено 28.06.2010; опубликовано 20.04.2012.

 Борисов С.В., Гриценко А.В., Ковзель Д.Г., Лихачев В.В., Коротченко Р.А., Круглов В.М., Пенкин С.И., Рутенко А.Н. Аппаратурный комплекс для акустико-гидрофизических исследований на шельфе и результаты его применения в натурных экспериментах // Вестник ДВО РАН. 2003. №2. С.16-29.

ВОЗМОЖНОСТИ СИСТЕМЫ СПУТНИКОВОЙ СВЯЗИ "ИРИДИУМ" ДЛЯ СБОРА ГИДРОАКУСТИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ С УДАЛЕННЫХ АКВАТОРИЙ

И.В. Медведев

ТОИ ДВО РАН, igm@vamkila.ru

Система спутниковой связи "Иридиум" сегодня является единственной коммерческой системой, обеспечивающей глобальное покрытие. Данной системе присущи некоторые ограничения, определяющие ее возможности для сбора гидроакустической информации. Тем не менее, в 2015 году 10 автономных подводных акустических регистраторов, оснащенных спутниковым телеметрическим каналом «Иридиум» [1] были успешно применены при организации акустического мониторинга в реальном времени сейсморазведочных сигналов на северо-восточном шельфе о. Сахалин в течение двух летних месяцев. Из ограничений системы "Иридиум" можно выделить несколько основных по их характеру и происхождению. Первое – ограничение доступности, вытекающее из геометрических характеристик спутниковой группировки, а именно – количества спутников и параметров их орбит. Для спутникового канала передачи данных важна прямая видимость спутника из точки расположения наземного радиопередатчика, что обусловлено использованием ультракоротких радиоволн (~1.6 ГГц). Спутники системы «Иридиум» двигаются по полярным орбитам на высоте около 780 км с периодом обращения около 100 минут. Орбиты расположены в 6 плоскостях, равноотстоящих друг от друга на 30 градусов. В каждой плоскости находятся по 11 активных спутников, не считая запасных и неисправных. Всего 66 активных спутников составляют рабочую сеть, равномерно покрывающую Землю. В связи с суточным вращением Земли, отдельно взятый спутник с каждым следующим витком пролетает над местностью, находящейся примерно на 25 градусов западнее. Соответственно, каждый следующий из 11 летящих один за другим спутников одной плоскости пролетает примерно на 2.27 градуса западнее. Для наблюдателя, находящегося на поверхности Земли, спутники пролетают с юга на север, либо с севера на юг. При этом траектория пролегает либо к западу от наблюдателя, либо к востоку, всякий раз с разным максимальным возвышением (очень редко - прямо над головой). Для примера на рис. 1 показаны участки треков спутников во время их прямой видимости из Владивостока за один час.



Рис. 1. Треки спутников, бывших в прямой видимости из Владивостока за один час.

Время видимости спутника составляет примерно 14 минут. Система спроектирована таким образом, что в каждый момент времени из любой точки на поверхности Земли виден как минимум один спутник, находящийся на возвышении не менее 8 - 9 градусов, чего достаточно для радиообмена с использованием предназначенных для работы в системе радиопередатчиков небольшой мощности и малогабаритных антенн. Наименее плотное покрытие получается в экваториальной области, наиболее плотное – в приполярных областях. На большей части поверхности Земли (кроме небольших приполярных областей) в каждый момент времени виден только один спутник (реже – два) на достаточном для уверенного радиообмена возвышение над горизонтом. Поэтому при расположении радиопередатчика потребителя услуг спутниковой связи на суше важную роль начинают играть рельеф местности и застройка, могущие скрыть пролетающий спутник. В море, на удалении от высоких берегов, перерывов видимости спутников быть не может в принципе. Однако следует принять во внимание, что используемые антенны имеют диаграммы направленности, сходящиеся к нулю на малых углах к горизонту, и в случае продолжительного наклона антенны (при крене несущей конструкции) в противоположную от направления на пролетающий спутник сторону радиообмен будет невозможен.

Второе ограничение – пропускная способность канала передачи данных, заложенная в системе. Максимально возможная скорость передачи данных составляет 2400 бит в секунду. В 2017 году производится постепенная замена спутниковой группировки аппаратами второго поколения, после чего будет возможна передача данных на скорости до 1.5 Мбит/с. Для приложений, не требующих большого трафика, как, например, контроль за уровнем антропогенного шума, удобно использование специального сервиса системы «Иридиум» - Short Burst Data (SBD). В продаже имеются несколько моделей приемопередатчиков, предназначенных для работы с данным сервисом - трансиверов SBD. Трансиверы позволяют передавать данные отдельными пакетами, объемом до 270 - 1890 байт (в зависимости от конкретной модели). При этом пакет может быть доставлен на компьютер потребителя в сети Интернет по специальному протоколу, либо электронной почтой на электронный адрес потребителя. Трансивер Iridium 9603 SBD в минуту способен принять/передать от 3 до 6 пакетов данных по 340 байт (в зависимости от текущих условий радиообмена). Практически, во время гидроакустического мониторинга сейсморазведки 2015 года на шельфе о. Сахалин из каждой точки мониторинга было достаточно передавать один пакет данных размером 270 байт раз в минуту. Пакет содержал 117 максимальных значений пикового звукового давления за последнюю минуту (в 117 интервалах длительностью 0.75 секунды, сдвинутых на четверть секунды), 117 значений уровня звуковой экспозиции, а также средние за минуту значения спектральной плотности мощности звука в 22 треть-октавных диапазонах от 15 Гц до 2 кГц [1].

При организации сбора данных с множества точек нужно также учитывать пропускную способность самого спутника. Для связи с конечными абонентскими устройствами спутник использует 48 пространственных лучей, делящих между собой всю текущую зону видимости спутника на 48 гексагональных зон (сот). Одна сота имеет размер примерно 50 км. Для одновременного обслуживания абонентов, находящихся в одной соте применяется частотное и временное разделение. Максимальное количество каналов, действующих в одной соте – порядка 110.

Стоимость спутникового трафика при использовании сервиса SBD довольно высока – 1.4 доллара за 1000 байт. Поэтому необходимо иметь возможность дистанционно управлять включением передачи данных с акустических станций. Команды управления можно отправлять в виде прикрепленных файлов по электронной почте на специальный адрес системы «Иридиум», в теме письма указывая уникальный идентификатор трансивера акустической станции (IMEI). Возможно также взаимодействие с системой по специальному протоколу, предлагаемому компанией Iridium - DirectIP, но это требует собственной разработки ПО на более низком уровне и организации специального сервера, доступного через сеть Интернет (имеющего фиксированный IP-адрес). Для рассылки пакетов данных, поступивших с абонентских трансиверов, система «Иридиум» предлагает возможность указания до пяти мест назначения, каждое из которых может быть либо абонентским устройством (указывается его IMEI), либо адресом электронной почты, либо IP-адресом компьютера в сети Интернет (при использовании протокола DirectIP). Самым удобным, на наш взгляд, является использование электронной почты, поскольку сообщения легко читаются, при необходимости пересылаются на произвольное количество получателей.

В некоторых ситуациях может потребоваться прием собираемых данных в месте, где нет подключения к сети Интернет. В таком случае на приемном посту устанавливается определенное количество трансиверов SBD, способных суммарно пропустить необходимый трафик. При этом следует знать еще об одной особенности системы «Иридиум». Сообщения, посланные в адрес конечного абонентского устройства (здесь – трансивера SBD), становятся в очередь, пока трансивер не произведет сеанс радиообмена со спутником. Запуском сеансов радиообмена трансивера управляет электронное оборудование (компьютер, либо микроконтроллер), разрабатываемое и программируемое конечным пользователем. Если по какой-либо причине трансивер не забирает посланные ему сообщения, очередь может вырасти до 50 сообщений, и время реакции управляемого по спутниковому каналу оборудования вырастет на время приема всей очереди (до 10 минут и более). Очистка очереди возможна только с компьютера, имеющего соединение с сетью Интернет. При проведении гидроакустического мониторинга в 2015 году были приняты меры для резервирования каналов подключения приемных/командных постов с использованием трансиверов SBD. Для исключения образования очередей сообщений и возможности быстрого изменения схемы рассылки был организован специальный виртуальный сервер-диспетчер в коммерческом дата-центре (на так называемом хостинге), имеющем постоянное надежное соединение с сетью Интернет. Сервер периодически проверял статус Интернет-подключения командного поста, и, в случае необходимости, производил пересылку собираемых гидроакустических данных на трансиверы поста, команд управления – на трансиверы морских буев. Согласно сделанным настройкам ПО сервера-диспетчера и ПО командного поста, однократная задержка поступления данных в случае пропадания подключения к сети Интернет командного поста составляла бы не более трех минут.

Несмотря на ограниченную пропускную способность, используя сервис SBD, можно обеспечить отображение записанного акустического сигнала по запросу оператора в интерактивном режиме с любой степенью детализации. Картинка, отображающая непрерывный акустический сигнал (фактически ступенчатую ломаную линию), при размере 256 на 1024 пикселя выглядит достаточно детальной. Данные, необходимые для формирования такой картинки, могут быть переданы, например, тремя пакетами по 340 байт (максимально возможный размер для трансивера Iridium 9603 SBD). Время пересылки составит от 20 до 30 секунд в обычных условиях, что вполне терпимо для эпизодического рассмотрения записываемых зондом сигналов.

Для более интенсивного трафика при сборе гидроакустической и иной океанологической информации разумно использовать режим непрерывной передачи данных через устанавливаемое соединение (при помощи соответствующих трансиверов, например, Iridium 9522B). В этом случае стоимость трафика радикально снижается, поскольку стоимость минуты соединения составляет порядка 2,67 доллара (ваучер на 75 минут стоит 170 долларов в России), а при пропускной способности 2400 бит/с можно передать около 240 байт в секунду или 14400 байт в минуту. Стоимость передачи 14400 байт через SBD-сервис составит более 20 долларов.

Литература

1. Рутенко А.Н., Борисов С.В., Ковзель Д.Г., Гриценко В.А. Радиогидроакустическая станция для мониторинга параметров антропогенных импульсных и шумовых сигналов на шельфе // Акустический журнал. 2015. Т. 61. №4. С. 500-511.

ГЛОБАЛЬНЫЙ АТМОСФЕРНЫЙ ПЕРЕНОС ИСКУССТВЕННЫХ РАДИОНУКЛИДОВ ПОСЛЕ АВАРИИ НА АЭС – ФУКУСИМА-1

<u>В.Ф. Мишуков</u>, А.С. Нерода, В.А. Горячев

ТОИ ДВО РАН, vmishukov@poi.dvo.ru

С 1989 года в Тихоокеанском океанологическом институте им. В.И. Ильичева ДВО РАН изучался химический состав аэрозолей приземного и приводного слоя атмосферы, сухих и мокрых выпадений в различных районах зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану [9,10,11,12,16]. К основным результатам исследований можно отнести влияние явления «KOSA» на перенос природного аэрозоля из центральных районов Азиатского континента в прибрежные и морские районы в зимне-весенний период, на который накладывается антропогенное воздействие, вызывающее повышение концентраций в составе аэрозоля полициклических ароматических углеводородов и тяжелых металлов, входящих в состав летучей золы угля.

Следует отметить, что большая часть искусственных радионуклидов попала в атмосферу в результате испытаний ядерного оружия, проводимых США и СССР в 1950-х и начале 1960-х годов, и в меньшей степени, от испытаний, проведенных Великобританией, Францией и Китаем [5].

Целью настоящей работы являлось изучение влияния аварии на атомной станции «Фукусима-1» на состав аэрозолей в регионе Японского моря и механизмов трансграничного переноса радионуклидов в атмосфере.

Объекты и методы исследования

Отбор проб аэрозоля в ходе всех исследований проводился с помощью японской установки (фирма Kimoto, Япония) по методике, апробированной в международной программе SEAREX [17]. Атмосферные аэрозоли отбирались на кремний-волокнистые мембранные фильтры Pallflex. Объем прокаченного воздуха составлял в среднем 3500 м³ за семь суток непрерывного отбора. Фильтры до и после прокачки доводились до постоянного веса в эксикаторе и затем взвешивались. По разности веса при известном объеме прокачанного воздуха была определена концентрация пыли в атмосфере.

Обор проб начался 11 марта 2011 г. в 12:00 по местному времени в пригороде г. Владивостока на ст. Чайка. Экспозиция одной пробы составляла семь суток (168 часов). Было отобрано 14 образцов проб аэрозолей. Мокрые выпадения отбирались с 3 мая по 17 мая 2011 г., на пробоотборнике сухих и мокрых выпадений, после чего пробы дождей фильтровали и осадок высушивали до постоянного веса в эксикаторе.

Анализ радионуклидов проводили в лаборатории ядерной океанологии ТОИ ДВО РАН на гамма-спектрометре с детектором из сверхчистого германия GEM150 с цифровым многоканальным анализатором DSPEC jr 2.0(фирма-ORTEC,CША). Относительная эффективность регистрации на линии 1.33 МэВ – 150 % с разрешением 1.9 кэВ. Минимально-детектируемая активность для искусственных изотопов составляла 0.01 Бк/образец, что соответствовало расчетной удельной активности 10 Бк/кг сухого веса отобранных аэрозолей или приблизительно 1*10⁻⁶ Бк/м³ прокачанного воздуха. Для всех радионуклидов расчет распада был установлен на середину периода отбора пробы.

Для анализа переноса воздушными массами аэрозольного вещества строились обратные траектории движения на основе модели NOAA HY-SPLIT с ипользованием GDAS базы данных. ([6] http://www.ready.noaa.gov/ready/hysplit4.html).

Результаты анализа и обсуждение

11 марта 2011г., в 14:46 по токийскому времени, произошло подводное землетрясение у восточного побережья острова Хонсю (Япония), которое вызвало сильное цунами, что явилось причиной радиационной аварии на АЭС Фукусима-1. В результате аварии на АЭС Фукусима-1 в атмосферу были выброшены радиоактивные элементы, включая I-131 и Cs – 134 и 137.

Обеспокоенность мировой сообщества проявилось в публикации данных радиационных и метеорологических служб в сети Internet: EPA [19]; STUK [15]; ПРИМГИДРОМЕТ [3] и др., и в средствах массовой информации, например: РИА Новости. 2011 [4], World Nuclear News, 2011. [20] и др.

Первоначально искусственные радионуклиды в атмосфере были обнаружены в США 18 марта 2011г. на воздушных картриджах в городе Лас-Вегас (I-131) и на воздушных фильтрах в городах: Анахейм (I-131, Cs-134, Cs-137), Caн-Франциско (I-131, Cs-134, Cs-137), Лас-Вегас (I-131) и Сиэтл (I-131, Cs-134, Cs-137). Позже 20 марта максимальные концентрации I-131 были зарегистрированы в городе Датч-Харбор (Аляска) ~ 103600±8510 мкБк/м³ на воздушном картридже и ~ 25600±1480 мкБк/м³ на воздушном фильтре. Максимальные концентрации Cs-134 ~ 5330±407 мкБк/м³ и Cs-137 ~ 4670±296 мкБк/м³ были зарегистрированы 24 марта на воздушных фильтрах в городе Ноум (Аляска) [19]. На восточном побережье США в городе Чапел Хил максимальная гамма активность I-131 была зарегистрирована 2 апреля: 3990 мкБк/м³ [8].

22 марта резкое увеличение I-131 регистрируется в Хельсинки (Финляндия) с максимальной концентрацией 31 марта ~ 1661 мкБк/м³ [15]. В Приморье увеличение концентрации I-131 начинается с 26 марта 2011 г. [3].

В Южной Корее возрастание концентрации I-131 в аэрозолях начинается 28 марта 2012, а 7 апреля зарегистрированы максимальные концентрации: I-131 – 3120 мкБк/м³, Cs-134 – 1190 мкБк/м³, Cs-137 - 1250 мкБк/м³ [7], причем данные радионуклиды обнаружены в сухих и мокрых атмосферных выпадениях

В районе города Владивостока наблюдается резкое увеличение удельной гамма - активности искусственных изотопов после 25 марта 2011 г. при одновременном возрастании концентрации аэрозолей в атмосфере наряду с падением гамма – активности природных изотопов Ве-7 и К-40. Представленные результаты показывают, что в данный период в район отбора проб пришли новые воздушные массы, в которых радиохимические характеристики аэрозолей отличались от первоначальных значений. Затем с 1 по 22 апреля 2011 г. радиоизотопный состав аэрозолей оставался относительно постоянным, при уменьшении активности I-131 за счет быстрого распада (период полураспада составляет 8.04 суток), хотя общая концентрация аэрозолей уменьшилась в 3 раза.

В нерастворимой части мокрых выпадений удельная гамма - активность составила для Cs-134 - 39,5 Бк/кг и для Cs-137 - 162 Бк/кг, в то время как за данный период средняя удельная гамма – активность атмосферных аэрозолей была для Cs-134 - 190 Бк/кг и Cs-137 - 14,5 Бк/кг. Таким образом, во время выпадения дождей Cs -137 активно выводиться из атмосферы в виде нерастворимых в воде соединений, а Cs -134 находиться в составе соединений менее подверженных вымыванию из атмосферы.

Вышеприведенный анализ дат начала возрастания активности искусственных изотопов в аэрозолях показал, что распространение радионуклидов в атмосфере происходило в направлении: Япония – Аляска, Гавайи - западное побережье США – восточное побережье США – Финляндия – Дальний восток России – Южная Корея. Радионуклиды I-131 и Сs-137, Cs -134 ,вероятно, адсорбировались на ядрах субмикронного размера в момент взрыва и были перенесены под воздействием западных ветров от Японии в Тихий океан, пересекли США и Канаду, а затем через Атлантический океан, Европу и Сибирь проявились в районе города Владивостока. Появление радионуклидов через 14 - 21 суток после аварии в атмосфере г.Владивостока соответствует периоду глобальной атмосферной циркуляции [1] и подтверждает предложенный маршрут движения радиоактивного облака.

Работа выполнена при поддержке Президиума РАН в рамках программы «Фундаментальные проблемы математического моделирования» по проекту «Расчет полей течений, переноса и трансформация загрязняющих веществ (включая радионуклиды, тяжелые металлы и нефтяные углеводороды) и экологических угроз в Дальневосточном регионе России»

Литература

1. Кароль И.Л. Радиоактивные изотопы и глобальный перенос атмосфере. Л.: Гидрометиздат, 1972. 366 С.

2. ПРИМГИДРОМЕТ http://www.primgidromet.ru/news/v_primore_obnaruzhen_jod/

 РИА Новости. http://ria.ru/ Йод 131 - единственный элемент с «Фукусимы-1», обнаруженный в Приморье. (опубликовано 31.03.11.)

4. Beck H.L. Monitoring Nuclear Fallout // Radioactive Air Sampling Methods. Ed. by Mark D. Hoover. CRC Press LLC. 2011, Chapter 18, p.369-387.

5. Draxler R.R., Rolph G.D., 2011. HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website (http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php). NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD.

6. Kim, C.-K., Byun, J.I., Chae, J.S. et al. Radiological impact in Korea following the Fukushima nuclear accident // Journal of Environmental Radioactivity. 2011. - doi:10.1016/j. jenvrad.2011.10.018

7. http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0265931X12000446

8. Mishukov V.F., Medvedev A.N., Slinko E.N. Study of aerosol contents at Russia Far East // Journal of Ecotechnology Research. 2001. V.7. No.1. p.61-70.

9. Mishukov V., Hayakawa K., Tabata M. Some results of joint investigations of aerosols element concentrations at region of the Sea of Japan // Journal of Ecotechnology Research. 2001. V.7. No.2. p.124-132.

10. Mishukov V.F., Medvedev A.N., Neroda A.S. Sources of Chemical Elements in the Air over Vladivostok // Pacific Oceanography. 2004. V.2. No. 1-2. p.109-116.

11. Mishukov V.F., Neroda A.S., Belan T.V., Kondrat'ev I.I., Semykina G.I., Kachur A.N. National Report of the Russian Federation on Atmospheric Deposition of Contaminants into the Marine and Coastal Environment in NOWPAP Region. // National Reports on Atmospheric Deposition of Contaminants into the Marine and Coastal Environment in NOWPAP Region. POMRAC, Vladivostok, Russian Federation / Ред. Качур А.Н., Коженкова С.И. Владивосток: Изд-во Дальневост. ун-та. 2006. С.165-208.

12. National Institute of Health - Accidents at Nuclear Power Plants and Cancer Risk http:// www.cancer.gov/cancertopics/factsheet/Risk/nuclear-power-accidents

 $13.\ STUK.http://www.stuk.fi/sateilytietoa/ympariston-sateilyvalvonta/mittaustulokset/en_GB/mittaustulokset/$

14. Tang, N., Hattori, T., Taga, R., Tamura, K., Kakimoto, H., Mishukov, V., Toriba, A., Kizu, R., Hayakawa, K. Polycyclic aromatic hydrocarbons and nitropolycyclic aromatic hydrocarbons in urban air particulates and their relationship to emission sources in the Pan-Japan Sea countries. // Atmospheric. Environment. 2005. V. 39. P. 5817-5826.

15. Uematsu M., Duce R.A., Prospero J.M., Chen L., Merrill J.T., McDonald R.L. Transport of mineral aerosol from Asia over the North Pacific Ocean // Journal of Geophysical Research. 1983. V.88. p. 5343-5352.

16. United states environmental protection agency. http://www.epa.gov. // RadNet Laboratory Analyses // http://www.epa.gov/japan2011/rert/radnet-sampling-data.html#air

17. World Nuclear News2011. Fukushima faced 14-metre tsunami. http://www.worldnuclear-news.org (accessed 20.05.11.) Weather Underground, 2011. http://www.wunderground.com (accessed 20.05.11.).

ФОРМИРОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД

В.В. Мороз

ТОИ ДВО РАН, moroz@poi.dvo.ru

Акватория северо-западной части Японского моря, прилегающая к юго-западному побережью о.Сахалин и проливу Лаперуза, - район сложный в океанологическом отношении, особенности гидрологии которого определяются комплексом структурообразующих элементов, таких как муссонный характер атмосферных процессов с сезонным ходом направления ветров, приливные явления, перераспределение океанологических характеристик на акватории системой течений на фоне сложной топографии. В тоже время это район перспективного освоения шельфа богатый биологическими ресурсами. При этом до сих пор остаются открытыми вопросы, касающиеся понимания причин формирования экстремальных гидрологических условий, в частности, - аномальных резких изменений термических условий в летний период в данном районе, что отрицательно отражается на обитании гидробионтов. Целью работы является определение механизмов формирования и динамики температурных аномалий исследуемой акватории в связи с особенностями атмосферных процессов и циркуляции вод района в летний период.

Для исследований были привлечены: массив гидрологических данных температуры и солености, полученный на основе натурных измерений с шагом 10 км в 100-мильной шельфовой зоне о.Сахалин за полувековой период с 1948 г.[1], карты полей атмосферного давления (архивы JMA), спутниковые данные ИК изображений температуры воды на поверхности моря (http:// www.satellite.dvo.ru).

В результате проведенных исследований термохалинной структуры вод установлено, что в исследуемом районе наблюдаются воды субтропического и субарктического типов, имеющих ряд модификаций (таблица), связанных с особенностями их формирования.

гаолица. гермохалинные характеристики структуры вод
северо-восточной Японского моря и прилегающей акватории пролива Лаперуза
в летний период

Водные массы		СтЯ			СаЯ			CaO	
	T,°C	S,‰	Н, м	T,°C	S,‰	Н, м	T,°C	S,‰	Н, м
Поверхностная	17.0-	33.80-	0-50	14.0-	33.00-	0-30	11.0-	32.00-	0-20
	20.0	33.90		17.0	33.50		16.0	32.80	
Подповерхностная	10.0-	33.90-	50-	5.5-	33.30-	30-	5.0-	32.50-	20-
(придонная)	16.0	34.05	200	13.0	33.80	100	10.0	33.30	50

Где: Т,°С – температура, S,‰ – соленость, Н, м – глубина.

Субтропическая япономорская структура вод (СтЯ) формируется в весенне-осенний период в зоне теплого Цусимского течения (япономорской ветви течения Куросио, переносящего воды субтропической структуры) и распространяется в северо-восточной части Японского моря с восточной ветвью течения в плоть до юго-восточного побережья о.Сахалин, а также в проливе Лаперуза с течением Соя. Субарктическая япономорская структура вод (СаЯ) формируется в северной части Японского моря в Татарском проливе. Субарктическая охотоморская структура вод (СаО) формируется в прилегающей к проливу охотоморской акватории. Наиболее высокими значениями температуры и солености, отличается субтропическая япономорская структура вод (СтЯ), а особенно низкими значениями - субарктическая охотоморская (СаО), что определяется источниками их формирования. В период летнего муссона на акватории исследуемого района характерно максимальное распространение вод субтропической структуры с повышенными значениями термохалинных характеристик. Воды охотоморской субарктической структуры отмечаются лишь в прибрежной северной зоне пролива Лаперуза. Вместе с тем, согласно спутниковым наблюдениям в летний период (в период установившегося летнего муссона) в проливе Лаперуза и прилегающей япономорской акватории выявлены ситуации быстрого понижения за 1-2 суток значений поверхностной температуры. Случаи аномальных похолоданий вод в летний период у юго-западного побережья о.Сахалин, а также в зоне пролива отмечались и ранее, выявлены и инструментальными наблюдениями [3, 4].

Совместный анализ синоптических ситуаций и изменчивости поля поверхностной температуры позволил установить, что формирование температурных аномалий связано с затоком через пролив в зону япономорской акватории вод с характеристиками охотоморской субарктической структуры.

Нами установлено, что при вторжениях холодных охотоморских вод важную роль играют региональные особенности атмосферных процессов и состояние температурного фона подстилающей поверхности в прилегающей к проливу акватории Охотского моря. Такая ситуация наблюдается при усилении Охотского антициклона и формировании тропосферной ложбины холода [2]. Эти процессы сопровождаются выносом арктических воздушных масс на акваторию Охотского моря (полярные вторжения). Данная структура атмосферных полей в летний период способствует стоку холодных северо-охотоморских вод в южную часть моря и формированию здесь пониженного температурного фона. При этом, если в данный период происходит перемещение глубокого южного циклона над островами Японии, при активно развитом Охотском антициклоне (блокирующем его продвижение)



Рис. Схема изменения ветров на фоне поля приземного давления при прохождении циклона (а) и после прохождения циклона (б).

траектория циклона сдвигается и проходит таким образом, что его северная периферия пересекает зону пролива. Это вызывает в зоне пролива резкое временное изменение направления ветров с южного на восточное (рисунок).

Резкое изменение направления ветра на фоне кратковременного значительного изменения поля атмосферного давления при мелководности пролива способствует вторжению через пролив в япономорскую акваторию холодных охотоморских вод, препятствуя распространению Цусимского течения к побережью о.Сахалин. С уходом глубокого южного циклона в сторону Охотского моря и далее в океан направление ветра вновь меняется на южное. Быстрое изменение направления ветра (юг-восток-юг) способствует затоку охотоморских вод вдоль побережья вплоть до о.Монерон. С поступлением холодных охотоморских вод аномальное понижение температуры здесь может достигать до 5-10°С за сутки. В результате резко изменяются характеристики водной среды, что опасно для обитания гидробионтов особенно в июле, в частности - для молоди рыб. Через несколько суток, как показывают спутниковые наблюдения, характерный температурный режим восстанавливается.

Нами выявлены ситуации июльских аномальных вторжений охотоморских вод при прохождении южных глубоких циклонов в 2003, 2007, 2011, 2015 гг.

Следует учесть, что вторжения могут усиливаться под воздействием приливных процессов. По оценкам инструментальных измерений скорости приливных течений в проливе Лаперуза достигают 3-4 м/с и особенно велики в северной части пролива. Как и при сильном восточном ветре, приливные течения могут перекрывать поток течения Соя в проливе и теплого Цусимского течения [3], способствуя выносу холодных охотоморских вод в Японское море. При этом скорости приливных течений увеличиваются, когда смешанные приливы приобретают черты суточного, соответственно увеличивается и дальность распространения этих вод из пролива в направлении япономорской акватории. При совпадении периода прохождения южного циклона и времени максимального прилива дальность распространения этих вод еще более увеличивается.

В результате проведенных исследований выявлена структурообразующая роль пролива Лаперуза в формировании особенностей гидрологических условий в прилегающей акватории северо-восточной зоны Японского моря. Показано, что наряду с муссонным характером атмосферной циркуляции, в летний сезон на состояние и изменчивость термохалинных полей района оказывает влияние прохождение глубоких южных циклонов, вызывающих резкую смену установившихся ветровых условий, что влечет за собой аномальные вторжения через пролив к юго-западному побережью о.Сахалин холодных охотоморских вод. Механизм вторжения обусловливается влиянием Охотского антициклона на траектории прохождения глубоких циклонов. При этом данные атмосферные процессы в комплексе с приливными могут приводить к резким аномальным изменениям характеристик среды обитания гидробионтов.

Полученные результаты исследования могут быть использованы при прогнозировании аномальных гидрологических условий в данном экономически значимом районе.

Литература

1. Пищальник В.М., Бобков А.О. Океанографический Атлас шельфовой зоны острова Сахалин. Южно-Сахалинск // Изд СахГУ. 2000. Ч.1 174 с.

2. Шатилина Т.А., Цициашвили Г.Ш., Радченкова Т.В. Оценка тенденций изменчивости центров действия атмосферы над Азиатско-Тихоокеанским регионом в летние периоды 1950-1979 и 1980-2012 гг. // Метеорология и гидрология. 2016. № 1. С. 17-27.

3. Шевченко Г.В., Кантаков Г.А. Частиков В.Н. Анализ данных инструментальных измерений течений в проливе Лаперуза // Известия ТИНРО. 2005. Т.140. С. 203-227.

4. Moroz V.V., Rudykh N.I. Water characteristics variability in the north-east part of Japan Sea // 18th PAMS Meeting. JAPAN, Naha. April. 2015. P. 116.

ХАРАКТЕРИСТИКИ ОБЛАЧНОЙ СТЕНЫ ГЛАЗА ТАЙФУНОВ ПО ДАННЫМ СЕТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ МОЛНИЙ

<u>М.С. Пермяков</u>, Т.И. Клещева, Е.Ю. Поталова, А.Н. Дрога

ТОИ ДВО РАН, permyakov@poi.dvo.ru

Одной из проблем изучения и мониторинга тропических циклонов (ТЦ) является нехватка данных наблюдений, связанная с недостаточной освещённостью акваторий океана гидрометеорологическими наблюдениями и трудностью их проведения в условиях открытого океана. Поэтому в настоящее время для наблюдения за ТЦ широко применяются методы дистанционного зондирования Земли со спутников. Новые возможности для непрерывного мониторинга ТЦ над океанами дают развиваемые в последние десятилетия дистанционные пассивные методы локализации молний в сетях наземных станций приёма радиоимпульсов, излучаемых при электрическом разряде в молниях. Так, всемирная сеть локализации молниевых разрядов World Wide Lightning Location Network (WWLLN) осуществляет регистрацию электрических разрядов облако-земля, круглосуточно фиксируя момент времени и координаты молниевых разрядов. Пространственное распределение молний и их частота служат индикатором областей интенсивной влажной конвекции от грозовых ячеек до мезомасштабных конвективных комплексов и систем,

которые являются неотъемлемыми элементами структуры ТЦ на разных стадиях их развития от облачных кластеров до супертайфунов. По изменениям полей молниевой активности в области влияния ТЦ прослеживаются изменения в его структуре и интенсивности [1-5].

В работе по данным сети WWLLN изучается структура полей молниевых разрядов в центральной области радиусом 100 км, достигших интенсивности тайфуна и супертайфуна, в северо-западной части Тихого океана за период с 2011 по 2015 гг. в процессе их эволюции. Координаты ТЦ и характеристики их интенсивности получены из архивов Японского Метеорологического Агентства (JMA) и американского Объединённого Центра предупреждения о тайфуна (JTWC). Для всех ТЦ строились распределения молниевых разрядов относительно движущегося центра ТЦ (композиции). В большинстве случаев в центральной тайфунов в полях разрядов можно было наблюдать кольцевые структуры, которые связаны с мощной конвекцией в облачной стене глаза тайфунов. Для оценки координат центра и радиуса таких кольцевых структур множество точек разрядов аппроксимировались окружностью и оценивались координаты ее центра, радиус и разброс точек относительно окружности, что дает масштаб ширины облачной стены глаза. Эти геометрические характеристики сравнивались с данными из архивов JMA и JTWC и с оценками максимального ветра и его радиуса по данным о приводном ветре скаттерометра ASCAT со спутника METOP-A (-В), полученными с применением корреляционного алгоритма (максимизация корреляции поля ветра с апертурой в форме кольца).

В исследуемых ТЦ молниевая активность в центральной области ТЦ начинает проявляться на стадии тропической депрессии (TD) (в 20 ТЦ), и на стадии тропического шторма (TS) (в 20 ТЦ), а отдельных случаях она отмечается уже на стадии тропического возмущения (DB) (в 4 ТЦ). В период формирования ТЦ поля разрядов в них распределяются хаотически, образуя бесформенные скопления. При углублении ТЦ отмечаются тенденции к группировке разрядов в структуры, представляющие собой части спиральных образований или кольцевых структур, которые можно связать с наличием отдельных грозовых ячеек, конвективных систем и комплексов в облачной стене глаза тайфуна (рис. 1).

Оценки параметров кольцевых структур показывают, что среднее расстояние от их центра и центра тайфунов по данным JMA около 12 км (при среднеквадратичном отклонении (СКО) 9 км), что сравнимо с расстоянием в 9 км (СКО ~8 км) между центрами тайфунов в двух архивах JMA и JTWC. Оценки по ветру скаттерометра ASCAT дают для этого расстояния среднее 17 км (СКО ~14 км). Следует отметить высокую корреляцию ~0.85 между оценками радиуса максимального ветра скаттерометра ASCAT и радиуса максимума радиального распределения молний.



Рис.1. Суточные композиции разрядов (верхний ряд), ход давления в центре и максимальной скорости ветра (нижний ряд) в ТЦ Хайян

Приведенные в работе результаты показывают, что анализ распределения молний в стене глаза даёт возможность оценивать положение центра ТЦ и скорость его перемещения в режиме реального времени, а также получить оценки геометрических характеристик области стены глаза, которые приводятся в штормсводках об ураганах и тайфунах. Тем самым данные этой сети могут существенно дополнить данные дистанционного зондирования Земли из космоса, широко применяемые в настоящее время для мониторинга ТЦ, тайфунов и ураганов. В ней постоянно увеличивается число станций (с 68 станций в 2012 г. до ~ 80 станций в 2016 г.), в том числе за счёт российского сегмента на Дальнем Востоке (Хабаровск, Магадан, Якутск, Петропавловск-Камчатский, Владивосток).

Литература

1. Пермяков М.С., Поталова Е.Ю., Шевцов Б.М., Чернева Н.В., Holzworth R.H. Грозовая активность и структура тропических циклонов // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т. 28. № 7. С. 638-643.

2. Пермяков М.С., Поталова Е.Ю., Дрога А.Н., Шевцов Б.М. Поля молниевых разрядов в тайфунах // Исследование Земли из космоса. 2017. № 4. С. 59–67.

3. Abarca S.F., Corbosiero K.L. and Vollaro D. The World Wide Lightning Location Network and Convective Activity in Tropical Cyclones // Mon. Wea. Rev. 2011. V. 139. P. 175 – 191.

4. DeMaria M., DeMaria R. T., Knaff J. A., and Molenar D. Tropical Cyclone Lightning and Rapid Intensity Change // Mon. Wea. Rev. 2012. V. 140. No 6. P. 1828–1842.

5. Pan L.X., Oiu X.S., Liu D.X. et al. The lightning activities in super typhoons over the Northwest Pacific // Sci.China Earth Sci. 2010. V. 53. No 8. P. 1241-1248. doi: 10.1007/s11430-010-3034-z.

КАЛИБРОВКА АВТОНОМНЫХ РЕГИСТРАТОРОВ ГИДРОСТАТИЧЕСКОГО ДАВЛЕНИЯ

А.А. Пивоваров, А.Ю. Лазарюк, А.Н. Швырев, А.Н. Самченко

ТОИ ДВО РАН, pivovarov@poi.dvo.ru

Автономные регистраторы гидростатического давления в последнее время получили широкое применение при решении многих экспериментальных задач в океанологии, геофизике и гидроакустике. К таким задачам относятся: регистрация приливов, низкочастотных колебаний замкнутых водоемов – сейш, сгонно-нагонных явлений с периодами от нескольких минут до десятков часов и амплитудами до нескольких метров [1]. Также с помощью данных приборов могут регистрироваться и мелкомасштабные процессы, такие как поверхностное волнение с периодами в десятки секунд и характерными амплитудами в несколько сантиметров. Кроме того важной задачей регистраторов гидростатического давления является контроль вертикального положения измерительных океанологических и гидроакустических комплексов с синхронной регистрацией гидрофизических параметров на различных глубинах в одной точке акватории. Одним из способов подобной постановки приборов являются вертикально-распределенные системы, состоящие из кабель-тросса длиной до нескольких десятков метров с размещенными на нем приемными модулями, буя и якоря, обеспечивающих заданное вертикальное пространственное положение [2]. Воздействие ветрового волнения и подводных течений на подобные комплексы приводит к нестабильности пространственного положения вертикально-распределенной системы. Чтобы решать эти задачи автономные регистраторы гидростатического давления должны обладать соответствующими параметрами – точностью и частотой дискретизации. В свою очередь на точность измерений оказывает влияние температура окружающей водной среды. В статье описывается методика и результаты калибровки серии автономных регистраторов давления с учетом зависимости от температуры.

Тестирование автономных регистраторов гидростатического давления РГД-0.4 [3] (всего было задействовано 14 экземпляров) осуществлялось в натурных и лабораторных условиях с помощью зондов SBE-19plus V2 и XRX-620.

В автономных регистраторах давления в качестве чувствительного элемента используется тензометрический преобразователь избыточного давления D 0.4-Т (производство ООО "Микротензор"). Максимальное значение регистрируемого давления составляет 0.4 МПа, разрешающая способность 40 Па. Преобразование электрического дифференциального сигнала осу-

ществляется аналого-цифровым преобразователем (АЦП) AD7792. Встроенный источник постоянного тока IOUT позволяет обеспечить чувствительный элемент стабилизированным током ID=1 мА. Масштабирование входного сигнала осуществляется встроенным инструментальным усилителем IN-AMP с программируемым коэффициентом усиления G. Основой микросхемы АЦП АD7792 является 16-разрядный сигма-дельта преобразователь (ADC) с динамическим диапазоном 96 дБ. Частота дискретизации задается из диапазона 10-100 Гц в зависимости от условий эксперимента. Синхронизация обмена данными и управление работой измерительного комплекса выполняет 16-разрядный микроконтроллер PIC24FJ64GA004. Возможность изменения главного кода программы позволяет устанавливать значения коэффициентов усиления G, частоты дискретизации Fd и преобразователя AD7792. Обмен данными с АЦП AD7792 осуществляется по протоколу SPI, синхронно по протоколу I2C происходит обмен данными с модулем MPU-6050. Блоки данных в виде последовательно размещенных отчетов значений канала давления и значений шести каналов параметров движения сохраняются на энергонезависимой SD карте памяти в формате FAT 32 емкостью до 16 Гбайт. Большой объем памяти позволяет обеспечить частоту дискретизации 100 Гц, что дает возможность расширить частотный диапазон канала давления до частот турбулентных пульсаций. Благодаря использованию элементной базы с высокой степенью интеграции и поверхностного монтажа объем блока электроники равен 30 см³. Герметичный корпус выполнен из твердого полиэтилена низкого давления, позволяющего выдерживать глубины погружения до 100 м. Питание – батарейное с повышающим импульсным преобразователем (DC-DC) – обеспечивает автономность непрерывной работы в течение трех месяцев. Разработанный измерительный комплекс предоставляет возможность измерять вариации гидростатического давления в широком динамическом диапазоне.

Процесс калибровки проходил на акватории Амурского залива, а также на лабораторном стенде. Всего в натурных условиях было осуществлено четыре эксперимента: один в январе и три в марте 2017 г. В этих экспериментах, выполненных преимущественно со льда, наибольшая толщина, измеренного водного слоя, достигала 18 м, а в лабораторных условиях не более 0.5 м.

Для поверки показаний тестируемой серии автономных регистраторов гидростатического давления РГД – 0.4 использовались СТД-зонды SBE-19plus V2 и XRX-620, обладающие высокими метрологическими характеристиками встроенных датчиков давления [4, 5]. Тестируемые приборы в единой связке погружались под воду и выдерживались на определенных горизонтах. Для термостатирования приборов в начале каждой поверки они удерживались в придонном слое в течение часа (рис. 1). Во время натурных экспериментов водная масса Амурского залива в районе калибровочных

станций имела высокую степень температурной однородности, в пределах одного, двух градусов. Например, на станции, выполненной 19 января, подо льдом температура воды варьировала от -1.6С в подлёдном слое до -0.7С в придонном, а 15 марта, соответственно, от 0.5С до -1С. В эксперименте 29 марта, который осуществлялся уже в отсутствие ледового покрова, этот диапазон находился в пределах 3.2-1.1С. Учитывая эту особенность, приборы выдерживались на промежуточных горизонтах не более 5-7 минут, а в последующих расчётах использовались усреднённые значения конечных минутных интервалов данных, зафиксированных на этих горизонтах.

Приведение показаний регистраторов РГД – 0.4 (Р_{ргд}) к данным СТД-зондов (Р_{СТД}) первоначально было выполнено с помощью линейного выражения:

$$\mathbf{P}_{\rm CTD} = \mathbf{K}_1 * \mathbf{P}_{\rm neu} + \mathbf{K}_0. \tag{1}$$

Однако, чувствительные элементы (ЧЭ) используемых датчиков давления, как РГД – 0.4, так и СТD-зондов, реагируют не только на изменения собственно давления в водном слое, но и его температуру. Рис. 1а демонстрирует процесс термостабилизации ЧЭ одного из регистраторов, задействованных в эксперименте 4 марта 2017 г. При этом, необходимо отметить, что представленные на этом же рисунке данные SBE-19 рассчитаны с учётом показаний термистора (рис. 16), встроенного в ЧЭ его датчика давления. Благодаря процедуре термокомпенсации данные SBE-19 в конкретном эксперименте имели дрейф в пределах 0.1 дбар. В то же время, из-за процессов термостабилизации аналогичный показатель в данных регистраторов давления достигал 0.5 дбар и более. Остывание корпусов датчиков давления используемых приборов, как РГД – 0.4, так и СТD-зондов, как правило, продолжалось в течение 15-20 мин (по критерию 98% от амплитуды температурного градиента).



Рис. 1. а) - Показания датчиков давления зонда SBE-19 и регистратора РГД-0.4 (с учётом выражения (1) и поправки на его относительное положение), б) - показания термистора, встроенного в чувствительный элемент датчика давления SBE-19. Эксперимент 4 марта 2017 г.

С целью улучшения оценки зависимости от температуры показаний автономных регистраторов РГД – 0.4, Р_{ргд}(Т), был выполнен лабораторный эксперимент 12-13 апреля. Тестируемая серия приборов в комплекте с зондом XRX-620 помещались на два часа в бак с морской водой, температура которой была, практически, однородной. Эксперимент был выполнен при температурах 6.7С и 9.0С. К сожалению, тестирование регистраторов при больших значениях температуры требует увеличения величины избыточного давления (не менее 10 кПа или 1 м). Это обусловлено особенностью функционирования используемой АЦП (в частности при 16С и 0.5 м водного столба в данных регистраторов отсутствовала полезная информация).

Таким образом, предлагается определять фактического давления (P_{ϕ}) по показаниям РГД – 0.4 с помощью линейного выражения:

$$P_{\phi} = K_1 * P_{pr\pi} + K_{1T} * T + K_{0T}.$$
 (2)

Для тестируемой серии автономных регистраторов гидростатического давления РГД – 0.4 установленные значения поправочных коэффициентов (2) находятся в пределах: 0.75 \leq K₁ \leq 0.80, 0.28 \leq K_{1T} \leq 0.65 кПа/С и 16.5 \leq K_{0T} \leq 24.1 кПа, - при отклонениях измеренных показаний Р_ф от линейной регрессии (2) на среднюю величину не более 0.3-0.4 кПа.

Литература

1. Смирнов С.В., Ярощук И.О., Пивоваров А.А., Леонтьев А.П., Лазарюк А.Ю., Швырев А.Н., Исследование резонансных колебаний вод Амурского залива Японского моря в зимний период // Полярная механика. 2016. № 3. С. 1028-1037.

 Леонтьев А.П., Ярощук И.О., Смирнов С.В., Кошелева А.В., Пивоваров А.А., Самченко А.Н., Швырев А.Н. Пространственно-распределенный измерительный комплекс для мониторинга гидрофизических процессов на океаническом шельфе // Приборы и техника эксперимента. 2017. № 1. С. 1-8.

3. Леонтьев А. П.. Цифровой комплекс регистрации вариаций гидростатического давления с инерциальным позиционированием // Приборы и техника эксперимента. 2015. № 4. С. 149–150.

4. Operator's manual. Model SBE 19plus V2, SEACAT Profiler. Sea-Bird Electronics, Inc. USA. http://www.seabird.com

5. Архипкин В.С., Лазарюк А.Ю., Левашов Д.Е., Рамазин А.Н. Океанология. Инструментальные методы измерения основных параметров морской воды: Учебное пособие. - М.: Изд-во МАКС Пресс, 2009. 335 с.

АДАПТАЦИЯ МОДУЛЕЙ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ДЛЯ ПРОГРАММНОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ ОСЕАN DATA VIEW

<u>Н.С. Пиксайкин¹</u>, О.С. Ажибаева¹, Н.И. Рудых²

¹ МГУ им. адмирала Г.И. Невельского, piknik488@gmail.com ² ТОИ ДВО РАН, rudykh@poi.dvo.ru

Программное обеспечение (ПО) ОСЕАN DATA VIEW (ODV) - это компьютерная программа для интерактивного исследования и графического отображения океанографических и других географических данных, разрезов или временных рядов. ПО доступно для операционных систем Windows, UNIX- подобных Mac OS и Linux. Файлы данных и параметров ODV не зависят от платформы и могут обмениваться между всеми поддерживаемыми системами. В дополнение имеется интерфейс программирования приложений (API) ODV для C++, позволяющий работать с существующими коллекциями данных Ocean Data View, в частности, получать доступ к метаданным и данным произвольных станций в коллекции. API предлагает набор классов, процедур, функций, которые можно использовать в собственных приложениях C++. Это открывает путь для уникальных стратегий использования данных, которые еще не охвачены самим программным обеспечением Ocean Data View. Скомпилированные версии ODV API предоставляются для систем Windows, Mac OS X и Linux в виде 64- и 32-битных библиотек. [1, 2].

В конце прошлого века на основе теории моделирования быстрой реализации сложных морских динамических систем [3] было написано несколько программных модулей на языках Pl и Pascal. Все они работали в операционной системе DOS и в настоящее время устарели технически. Поэтому появилась насущная необходимость приспособить разработанные ранее алгоритмы для современных программных сред и обеспечений.

Для решения задачи адаптации модуля гидродинамической модели для ODV принят следующий порядок:

- подготовка коллекции с исходными данными;

- экспортирование необходимых для дальнейшего расчета данных в текстовой файл;

- создание матрицы с гранями m и n, посчитанными исходя из расположения четырех самых далеко отстоящих друг от друга (по горизонтали и вертикали) точек;

 последовательное заполнение матрицы рассчитанными с помощью специальных функций значениями, присваивая элементам матрицы координаты и свойства точек; - импортирование данных матрицы в ODV.

В процессе конвертирования исходных данных для расчетов производится их проверка на соответствие единиц измерения параметрам гидродинамической модели, точность расчетов соотносится с точностью вводимых данных.

Конечным результатом является обновленная или новая коллекция ODV, содержащая смоделированные на внешнем контуре гидродинамические параметры. Правильность и смысловая корректность адаптированных расчетов проверяется по соответствию картирования полученных величин спутниковым изображениям или известным и общепринятым схемам циркуляции в заданном районе, например, в районе Куросио-Ойясио. Для этого же были решены задачи с заданными теоретическими условиями в море или океане постоянной глубины.

Литература

1. Schlitzer R. Interactive analysis and visualization of geoscience data with Ocean Data View // Computers & Geosciences. 2002. V.28. P. 1211–1218.

2. Schlitzer, R., Ocean Data View, https://odv.awi.de, 2016.

3. Васильев А.С. Обучающиеся модели биофизических систем моря. Препринт. Севастополь: МГИ АН УСССР, 1984. 51 с.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЁТОВ ОБЪЁМА ЛЬДА НА ОСНОВЕ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ

<u>В.М. Пищальник,</u> И.Г. Минервин, И.В. Шумилов

Cахалинский государственный университет, vpishchalnik@rambler.ru

В настоящее время основным источником информации о ледяном покрове являются данные дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ), полученные с помощью пассивных и активных микроволновых устройств, установленных на космических аппратах. Преимущества радиофизических способов зондирования заключаются в возможности получения сведений о состоянии поверхности Земли не зависимо от облачности и освещенности. В свободном доступе в Интернете находятся пригодные для изучения климата ряды наблюдений достаточной продолжительности. Примером может быть коллекция государственного метеорологического агентства Японии (Japan Meteorological Agency) (JMA) пентадных (раз в пять дней) карт-схем ледовых условий Охотского и Японского морей с учетом сплоченности ледяного покрова, в которой имеются данные за тридцать восемь лет [6].

Для вычисления площади ледяного покрова по ледовым картам-схемам JMA в CaxFY в 2015 г. был разработан программный комплекс «ЛЁД» (ПК «ЛЁД») [5]. В первоначальном варианте с помощью комплекса можно было вычислять общие и приведенные (с учётом сплоченности) площади льда по строго фиксированным границам ледовых районов различных иерархических уровней [1]. В настоящее время возможности комплекса значительно расширены. В новой версии (1.2) добавлены функции создания произвольных масок для карт-схем, выпускаемых в разных проекциях, любой периодичности и продолжительности, что позволяет рассчитывать площади льда в районах с произвольными границами, а с помощью масок толщины ледяного покрова вычислять объём льда [См. наст. сборник].

Толщина льда определяется в процессе дешифрирования спутниковых снимков видимого диапазона в условиях безоблачной (или малооблачной) погоды. На первом этапе ледовый эксперт на спутниковых снимках, принимаемых ежедневно антенно-аппаратным комплексом СахГУ, по цветовой гамме выделяет границы ледовых зон с преобладанием в них льда доминирующего возраста. На втором этапе в выделенных зонах определяются возрастные характеристики льда, которые записываются согласно международной символике для оперативных морских ледовых карт по номенклатуре WMO [2]. На третьем этапе рассчитывается средневзвешенная толщина льда в каждой ледовой зоне как среднее значение толщин льда двух-трех основных возрастных стадий, пропорционально их частной сплоченности в баллах (десятых долях). Средневзвешенная толщина выделенной ледовой зоны вычислялась по формуле:

$$H_{\pi\pi} = \frac{\sum_{i=1}^{n} (H_{si} * C_{si})}{\sum_{i=1}^{n} C_{si}}$$

где, $H_{_{\pi3}}$ – средневзвешенная толщина льда ледовой зоны; $H_{_{si}}$ – средняя толщина льда определенной возрастной стадии; $C_{_{si}}$ – частная сплоченность льда данной возрастной стадии в выделенной ледовой зоне, n – количество возрастных стадий в выделенной зоне.

Из практики визуальных наблюдений и дешифрирования спутниковых снимков ледяного покрова известно, что число комбинаций льда различных возрастов достаточно ограничено, поэтому процесс расчета средневзвешенной толщины льда может считаться в значительной степени формализованным. Пример значений расчетной средневзвешенной толщины для характерных сочетаний трех возрастных стадий льда приведен в таблице. Анализ данных таблицы позволяет заключить, что диапазон изменения средневзвешенной толщины в зоне молодых льдов минимален и составляет 1-2 см. Согласно Руководства... (1981), ледовый эксперт может определять возрастные характеристики льда с точностью до 1 балла (до 1 десятой). Другими словами, ошибка определения доли льда определенного возраста в зонах ниласовых и молодых льдов не окажет существенного влияния на конечный результат вычисления объёма льда в выделенной зоне. Величина такой ошибки для однолетних льдов возрастает пропорционально его толщине и в среднем составляет 5-6 см. Учитывая тот факт, что в Охотском и Японском морях на стадии максимального развития процентное содержание однолетних льдов может достигать 70%, оставшиеся 30% - молодые льды, тогда ошибка определения толщины ледовых зон в максимуме может составлять 3-4 см, что обусловливает величину максимальной ошибки при вычислениях объёма льда для умеренного типа зим в абсолютных значениях до 30 км³, т.е. около 10% от максимального расчетного объёма льда (рис. 1).

	Символика ледовой зоны начальных видов	10 19 21 X	10 37 21 X	10 55 21 X	10 73 21 X
	Толщина зоны	3.5	4,5	5	6
ьды	Символика ледовой зоны серого льда	10 19 42 X	10 37 42 X	10 55 42 X	10 73 42 X
пе л	Толщина зоны	8	9	10	11
Молодь	Символика ледовой зоны серо-белого льда	10 1 8 1 5 4 2 X	10 352 542 X	10 532 542 X	10 721 542 X
	Толщина зоны	13	14.5	16.5	19
	Символика ледовой зоны однолетнего тонкого льда	10 1 8 1 7 5 4 X	10 352 754 X	10 532 754 X	10 721 754 X
Ы	Толщина зоны	24	29	34	41
днолетние льди	Символика ледовой зоны однолетнего среднего льда	10 1 8 1 1.7 5 X	10 3 5 2 1.7 5 X	10 5 3 2 1.7 5 X	10 721 1.75 X
	Толщина зоны	52	58	67	79
0	Символика ледовой зоны однолетнего толстого льда	10 1 8 1 4.1.7 X	10 352 4.1.7 X	10 532 4.1.7 X	10 721 4.1.7 X
	Толщина зоны	96	102.5	113.5	129

Таблица Средневзвешенная толщина ледовых зон для разных возрастных стадий, (см)



Рис. 1. Внутрисезонная изменчивость объёма (слева) и приведенной площади льда (справа) в Охотском море в 2014-2016 гг.

В дальнейшем для повышения точности вычислений следует разработать методическое правило применения коэффициентов торосистости для однолетних льдов и наслоенности для молодого льда.

В наших предварительных расчётах для Охотского моря были приняты следующие фиксированные величины толщины льдов различного возраста: толстый однолетний лёд – 150 см, однолетний лёд средней толщины – 95 см, тонкий однолетний лёд – 50 см, серо-белый лёд – 22.5 см, серый лёд – 12.5 см, нилас – 7.5 см [2]. Коэффициенты наслоенности и торосистости не вводились. Наибольшее количество ледовых зон в массиве (до 10) было выделено на фазе его максимального развития. Площадь зон варьировала от 50 до 100 тыс. км².

Результаты расчётов объёма и приведенной (с учетом сплоченности) площади льда на середину каждого зимнего месяца в сезоны 2014, 2015 и 2016 гг. представлены на рисунке 1. На графиках видно, что кривые сезонного хода ледовитости, вычисленные в единицах объёма и площади имеют существенные различия. Качество вычислений было проверено путём расчёта средней толщины льда массива для моря в целом ($H_{cp} = V/S$). Графики показали её плавное увеличение в каждом сезоне, что соответствует логике физических процессов, протекающих в массиве льда. Вычисленные на середину месяца объёмы и приведенные площади льда имеют сильную корреляцию (0.8) по годам. Корреляция месячных сумм градусодней тепла со величинами объёмов и площадей льда в соответствующих сезонах слабая (-0.2).

вывод

Предлагаемый методологический подход к вычислению ледовитости Охотского и Японского морей, основанный на расчётах объёма льда по данным Д33, в первом приближении показал удовлетворительные результаты. Методика нуждается в дальнейшей доработке. Повышение достоверности расчётов объёма льда можно увеличить путём введения дополнительных коэффициентов на степень наслоенности для молодых и торосистости для однолетних льдов.

Литература

1. Минервин, И.Г. Районирование ледяного покрова Охотского и Японского морей / И.Г. Минервин, В.А. Романюк, В.М. Пищальник, П.А. Трусков, С.А. Покрашенко // Вестник РАН, 2015. Т. 85. № 1. С. 24-32.

2. Номенклатура ВМО по морскому льду. Женева, ВМО-№ 259. 1970. Тр.145.

3. Пищальник, В.М. Основные принципы работы программного комплекса «ЛЁД» / В.М. Пищальник, А.О. Бобков, И.Г. Минервин, В.А. Романюк // Физика геосфер: Девятый Всероссийский симпозиум, 31 августа – 4 сентября 2015 г., г. Владивосток, Россия: мат. докл. / Учреждение Российской академии наук Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН. – Владивосток: Дальнаука, 2015. С. 556-561.

4. Руководство по производству ледовой авиационной разведки. – Гидрометеоиздат. 1981. 240 с.

5. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2015660472. Программный комплекс для расчета площади ледяного покрова в Охотском и Японском морях по данным ДЗЗ (ПК «ЛЁД»). Авторы: Пищальник В.М., Бобков А.О., Романюк В.А. Дата гос. регистрации в Росреестре программ для ЭВМ 01 октября 2015 г.

6. www.data.jma.go.jp.

МОНИТОРИНГ ДВИЖЕНИЯ ДОННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПЛИТ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МЕТОДОВ ТОЧНОГО ГИДРОАКУСТИЧЕСКОГО ПОЗИЦИОНИРОВАНИЯ

Ю.А. Половинка

ТОИ ДВО РАН, yrivlad@poi.dvo.ru

Долгосрочный мониторинг тектонического движения донного основания имеет большое значение для проверки теоретических моделей в сейсмологии, при прогнозировании землетрясений в океане и связанных с ними цунами [1]. Большинство серьезных изменений земной коры происходят в основном на границах тектонических плит. Опасные природные явления, особенно землетрясения, цунами и извержения вулканов стали происходить чаще в последние несколько лет. Примеры этого - землетрясения, обрушившиеся на Гаити 12 января 2010 и Чили 27 февраля 2010 года, цунами, которое произошло в Индийском океане, и было следствием землетрясения в океане 26 декабря 2004 года. Подводное землетрясение 2004 года было самым крупным в истории Индийского океана и произошло в результате столкновения (субдукции) Индийской, Бирманской и Австралийской литосферных плит. Магнитуда землетрясения равнялась 9 баллам по шкале Рихтера, мощность - 2х10²⁵ эрг, что соответствует мощности десятка водородных бомб по 10 мегатонн и на четыре порядка превышает мощность трагически знаменитого Спитакского землетрясения в Армении 7 декабря 1988 года. Скорость смещения Индийской плиты, двигающейся в северо-восточном направлении и погружающейся под Бирманскую, составляла порядка 6,5см в год. Вертикальный сдвиг пластов земной коры в эпицентре землетрясения на протяжении более 1000 км был равен 8-10 м. Напряжение в зоне взаимодействия плит, по мнению ученых, накапливалось несколько сотен лет.

Для контроля относительных перемещений или деформаций между двумя смежными тектоническими плитами могут быть использованы методы точного подводного гидроакустического позиционирования. При реализации методов измерительные станции устанавливаются на соседних тектонических плитах на небольшом расстоянии до их границ. Для передачи данных и обеспечения станций электропитанием используется кабель, связывающий их между собой и/или с береговым постом управления. На всех станциях устанавливаются высокоточные генераторы электрических сигналов и приемопередатчики гидроакустических сигналов. Сигналы передаются от одной станции к другой, регистрируются и обрабатываются в соответствии с используемым методом, рис.1.



Рис.1. Схема размещения станций для мониторинга движения донных тектонических плит: сплошные линии - кабели связи и электропитания, штрихпунктирные стрелки трассы распространенияакустических сигналов.

Для схемы размещения станций, представленной на рис.1 имеется возможность реализовать два метода их точного гидроакустического позиционирования:

- импульсный метод измерения дистанций между излучателями и приемниками сигналов;

- метод измерения фазы непрерывного гидроакустического сигнала.

Импульсный метод измерения дистанций между излучателями и приемниками реализуется по схеме акустического позиционирования с длинной базой (LBL – Long Baseline), путем измерения времени распространения импульсных акустических сигналов, распространяющихся по траекториям от маяков до подводных устройств, с использованием корреляционных методов обработки сигналов. Точность позиционирования систем LBL варьируется от нескольких сантиметров до нескольких метров, в зависимости от рабочих дистанций и рабочих частот. LBL системы обеспечивают равномерную точность позиционирования при установке заданного количества транспондеров на дне [2].

Относительное движение двух соседних плит приводит к изменению дистанции Δr между станциями $\Delta r = r_{Ai} - r_{Ej}$. Рассмотрим случай радиального относительного смещения плит и прямолинейного распространение акустического сигнала. Изменение дистанции на Δr приводит к изменению времени распространения акустического сигнала Δt , $\Delta t = \Delta r/c$, где c – скорость звука в месте установки станций. Для изменения дистанции между станциями в 10 см за период наблюдений, разница времен распространения импульсных сигналов составит величину $\Delta t = 6.75675 \times 10^{-5}$ секунды, при значении скорости звука 1480 м/с (что соответствует глубине 2000м). Данная точность измерений может быть обеспечена при корреляционной обработке импульсных сигналов длительностью ~5 сек и частотой заполнения 100 кГц.

Способ позиционирования путем непрерывного измерения фаз между опорным электрическим сигналом и акустическими сигналами, называется позиционированием на основе фазового метода измерений дистанций -Positioning-based-on-PHase-Measurement method, коротко - PPHM. Любые перемещение между плитами вдоль их границы вызовет сдвиги фаз в принимаемых электрическом и акустическом сигналах. Анализ фазовых сдвигов для всех станций позволяет оценить горизонтальные перемещения плит [3]. Каждое изменение фазы на 2π в разности фаз между акустическим и электрическим сигналами соответствует одной длине волны приращения дистанции в радиальном направлении между станциями. В идеальных условиях погрешность позиционирования метода PPHM пропорциональна погрешности измерения фазы. Генератор на станции A1 формирует синусоидальный сигнал $s_0(t)=Acos(2\pi f_0 t)$ и передает его на станцию B1 по кабелю. Этот электрический сигнал служит в качестве эталона для оценки фазы в точке B1. В то же время $s_0(t)$ передается в акустический трансивер и излучается в водную среду. Если относительная дистанция между плитами не изменяется, принимаемый в точке B1 сигнал содержит фазовый сдвиг ϕ_0 , обусловленный расстоянием r_0 между станциями A1 и B1. Если плита B перемещается, то в принимаемом сигнале возникает дополнительный сдвиг фаз. Для упрощения, предполагаем, что плита B перемещается в радиальном направлении относительно плиты A и смещение между станциями A1 и B1 равно Δr . Полученный в точке B1 сигнал имеет вид

$$s(t) = A\cos(2\pi f_0(t - \Delta t)) = A\cos(2\pi f_0 t - \phi_0 - \Delta \phi)$$
(1)

где сдвиг фазы, вносимый смещением Δr равен

$$\Delta \phi = \frac{2\pi}{\lambda} \Delta r = \frac{2\pi f}{c} \Delta r \tag{2}$$

Мониторинг относительного смещения между плитами осуществляется путем непрерывного измерения $\Delta \phi$. Длина волны акустического сигнала на частоте 100 кГц в области дна ~1,5см, для частоты звука 10 кГц – длина волны составит 15см. Указанные параметры акустических сигналов могут рассматриваться в качестве ориентировочных значений измерения смещений при движениях донных плит.

На точность и помехоустойчивость рассматриваемых методов оказывают влияние следующие параметры окружающей среды:

• вариации скорости звука вдоль трасс измерений

- наличие течений
- многолучевая донная интерференция сигналов

• другие факторы, в том числе шум, акустические замирания и турбулентность.

Указанные факторы ухудшают точность позиционирования. В тоже время, наблюдательные станции должны быть расположены на тектонических плитах, на глубинах нескольких тысяч метров. На таких глубинах температура и соленость воды довольно стабильна и скорость звука определяется глубиной размещения станций. Для передатчиков и приемников, находящихся на одной глубине, скорость звука приблизительно постоянна и может быть рассчитана по измерениям локальной температуры, давления и солености или может быть измерена инструментально, с приборной точностью в несколько сантиметров в секунду. Океаническое течение и турбулентность также присутствуют на глубине. Их влияние можно устранить, используя метод встречной передачи сигнала.

Мониторинг движений тектонических плит - это долгосрочный проект. Наблюдательные станции на морское дно устанавливаются на длительный срок, а измерения выполняются годами. Время распространения акустических импульсов между станциями и информация о фазе обрабатывается и регистрируется вычислительными устройствами, которые могут располагаться на надводном судне, на береговой станции или входить в состав сети обсерваторий с кабельным соединением.

Используя донные станции и предлагаемые акустические методы, можно получить экспериментальные данные для построения моделей процессов движения региональных тектонических плит, улучшить оценки сейсмических рисков и в реальном времени отслеживать предвестники наступлением опасных событий, сокращая затраты, связанные с возможными разрушениями газо и нефтепроводов и других уязвимых и опасных объектов морской инфраструктуры.

Литература

1. Naomi Oreskes, editor, with Homer Le Grand, Plate tectonics: an insider's history of the modern theory of the Earth, Westview Press, 2001.

2. Ferrel J., M. Barth, The Global Positioning System and Inertial Navigation, S. Chapman, Ed. McGraw-Hill, 1998.

3. Zhou, L.; Zielinski, A.; Kraeutner, P.; "A precise acoustic distance measuring system for tectonic plate motion," Proceedings of MTS/IEEE Oceans'07, Oct. 2007.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА С ПРИМЕНЕНИЕМ ЛАЗЕРНОГО ДЕФОРМОГРАФА В РАЙОНЕ СТРЕЛЬЦОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

И.Ю. Рассказов¹, Г.И. Долгих², В.А. Луговой¹, С.Г. Долгих², <u>Д.И. Цой¹</u>

¹Институт горного дела ДВО РАН, denis.tsoi@mail.ru ТОИ ДВО РАН

В рамках создания многоуровневой системы комплексного геодинамического мониторинга в районе Стрельцовского рудного (рис.1) поля в 2012 г. установлен 50-метровый лазерный деформограф [1].

Он расположен в подземной горной выработке на глубине более 300 м. Оптическая часть деформографа собрана на основе модифицированного интерферометра Майкельсона неравноплечего типа с длиной рабочего плеча 50 м, ориентированного на северо-восток под углом 30° , и частотно-стабилизированного лазера фирмы MellesGriott. Интерферометр способен регистрировать смещения земной коры с точностью до 0.1 нм в частотном диапазоне от 0 до 1000 Гц [1,2].

Результаты испытаний показали, что лазерный деформограф обеспечивает измерения вариаций уровня деформаций земной коры со следу-



Рис. 1. Схема расположения лазерного деформографа в современной разломно-блоковой структуре в юго-восточной части Забайкальского блока Амурской плиты: 1 – рыхлые отложения (N–Q); 2 – осадочно-вулканогенные отложения (К); 3 – вулканогенно-осадочные отложения (MZ); 4 – гранитоиды (интрузия) (MZ–PZ); 5 – гранито-гнейсы и комплексы магматических пород (AR–PR–PZ1); 6 – контуры Тулукуевской кальдеры; 7 – активные участки разломов; 8 – контур зоны контроля; 9 – положение деформографа; 10 – направление перемещения Байкальского тектонического потока; 11 – действующие пункты GPS геодезии (измерения ИЗК СО РАН); 12 – главные блокообразующие тектонические нарушения и предполагаемые неотектонические перемещения по ним

ющими характеристиками: величина шума, измеренная в единицах смещения, около 59 пм; предельный порог чувствительности (деформация на 50-метровой базе деформографа) $1.2 \cdot 10^{-12}$; динамический диапазон 120 дБ. На расстоянии 1 км и более от деформографа его можно рассматривать как точечный приемник с круговой диаграммой направленности. При этом чувствительность деформографа описывается выражением $\eta = \eta_0 \cos \alpha$, где η_0 – чувствительность по оптической оси интерферометра; α – угол между направлением, с которого пришел сигнал, и оптической осью.
Задачей мониторинга на рассматриваемом этапе наблюдений была регистрация внешних возмущений, способных оказать влияние на развитие геодинамических явлений в районе Стрельцовского рудного поля.

В процессе наблюдений деформограф регистрировал многочисленные землетрясения, происходящие в различных точках Земли. В качестве примера могут служить деформационные колебания от одного из них магнитудой 7.2, произошедшего у восточного побережья Хонсю (Япония) 26 октября 2013 г. в 03:10:15 по местному времени. Время прихода этих колебаний 3:21:21. Время задержки составило 11 мин 6 с. Рассчитанная "кажущая" скорость деформационной волны равна 3840 м/с (расстояние от очага землетрясения до деформографа по данным сайта Planeta Cale составляет 2558 км). При спектральном анализе первых вступлений выделены доминирующие колебания на периодах 25.6 и 15.1 с.

Для корректной интерпретации экспериментальных данных важно учитывать превалирующие для района размещения деформографа тона и обертона собственных колебаний Земли [3], обусловленные многочисленными землетрясениями в различных точках земного шара.

По результатам обработки данных выявлен характерный спектр диапазона собственных колебаний Земли от основного сфероидального тона $_{0}S_{2}$ до другого основного сфероидального тона $_{0}S_{2}$. Результат подтверждает заявленные технические характеристики лазерного деформографа. В более высокочастотном диапазоне (от 1 мин до периода основного сфероидального тона $_{0}S_{2}$) может наблюдаться совпадение периодов собственных колебаний Земли с периодами собственных колебаний геоблоков земной коры, что необходимо учитывать при проведении горных работ ввиду возможных резонансных и околорезонансных эффектов.

В рассматриваемом диапазоне периодов собственных колебаний Земли наблюдаются периоды основных сфероидальных тонов ${}_{0}S_{2}$ (53.32 мин) и ${}_{0}S_{2}$ (20.40 мин). Из 30 обработанных участков записи они обнаружены соответственно в 18 и 19 случаях (мощные пики), что указывает на надежную работу прибора с хорошей амплитудно-частотной характеристикой в широком диапазоне частот.

На 14-суточной записи зафиксиованы суточные и полусуточные колебания (величина которых составляет 23 ч 18 мин и 11 ч 53 мин соответственно) на фоне длиннопериодных колебаний. Уверенная регистрация суточных и полусуточных колебаний свидетельствует о стабилизации основания, на котором установлена оптическая скамья и уголковый отражатель деформографа, и о возможности регистрировать длиннопериодные смещения массива горных пород.

Установлено, что деформограф уверенно регистрирует колебания породного массива, вызванные взрывными работами на рудниках. Для оценки параметров взрывных воздействий на деформационное поле в районе лазерного деформографа проведена серия опытных взрывов, с помощью которых исследовались диаграмма направленности и ее влияние на чувствительность лазерного деформографа и степень затухания сигнала в массиве горных пород. Масса ВВ (аммонита 6ЖВ) опытных взрывов, размещаемого в вертикальных скважинах глубиной до 10 м и диаметром 105 мм, изменялась от 9 до 30 кг. Эксперимент показал, что взрывные воздействия существенно влияют на характер поля деформаций в районе деформографа.

Согласно результатам исследований, сейсмические волны от удаленных землетрясений и взрывных работ оказывают определенное влияние на состояние массива горных пород в районе установки деформографа, на которое, в частности, указывает наличие характерных резких скачков во временной записи деформационного сигнала.

Установлено, что практически на всех участках записей деформаций присутствуют колебания различной амплитуды с периодом около 2 мин, что может быть обусловлено собственными частотами одного из геоблоков в районе установки деформографа. Причиной могут служить внешние воздействия, приводящие к колебаниям тектонических блоков (деформографом зарегистрировано их возвратно-поступательное движение с частотой 2 и 3 мин), которые, в свою очередь, могут привести к резонансным явлениям, способным инициировать деформационные волны, провоцирующие динамическое разрушение высоконапряженных участков массива горных пород.

выводы

Применение в подземной горной выработке Стрельцовского рудного поля на глубине 300 м 50-метрового лазерного деформографа обеспечивает прецизионные измерения (предельный порог чувствительности измерения деформации составляет $1.2 \cdot 10^{-12}$, динамический диапазон — 120 дБ) в частотном диапазоне от долей до 1000 Гц.

По результатам обработки данных выявлен характерный для района установки деформографа спектр диапазона собственных колебаний Земли, соответствующий основным сфероидальным тонам ${}_{0}S_{2}$ (53.32 мин) и ${}_{0}S_{0}$ (20.40 мин), а также сфероидальному обертону ${}_{1}S_{2}$, которые вносят свой вклад в параметры деформационного поля в районе ведения интенсивных горных работ.

По результатам экспериментальных исследований и опытных взрывов установлено значение деформации породного массива в зависимости от энергии источника разрушения и расстояния до него: при заряде BB 30 кг на расстоянии 1.05 км от деформографа смещение массива горных пород составило 2.95 мкм. Коэффициент затухания этих колебаний — 0.005, добротность — 86, частота — 88 Гц.

Возможность по спектральным и амплитудно-временным характеристикам определять параметры деформационных сигналов, включая добротность и коэффициент затухания деформационных сигналов, позволяет выделять и классифицировать источники упругих импульсов, создавая карту деформационного поля в зоне контроля.

Литература

1. Долгих Г.И., Рассказов И.Ю., Луговой В.А., Аникин П.А., Цой Д.И., Швец В.А., Яковенко С.В. Краснокаменский лазерный деформограф // Приборы и техника эксперимента. 2013. № 5. С. 138–139.

2. Долгих Г.И., Привалов В.Е. Лазеры. Лазерные системы. Владивосток: Дальнаука, 2009.

3. Долгих Г.И., Копвиллем У.Х., Павлов А.Н. Наблюдение периодов собственных колебаний Земли лазерным деформометром // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 2. С. 15–20.

АНАЛИЗ ЛЕДОВИТОСТИ ЗАЛИВА АНИВА И ПРОЛИВА ЛАПЕРУЗА С УЧЁТОМ СПЛОЧЕННОСТИ МАССИВА ЛЬДА

В.А. Романюк, В.М. Пищальник, И.В. Еременко

ФГБОУ ВО «Сахалинский государственный университет», kunashir18@rambler.ru

Как известно, ледовитость, это процент площади, занятой льдом любой сплоченности по отношению к общей площади моря или какого-нибудь географического района [1]. В работах, посвященных изучению ледовитости замерзающих морей, как правило, анализируются данные о площади ледяного покрова без учета его сплоченности, т.е. отношения, выраженного в десятых долях и описывающего общую площадь морской поверхности, покрытую льдом как часть всей рассматриваемой площади. В свою очередь учёт сплоченности может скорректировать величину ледовитости и показать её истинные значения, анализ которых должен способствовать выявлению новых связей, а возможно и черт ледового режима исследуемых акваторий.

Инструментальные наблюдения за сплоченностью ледяного покрова Арктического бассейна начали выполняться в 1972 г., когда на орбиту был выведен пассивный микроволновый радиометр ESMR (Electrically Scanning Microwave Radiometer). Спутниковые наблюдения за сплоченностью морского льда Охотского моря начали выполняться с 1978 г. В настоящее время информация о сплоченности льда доступна при помощи нового радиометра AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS), установленного на спутнике Aqua и позволяющий получать данные с пространственным разрешением 4х6 км. Разработанный в Сахалинском государственном университете программный комплекс «ЛЁД» (ПК «ЛЁД») [2, 3], на основе карт-схем ледяного покрова Japan Meteorological Agency (JMA) [5] позволяет выполнять расчеты площади ледяного покрова как с общей, так и с частной сплочённости. Целью настоящей работы является выявление особенностей хода ледовитости с учетом сплоченности массива льда в заливе Анива и проливе Лаперуза за период с 1979 по 2016 гг.

Графический анализ полученных данных показал, что кривые межгодовой изменчивости ледовитости с учётом (приведенная) и без учёта (общая) сплоченности массива льда в заливе Анива и проливе Лаперуза имеют синхронные колебания, что подтверждается коэффициентом корреляции равному 0.98 при 95% уровне значимости. Высокое значение коэффициента корреляции говорит не только о хорошей взаимосвязи двух выборок, но и о точности расчетных данных ледовитости, рассчитанных с учётом сплоченности. Фактически, кривая приведенной сплоченности, имея более низкие значения площади морского льда, практически полностью повторяет межгодовые колебания кривой общей сплоченности, сохраняя при этом свои экстремумы.

В ходе дальнейшего анализа вычислялась разность средних за сезон (с января по март) значений ледовитости с учётом и без учёта сплоченности за период с 1979 по 2016 гг. Для залива Анива средняя разность составила 8.6% от площади залива, для пролива Лаперуза – 6.2%, причём их максимальные значения фиксировались в 1990 (16.3%) и 1995 (12.2%) гг., а минимальные в 1984 (1.6%) и 1989 (1.3%) гг. соответственно (табл. 1).

Анализ внутригодового хода ледовитости (рис. 1 а), позволил определить, что в заливе Анива и проливе Лаперуза максимальные различия рас-

чётных величин наблюдаются в феврале и составляют 13.1% и 10.8% соответственно. В январе и марте эта разность примерно одинакова и не превышает 7% от площади районов (табл. 1). Высокие значения средней разности общей и приведённой ледовитости в феврале напрямую связаны с площадью морского льда в акваториях. Как было отмечено в работе [4], максимальные значения ледовитости в исследуемых акваториях приходятся на вторую

Таблица 1. Различия значений ледовитости, рассчитанных с учётом и без учёта сплоченности за период 1979-2016 гг.

	Межгодовая разность			
	Сред.	Макс.	Мин.	
зал. Анива	8.6	16.3 (1990 г.)	1.6	
прол. Лаперуза	6.2	12.2 (1995 г.)	1.3	
	Сезонная разность			
	Январь	Февраль	Март	
зал. Анива	6.1	13.1	7	
прол. Лаперуза	5.1	10.8	6.4	
	Разность по типам зим			
	Суровые	Умеренные	Мягкие	
зал. Анива	11.3	8.6	5.6	
прол. Лаперуза	7.6	6.6	3.9	



Рис. 1. Сезонная (а) и межгодовая (для февраля) (б) разность данных, рассчитанная с учетом и без учета сплоченности

половину февраля. Именно на стадии максимального развития ледяного покрова в массиве льда чаще всего образуются разреженные зоны, которые в свою очередь приводят к повышению разности данных. На стадии развития и разрушения ледяного покрова пространство свободное ото льда внутри массива имеет меньшую площадь, что влечёт изменение величины разности данных в сторону уменьшения, которая находится на пределе точности расчётов (рис 1 а).

На рис. 1 б показана средняя за февраль (с 1979 по 2016 гг.) межгодовая изменчивость разности ледовитости в исследуемых акваториях с учетом и без учета сплоченности. На графике видно, что в заливе Анива средняя разность данных в период максимального ледообразования, в отдельные годы может достигать 37%, как это было в 1997 г., а в проливе Лаперуза до 27% (1996 г.). Вклад льдов разной сплоченности в общую ледовитость в заливе Анива зимой 1997 г. был следующим: 1-3 балла – 30%, 4-6 - 45%, 7-8 - 25 %, 9-10 - 0%. Таким образом, высокая разность ледовитостей, рассчитанных с

учетом и без учета сплоченности, обусловлена преобладанием в этом ледовом сезоне разреженных и редких льдов, которые в сумме составляли 75%, и полным отсутствием в заливе сплоченных и сплошных льдов.

Анализ разности данных приведённой и общей сплоченности в различные типы зим по суровости ледовых условий (табл.1), позволяет заключить, что наибольшие различия в данных отмечаются преимущественно в суровые типы зим, со средним значением 11.3% для залива Анива и 7.6% для пролива Лаперуза, в мягкие зимы эти различия минимальны и составляют 5.6 и 3.9% соответственно.

В среднем за весь исследуемый период учет сплоченности ледяного массива корректирует значение ледовитости на 8.6% в заливе Анива и на 6.2% в проливе Лаперуза. Кроме того, анализ данных о площади ледяного покрова, рассчитанных с учетом и без учёта сплоченности, выявил различия в величине тенденции межгодовой изменчивости ледовитости на 1% в заливе Анива и на 0.5% в проливе Лаперуза.

Таким образом, можно заключить, что вычисление площади ледяного массива с учётом его сплоченности корректирует её значения на 6-8% в сторону их понижения. Наибольшие различия общей и приведенной ледовитостей отмечаются на стадии максимального развития ледяного покрова и составляют от 10% в проливе Лаперуза, до 13% в заливе Анива. В целом показано, что на разность данных ледовитости, рассчитанных с учётом и без учёта сплоченности влияет как площадь ледяного покрова, так и его сплоченность. Другими словами, чем больше на акватории льда и чем ниже его сплоченность, тем выше будет разность данных, которая в отдельные годы может достигать 37%. Так же следует учитывать тот факт, что учёт сплоченности ледяного массива влечёт за собой уменьшение величины тенденции изменения площади ледяного покрова на 0.5-1%. Вполне возможно, что применение предлагаемого подхода при дальнейших исследованиях повлечет за собой корректировку представлений о ледовом режиме как Охотского моря в целом, так и отдельных его районов, что и будет являться предметом лальнейших исслелований.

Литература

1. Зубов Н.Н. Льды Арктики. – М.: Главсевморпуть, 1945. – 360 с.

2. Пищальник В.М., Бобков А.О., Романюк В.А. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2015660472. Программный комплекс для расчета площади ледяного покрова в Охотском и Японском морях по данным ДЗЗ (ПК «ЛЁД»). Дата гос. регистрации в Росреестре программ для ЭВМ 01 октября 2015 г.

3. Пищальник, В.М. Основные принципы работы программного комплекса «Лёд» / В.М. Пищальник, А.О. Бобков, И.Г. Минервин, В.А. Романюк // Физика геосфер: Девятый Всероссийский симпозиум, 31 августа – 4 сентября 2015 г., г. Владивосток, Россия: мат. докл. / Учреждение Российской академии наук Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН. – Владивосток: Дальнаука, 2015а. С. 556-561. Романюк В.А., Еременко И.В., Пищальник В.М. Анализ межгодовой и сезонной изменчивости ледовитости в заливе Анива и проливе Лаперуза по данным дистанционного зондирования Земли. Материалы Международной конференции «ИнтерКарто/ИнтерГИС». 2017 (в печати).

5. Интернет pecypc: http://ds.data.jma.go.jp/gmd/goos/data/rrtdb/jma-pro/seaice_reg.html

ПРИМЕНЕНИЕ ПРОГРАММНОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ «ОСЕАN DATA VIEW» ДЛЯ АНАЛИЗА УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ АПВЕЛЛИНГА В ЮЖНО-КИТАЙСКОМ МОРЕ

<u>Н.И. Рудых</u>, Г.А. Власова, С.С. Марченко

ТОИ ДВО РАН rudykh@poi.dvo.ru

Программное обеспечение (ПО) «OCEAN DATA VIEW» (ODV) было создано под руководством Райнера Шлицера (Reiner Shlitzer) в г. Бремен (Германия) специально для обработки и визуализации океанологических данных [1]. Впоследствии разработчики обогатили его различными функциями расчета для интерактивного исследования и анализа, как натурных наблюдений, так и смоделированных ситуаций [2]. В частности, ODV может работать с данными, представленными в формате netCDF известного проекта NCEP/NCAR. Фактически ODV представляет собой систему управления базами данных с реляционной структурой [3]. В ODV встроены алгоритмы расчета широко используемых физических океанографических параметров, таких как потенциальные температура и плотность, частота Вяйсяля-Брента, завихренность поля, динамические высоты и др. Формулы расчета соответствуют утвержденным Международной Океанографической Комиссией руководствам - TEOS-10 и EOS-80. Кроме этого встроены расчеты таких математических функций, как интегралы и дифференциалы, также предусмотрена функция расчета переменных с помощью математических выражений, которые затем можно сохранить в виде макрофайла. Использование макрофайлов для расчета новых величин значительно расширяет область применения ODV и позволяет проводить несложное экспериментирование с новыми параметрами, еще не принятыми в научной среде.

Для анализа гидрометеорологических условий в любом регионе нами был адаптирован для ODV частный случай применения гидродинамической модели, разработанной в Морском Гидрофизическом институте (г. Севастополь) А.С. Васильевым с соавторами [4].

В рассматриваемом случае объектом исследования выбрана акватория

Южно-Китайского моря, которое оказывает существенное влияние на климатический режим стран Юго-Восточной Азии, включая ДВ.

Целью работы является анализ условий формирования апвеллинга в Южно-Китайском море. Для этого рассчитывалась вертикальная составляющая скорости течения по полям приземного давления (JMA), поверхностной температуры (SST), солености (NSEP-NCAR). Полученные результаты отображались на карте и сравнивались со спутниковыми изображениями поверхностной температуры воды, суммарной взвеси, концентраций хлорофилла а, так как считается, что пространственное распределение этих величин зависит от наличия и мощности апвеллинга. Таким образом, определялась целесообразность и возможности применения ODV для исследования экмановских явлений в их классическом воплощении (перенос, накачка) и способствующих им атмосферных условий в Южно-Китайском море.

Специальные процедуры ODV позволяют получать градиенты океанографических величин по пространству в двух или трех измерениях. В нашем случае применялось двумерное оценивание по регулярным одноградусным и тридцатиминутным сеткам. В дальнейшем, используя математические выражения для манипулирования океанографическими величинами и их гра-



Рис. 1. Вектора скорости поверхностного течения (черные стрелки) и вектора скорости ветра (серые стрелки) на фоне распределения вертикальной скорости на границе однородного слоя 21 июля 2011 года.

диентами, можно рассчитать тангенциальное напряжение и скорость ветра, дрейфовые и градиентные составляющие скорости течения, глубину однородного слоя, функции тока и другие океанографические и метеорологические величины в конкретный период времени или за какой-либо климатический период (рис.1).

Теоретически, для западного побережья Южно-Китайского моря южный ветер вызывает направленный от берега экмановский перенос над континентальным шельфом, результатом которого является подъем холодных, обогащенных биогенами высокопитательных вод по склону шельфа. Действие ветров такого направления в рассматриваемом районе наблюдается с мая по август, т.е. в период летнего муссона.

Полученное с помощью ODV пространственное распределение вертикальных составляющих скорости течения хорошо согласуется с индексом апвеллинга, а вектор горизонтальной скорости рассчитанного течения соответствует переносу высокопродуктивных вод из зоны апвеллинга в сторону открытого моря, что хорошо прослеживается по спутниковым изображениям концентраций хлорофилла.

Рекомендуется широкое использование ПО ODV для океанологических исследований.

Литература

1. Schlitzer R. Interactive analysis and visualization of geoscience data with Ocean Data View // Computers & Geosciences. 2002. V.28. P. 1211–1218.

2. Schlitzer, R., Ocean Data View, https://odv.awi.de, 2016.

 Рудых Н.И. Возможности программного обеспечения Ocean Data View для исследования среды обитания биоресурсов. / Материалы отраслевого семинара «Математическое моделирование и информационные технологии в исследованиях биоресурсов Мирового океана».
 Владивосток: ТИНРО-Центр, 2013. – с. 75-78. (http://pacificinfo.ru/software/)

4. Власова Г.А., Васильев А.С., Шевченко Г.В. Пространственно-временная изменчивость структуры и динамики вод Охотского моря – М.: Наука, 2008. 359 с.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИХ ВОЛН ЧЕРЕЗ ГРАНИЦУ «МОРЕ - СУША»

А.Н. Рутенко

ТОИ ДВО РАН rutenko@poi.dvo.ru

В связи с активным освоением шельфа, развитием береговой инфраструктуры и строительством на берегу жилых и производственных объектов, обеспечивающих освоение углеводородных месторождений, возросла актуальность корректного прогнозирования антропогенного воздействия на окружающую среду сейсмоакустических шумов, генерируемых исследовательской, производственной и эксплуатационной деятельностью людей на шельфе и на берегу.

Пространственные неоднородности береговой линии и акустических свойств пород, слагающих дно, выступающие мысы, требуют применения трехмерного моделирования акустических полей, формируемых индустриальными источниками - вибрациями фундаментов, судами, во время сейсморазведки и забивки фундаментных свай. Для этих целей предлагается использовать возможности численного трехмерного моделирования, опирающегося на опорные натурные измерения, распространения сейсмоакустических волн в приближении вертикальных мод и параболического уравнения в горизонтальной плоскости с возможностью включения прибрежного участка суши, как в адиабатическом приближении, так и с учетом взаимодействия, распространяющихся водных и водно-донных мод [1-4]. На камнях в прибрежной зоне могут быть расположены лежки морских животных и поэтому надо уметь оценивать уровни шумов не только в воде, но и в воздухе. Для этого в модельный геоакустический волновод добавляется воздушный слой с реальным рельефом суши и дна, а источник может быть расположен в воде, в дне или в воздухе. Данное направление численного моделирования, опирающееся на натурные эксперименты, при поддержке компанией «Эксон Нефтегаз Лимитед», активно развивается в ТОИ ДВО РАН [5, 6].

Данная работа является логическим продолжением экспериментальных и модельных сейсмоакустических исследований, проводимых на морской экспедиционной базе ТОИ ДВО РАН – МЭБ м. Шульца результаты, которых представлены в работах [1, 3]. В этом докладе приводятся результаты натурных и 3-D модельных исследований, проведенных на геоакустической трассе, начинающейся в б. Витязь и заканчивающейся на м. Шульца.

Низкочастотный тональный акустический сигнал, генерировался в море с помощью свешиваемого с борта судна резонансного излучателя электромагнитного типа [7]. Стационарные измерения вариаций акустического давления проводились в частотном диапазоне 2-2000 Гц с помощью гидрофона типа Ги-50 цифрового радиобуя – ЦРБ [7]. Опорные акустические измерения проводились с помощью гидрофона ЦРБ закрепленного на расстоянии 1 м от морского резонансного излучателя электромагнитного типа опускаемого с кормы судна «Малахит» на глубину 10 м.

Таким образом, тональные акустические сигналы генерировались и принимались в море и на берегу. На берегу акустические измерения проводились с помощью гидрофона, опускаемого в скважину глубиной 96 м заполненную водой. Применяемые гидрофоны прошли метрологическую поверку. Цифровые измерительно-регистрационные средства, так же откалиброваны.

Цифровые радиотелеметрические каналы от двух ЦРБ транслирующих на береговой пост сигналы с опорного гидрофона, установленного на морском излучателе и от гидрофона, опущенного в скважину обеспечили синхронный ввод в ЭВМ измеряемых сигналов их визуализацию и последующий спектральный анализ.

При моделировании распространения тональных геоакустических сигналов в 3-D модельных неоднородных геоакустических волноводах мы применяем модовое параболическое уравнение – МПУ в приближение распространения взаимодействующих мод в вертикальной плоскости и узкоугольного параболического уравнения в горизонтальной плоскости с «жидким» дном [5, 6]. Эквивалентная точечная функция источника, примененная при численном моделировании, построена по опорному сигналу, измеренному на расстоянии 1 метра от излучателя.

Основной целью данной работы является экспериментальное исследование особенностей геоакустического поля на берегу, формируемого тональным источником работающим в море и возможность его численного моделирования.

Перейдем к описанию эксперимента. На рис. 1 приведена карта района исследований. Судно «Малахит» стояло на якоре в б. Витязь в точке т.1 (см. рис. 1) и с его кормы на горизонт 10 м был свешен излучатель тонального сигнала частоты 27 Гц. Глубина моря в т.1 была равна 20 м. Акустические измерения на берегу проводились с помощью гидрофона – г.1, опускаемого в скажину пробуренную на мысе Шульца для сбора петьевой воды. На рис. 1 видно, что она удалена, примерно, на 150 м от уреза воды и имеет глубину 90 м. Верхнее отверстие скважины расположено на высоте 22 м по отношению к уровню моря. Во время акустических измерений уровень воды в скважине достигал 10 м. Параметр h - расстояние от поверхностного уровня воды в скважине, поэтому h = 80 м (см. рис. 1), соответствует 90 м от поверхности земли.

На рис. 1 представлена экспериментальная функция потерь при распространении тонального сигнала частоты 27 Гц, излученного в точке т.1 на горизонте 10 м, до скважины, расположенной на берегу на расстоянии 320 м в точке, обозначенной на рис. 1, как г.1. Значения TL(f = 27Hz, r, z), рассчита-

ны по алгоритму
$$TL(f = 27Hz, r, z_i) = 10 \lg \left(\frac{\hat{G}_i(f = 27Hz)}{\hat{G}_{1m}(f = 27Hz)} \right)$$
, где $\hat{G}(f)$ - оцен-

ка спектра, измеренного акустического сигнала. В графике TL(f = 27Hz, z) на глубине h = 45 м хорошо выражен пик потерь достигающий величины -83 дБ. У поверхности и на глубине 70 м потери уменьшаются до -68 и -65 дБ, соответственно.



Рис. 1. Карта района, в котором проводились исследования. Параметры модельного геоакустического волновода. Результаты натурных измерений, проведенных в скважине заполненной водой, с помощью опускаемого в нее гидрофона - г.1, и результаты численного моделирования распространения акустического сигнала частоты 27 Гц, генерируемого в точке т.1 на горизонте 10 м.

Численное моделирование, проведенное для волновода с параметрами, показанными на рис. 1, иллюстрирует пространственные характеристики геоакустического поля, формируемого в море и на суше данным источником. На рисунке видно, что модельное поле согласуется с экспериментальными измерениями, проведенными в скважине с водой.

В заключении я хочу выразить благодарность сотрудникам нашей лаборатории, принявшим активное участие в этих исследованиях, это Д.С. Манульчев, Д.Г. Ковзель, С.В. Борисов и И.В. Медведев.

Литература

1. Рутенко А.Н., Козицкий С.Б., Манульчев Д.С. Влияние наклонного дна на распространение звука // Акустический журнал. 2015. Т. 61. №1. С. 76-89.

2. Рутенко А.Н. Натурные и модельные исследования распространения сейсмоакустических сигналов в 3-D геакустических волноводах с сухопутным участком // Акустика океана / Доклады XV школы-семинара им. акад. Л.М. Бреховских. М. ГЕОС. 2016. С. 80-83.

3. А.Н. Рутенко, Д.С. Манульчев, А.А. Соловьев Исследование распространения энергии низкочастотных акустических и сейсмических волн на шельфе // Акустический журнал. 2013. Том. 59. №3. С. 363-377.

4. Рутенко А.Н., Гаврилевский А.В., Путов В.Ф., Соловьев А.А., Манульчев Д.С. Мониторинг антропогенных шумов на шельфе о. Сахалин во время сейсморазведочных исследований // Акустический журнал, 2016, Т. 62. № 3. С. 348–362.

5. Petrov P.S., Trofimov M.Yu., Zakharenko A.D. Mode parabolic equations for the modeling of three-dimensional sound propagation effects in shallow water // Proceedings of the 11th European Conference on Underwater Acoustics. 2-6 th July 2012, GB Edinburgh. P. 53-60.

6. Trofimov M.Y., Kozitskiy S.B., Zakharenko A.D. A mode parabolic equation method in the case of the resonant mode interaction // Wave Motion, 2015. V. 58. P. 42-52.

7. Борисов С.В., Гриценко А.В., Ковзель Д.Г., Лихачев В.В., Коротченко Р.А., Круглов В.М., Пенкин С.И., Рутенко А.Н. Аппаратурный комплекс для акустико-гидрофизических исследований на шельфе и результаты его применения в натурных экспериментах // Вестник ДВО РАН. 2003. №2. С.16-29.

ФОРМИРОВАНИЕ АНОМАЛИЙ ГЕЛИЯ И ВОДОРОДА В ОСАДКАХ С ГАЗОВЫМИ ГИДРАТАМИ В РАЙОНЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА И СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО БОРТА КУРИЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЫ

<u>Н.С. Сырбу,</u> Р.Б. Шакиров

ТОИ ДВО РАН, syrbu@poi.dvo.ru

По своему генезису шельф Хоккайдо-Сахалинской складчатой области является непосредственным продолжением суши. Об этом свидетельствует тот факт, что почти все грядово-горные элементы рельефа суши имеют отчетливо выраженные морфологические продолжения в виде подводных поднятий в пределах шельфа. Условия, определяющие газогеохимическую специализацию окраинных акваторий и их обрамления обусловлены геодинамическим режимом территории. Район исследований относится к северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса, захватывая такие структуры как складчатая система Сахалина, северо-западный борт Курильской котловины и южную часть Татарского прогиба. В региональном масштабе, состав и распределение газогеохимических полей зависит от того, к каким структурам они относятся. Особое внимание в работе уделено выявлению фоновых и аномальных газогеохимических полей гелия и водорода, их взаимосвязи с геологическим строением исследуемых районов. Это важно для понимания причин поступления газов из недр в воду и атмосферу, так как газогеохимические методы применяются для геологического картирования, трассирования зон разломов, оценки



Рис. Схема района работ 2014-2015 гг.

перспективности площадей на нефть и газ, в экологических исследованиях, гидрогеологических работах.

Земная кора региона разбита тектоническими разломами, по формируемым ими проницаемым зонам мигрируют глубинные газы, в том числе гелий и водород – важные индикаторы геологических процессов. Гелий часто концентрируется в углеводородных флюидах, циркулирующих в зоне разломов. Поэтому тектонические нарушения, особенно глубинные разломы, характеризуются аномалиями гелия в поверхностных осадках и водах. В наиболее проницаемых зонах – каналах быстрой вертикальной миграции эндогенных газов – свободные водород и гелий (кроме корового радиогенного гелия, состоящего в основном из изотопа ⁴Не и продуцируемого радиоактивным распадом урана и тория) мигрируют в виде газовых струй или в растворе с ювенильными водами. Из глубинных разломов максимально проницаемыми и, следовательно, наиболее перспективными на водород и гелий будут активизированные в неотектонический этап и особенно новейшие, ограничивающие зоны интенсивного современного тектонического прогибания с сокращенной мощностью земной коры [4].

Распределение гелия и водорода в донных отложениях и воде в западной части Охотского моря изучалось автором в 2012-2015 гг. в рамках международного проекта SSGH (Газовые гидраты сахалинского склона, руководитель – д.г.-м.н. Обжиров А.И.), а также в ходе совместной Российско-Китайской экспедиции, 2016 г. (руководитель – д.г.-м.н. Обжиров А.И.).

В 2012-2016 гг. на акватории было выполнено более 100 литологических станций и 60 станции СТD. На содержание гелия и водорода лично автором проанализировано 900 пробы морской воды и 1000 проб донных осадков.

При анализе использовался портативный газовый хроматограф «Хроматэк-Газохром 2000» (ОАО «Хроматек», г. Йошкар-Ола). Газ-носитель – аргон. Детектор по теплопроводности повышенной чувствительности – 1 ррт по гелию и водороду. Длительность анализа – 5 минут.

Расчет в объединенной статистической выборке по всем районам показывает, что средние фоновые концентрации гелия и водорода в донных осадках практически не изменялись и колебались около фонового значения для данной территории, уменьшаясь с глубиной (табл.).

Активная вертикальная разгрузка флюидов в пределах региона обнаруживается в виде скоплений углеводородов, грязевых вулканов и термальных источников. Скопления углеводородов приурочены к разломным зонам различной проницаемости, что доказывает вертикальную миграцию флюидов по флюидопроводящим системам. Основными путями миграции служат проницаемые зоны разрывных нарушений и узлы пересечений разрывов.

В районах газонасыщенных структур и метановых сипов в приповерхностном слое осадков до глубины 80 см идет резкое возрастание содержания гелия и водорода (станция LV59-19HC, глубина моря 980 м, длина керна составила 550 см). Важные результаты были получены при изучении водной толщи в местах скоплений газогидратов. Выявлена закономерность – в придонном слое воды на участках с газогидратами резко возрастает концентрации Не и Н₂, превышая фон в 2-3 раза.

Южно-Татарский прогиб (Японское море)						
Донные осадки	He, ppm	H ₂ , ppm	Мах аномалии Не,	Мах аномалии Н,,		
			ppm	ppm		
	6	2	34.3	48.4		
Газ, растворенный	Не, нл/л	Н_,нл/л	Мах аномалии Не,	Мах аномалии Н,,		
в воде		-	нл/л	нл/л		
	120	24	198	241		
Северо-западный борт Курильской котловины (Охотское море)						
	He, ppm	H ₂ , ppm	Мах аномалии Не,	Мах аномалии Н2,		
		_	ppm	ppm		
Донные осадки	4.5	4	57.3	20.5		
	Не, нл/л	Н,, нл/л	Мах аномалии Не,	Мах аномалии Н ₂ ,		
		-	нл/л	нл/л		
Газ, растворенный	49	26	118	114		
в воде						

Таблица. Фоновые и аномальные концентрации гелия и водорода в донных осадках и воде (2012-2015 гг.)

Автором установлено, что природный газ в газогидратоносном осадке является гелиеносным, обнаруженные аномалии гелия свидетельствуют о наличии притока глубинных газов на юго-восточном склоне о. Сахалин (северо-западный борт Курильской котловины). Эти данные хорошо коррелируют с содержанием гелия в грязевых вулканах и минеральных источниках южной части о. Сахалин [3].

Гелий является признаком глубинных разломов в земной коре, а повышенные концентрации He³ обычно сопутствуют мантийным газам. Такие аномалии свойственны зонам рифтов, где мантия скрыта земной корой небольшой мощности [1]. Глубинный гелий, вероятнее всего, мигрирует вместе с природным газом (метаном) через отложения западной части Курильской котловины. В данном районе в осадочной толще мощностью 1-3 км происходит интенсивное образование углеводородных газов, а аномалии гелия свидетельствуют о наличии еще более глубоких газовых источников в западной части Курильской котловины. Глубинный гелий вовлекается в газовый метановый поток и поднимается к поверхности морского дна. Аномалии гелия в осадках с газовыми гидратами доказывают миграционное (термогенное) происхождение природных газов (метана и его газообразных гомологов), которые кристаллизуются как гидраты метана в поверхностных осадках данного района Охотского моря и формируют аномальные газогеохимические поля во вмещающих осадках и толще вод.

Повышенное содержание водорода указывает на то, что разломы в районе исследований сейсмически активны. Совпадение аномалий гелия, метана и водорода свидетельствует об активности геологической структуры, в пределах которой происходит перенос термогенных и глубинных газов. Аномальные по содержанию гелия и водорода осадки, а также газогидраты, находятся в узле пересечения тектонических разломов. Такие места в Охотском море являются наиболее благоприятными для активной разгрузки газов и флюидов [2]. При наличии интенсивного восходящего потока природного газа создаются благоприятные условия для развития микробных процессов, и изотопное соотношение ¹³C/¹²C термогенного метана маскируется добавлением значительной доли микробного газа из верхних горизонтов осадка. В таких случаях попутные измерения гелия и водорода необходимы для распознания природы газового потока.

Исследование выполнено в рамках гранта РФФИ по научному Проекту № 16-35-00013 «Изучение формирования газогеохимических полей в районе Сахалинского сегмента Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы и их использование как индикаторов геологических процессов, трассирования зон разломов и газового геохимического картирования».

Литература

8. Перевозчиков Г.В. Поле водорода на месторождении Газли по данным геохимических исследований в нефтегазоносном регионе Средней Азии // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т.7. №1. 13 с.

9. Шакиров Р.Б. Аномальные поля метана в Охотском море и их связь с геологическими структурами: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук: 25.00.28 / Р.Б. Шакиров. – Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2003. 120 с.

10. Шакиров Р.Б., Сырбу Н.С., Обжиров А.И. Особенности распределения гелия и водорода на юго-восточном и юго-западном газогидратоносном склоне о.Сахалин (по результатам 59 рейса НИС «Академик М.А. Лаврентьев», 2012 г.) // Литология и полезные ископаемые, Москва. 2016. №1. С. 68-81.

11. Яницкий И.Н. Гелиевая съемка. М.: Недра, 1979. 96 с.

АВТОНОМНЫЙ ИЗМЕРИТЕЛЬ СКОРОСТИ И НАПРАВЛЕНИЯ ТЕЧЕНИЯ

А.А. Тагильцев, <u>М.Ю. Черанев</u>, Р.А. Гончаров, Г.П. Швецов

ТОИ ДВО РАН, poi61@poi.dvo.ru

В ряду средств измерения скорости и направления течений гидрометрические вертушки до сих пор является наиболее распространенным инструментом, прочно занявшим нишу недорогих и простых в эксплуатации изделий [1].

В данной работе на примере кабельного измерителя скорости и направления течения СМ-2 рассматриваются вопросы восстановления и глубокой модернизации гидрометрических вертушек выводимых из эксплуатации

устаревших типов в целях продления их использования с новыми эксплуатационными и улучшенными техническими характеристиками.

Принцип действия гидрометрической вертушки СМ-2 основан на очевидной связи между скоростью вращения лопастного винта (крыльчатки) вертушки и скоростью набегающего потока. Конструкция гидрометрической вертушки СМ-2 состоит из следующих частей: корпус с крыльчаткой и хвостовым стабилизатором направления, бесконтактное магнитное устройство (система магнит – датчик Холла), магнитный датчик направления, сигнальный несущий кабель, бортовое устройство со стрелочной индикацией. Электрические импульсы с датчика Холла преобразуются в пропорциональное частоте этих импульсов напряжение, которое передается по сигнальному кабелю в бортовое устройство. Показания скорости и направления течения отображаются стрелочным индикатором.

При несомненных достоинствах данный прибор обладает рядом недостатков, имеющих принципиальный характер. Вот некоторые из них: время одного цикла измерений до 60 сек, влияние несущего кабеля (кручение) на измерение направления, вывод величин скорости и направления течения на стрелочные индикаторы с последующим их считыванием с неизбежной погрешностью оператором-специалистом, приблизительное определение горизонта измерений по наклону кабеля. Необходимость постоянного контроля работы прибора оператором сильно затрудняет стационарную установку вертушки и проведение долговременных измерений.

На современном этапе развития цифровой интегральной элементной базы представляется вполне возможной и разумной глубокая модернизация приборов такого типа, и СМ-2 в частности, в целях достижения более высоких имеющихся эксплуатационных характеристик и добавления новых свойств, таких как: автономность работы прибора, наличие дополнительных измерительных датчиков (давление, температура и пр.), повышение точности и частоты измерений скорости и направления течения.

Основные положения (этапы) модернизации следующие:

1. Вместо частотного метода определения величины скорости потока предлагается использовать частотно-импульсный метод, основанный на определении времени полного оборота крыльчатки вертушки. Магнит, расположенный на внутренней по отношению к потоку стороне крыльчатки, при ее вращении вызывает появление электрических импульсов на выходе датчика Холла, расположенного внутри корпуса вертушки концентрически с магнитом. Интервал времени полного оборота крыльчатки определяется при помощи быстродействующего двоичного 32-разрядного счетчика и высокочастотного (16МГц) генератора импульсов. Данный поход позволяет значительно увеличить частоту измерений до 0.5-4 Гц в зависимости от скорости потока. Дискретизация величины скорости достаточно высока (16МГц), но точность определения величины скорости потока сильно зависит от стабильности порогов компарирования уровней сигналов датчика Холла.

2. Вместо громоздкого магнитного датчика направления предлагается использовать интегральный 3-х компонентный компас (lsm303dlhc), который при повышении точности определения азимута прибора (0.5^o) дополнительно дает величину отклонения от горизонтальной плоскости (тангаж и крен).

3. Для накопления информации предлагается использовать твердотельную энергонезависимую память, типа DataFlash. Это необходимое требование для реализации автономности прибора.

4. Временные метки сеанса измерений выставляются и запоминаются при помощи интегральных часов реального времени (RTC).

5. Питание электроники осуществляется от аккумуляторной батареи, расположенной внутри корпуса. Это также необходимое требование для реализации автономности прибора.

6. На корпусе вертушки размещен внешний разъем для подключения компьютера и/или включения питания.

7. При реализации вышеуказанных пунктов появляется возможность, вместо тяжелого сигнального несущего кабеля применить относительно легкий грузонесущий фал с необходимой прочностью и, совместно с ним, систему вертлюгов и растяжек. Это открывает возможность использовать



Рис. 1. Функциональная блок-схема автономного измерителя скорости и направления течения.

прибор для долговременных измерений при стационарной установке в произвольном районе шельфовой зоны морей.

Функциональная блок-схема автономного измерителя скорости и направления течения на базе корпуса от СМ-2 приведена на рис.1. В данном варианте произведена полная замена электронной части измерителя согласно вышеприведенным положениям, исключен кабель, вставлен разъем на месте бывшего кабель-ввода.

В целях апробации различных узлов, модулей, схемотехнических и программных решений был изготовлен и опробован упрощенный кабельный прототип измерителя скорости и направления течения. Данный прототип подобен вышеизложенному варианту, за исключением свойства автономности и в настоящее время проходит натурные испытания в морских условиях.

Литература

1. Цивин М.Н., Абраменко П.И. Гидрометрия: теория и практика измерения скорости течения воды в открытых каналах. – К., ИГиМ, 2003. 109 с.

РЕГИСТРАЦИЯ МОРСКОГО ВОЛНЕНИЯ БЕРЕГОВЫМИ СЕЙСМИЧЕСКИМИ СТАНЦИЯМИ

В.К. Фищенко

ТОИ ДВО РАН, fischenko@poi.dvo.ru

Микросейсмы – колебания Земной коры с характерными периодами от 2 до 20 секунд (частоты 0.04-0.5 Гц) стабильно присутствуют в записях практически всех сейсмических станций, расположенных на суше и морском дне. В 1904 г. немецким геофизиком Вихертом [1] было высказано предположения, что их основная причина - морское волнение. Последующие исследования многочисленных ученых утвердили эту точку зрения. Были предложены различные механизмы, которые могли бы объяснить трансформации поверхностных волн в микросейсмы. Базовая особенность этой трансформации, не всегда, но часто наблюдаемая на практике – удвоение частоты волнения в записях микросейсмов, к примеру, морское волнение с периодичностью 10 сек проявляется в спектре микросейсмов в виде пика, соответствующего периодичности 5 сек. Как правило этот спектральный пик существенно более чем в 2 раза шире по сравнению с пиком в спектре сигнала морского волнения.

Следует отметить, что в открытом море бегущие поверхностные волны практически не оказывают никакого воздействия на морское дно, которое могло бы по нему передаться до мест расположения сейсмостанций. Для объяснения механизма передачи энергии волн морскому дну, при этом обеспечивающего эффект удвоения частоты в записях сейсмостанций, используют предположение о возникновении в море полей стоячих волн. Они, например, могут возникать при прохождении по акватории штормов, вызывающих вследствие завихренности ветрового поля поверхностные волны с разным направлением распространения. В местах, где волны с противоположным направлением сходятся, возникают поля стоячих волн. Каждую половину периода бегущей волны профиль стоячей волны принимает одно из двух крайних положений с максимально выраженной амплитудой, при этом в направление дна передаются импульсы гидросферного давления. Достигая дна, эти импульсы преобразуются в волны Рэлея с удвоенной относительно бегущих морских волн частотой, которые распространяются вдоль поверхностей раздела литосфера-гидросфер», литосфера-атмосфера и в конечном итоге достигают мест установки сейсмических станций, регистрирующих их в виде микросейсмов. Еще один механизм возникновения полей стоячих волн – наложение волн, набегающих на берег и отраженных от него. Наконец, при выходе на достаточно протяженный и крутой берег бегущие волны могут передавать морскому дну и береговой черте импульсы горизонтальных смещений синхронно с частотой следования волн. Эти волны смещений Земной коры тоже могут достигать мест расположения сейсмических станций и проявляться в их записях в виде т.н. «первичных микросейсмов». В противоположность им вышеописанные микросейсмы с удвоенной относительно морского волнения частотой называют «вторичными».

Сейсмические станции, расположенные вблизи береговой черты, обладают особенностями по сравнению с удаленными от моря станциями, которые могут быть использованы для оценки характеристик морского волнения. В микросейсмах прибрежных станций значительно «контрастнее» выражены сравнительно высокочастотные микросейсмы с периодами 2-5 сек, обусловленные волнением на акваториях, близких к месту расположения станций. На рис. 1(а-б) показаны демонстрирующие эту особенность синхронные частотно-временные спектрограммы сейсмических записей со станции Камчатского филиала Геофизической службы РАН, установленной на мысе Шульца (залив Посьета, Японское море, 100 м от берега), сейсмической станции в г. Муданьцзяне (Китай, 250 км от Японского моря), станции в Улан-Баторе (Монголия, 1900 км от Японского моря).

В работе [2] была предложена технология оперативного оценивания высоты волн в прибрежных районах на основе анализа вторичных микросейсмов, регистрируемых береговыми сейсмическими станциями. Идея основана на том, что стандартная процедура расчета океанографическими буями т.н. высоты значительных волн основана на оценке мощности волнового процесса в полосе частот поверхностного волнения $[f_{\min}, f_{\max}]$

$$H = \sqrt[4]{\int_{f\min}^{f\max} \frac{2}{T} \left| S(f) \right|^2 df}.$$
(1)

Здесь $\frac{2}{T} |S(f)|^2$ – спектральная плотность мощности сигнала волнения

на частоте *f*, рассчитанная от фрагмента сигнала волнения длительностью *T*. Учитывая, что морское волнение порождает регистрируемые в прибрежной зоне микросейсмы, предлагается оценку высоты волнения строить на основе интегрирования спектральной плотности мощности сейсмического сигнала. В работе [2] предлагается следующая процедура оценки:

$$H_{m} = \exp\left(a + b \ln \sqrt{\int_{f\min}^{f\max} \frac{2}{T} \left|S_{m}\left(f\right)\right|^{2} df}\right)$$
(2)

Здесь $\frac{2}{T} |S_m(f)|^2$ – спектральная плотность мощности микросейсмов.

Параметры а и b получаются на основе минимизации квадратичной невязки между данными наблюдения высоты волн океанографическим буем и их оценкой на основе сейсмических данных (2). Нами была воспроизведена с небольшими упрощениями описанная процедура [3]. Использовались данные о высоте значительных волн с океанографического буя ТОИ ДВО РАН, установленного недалеко от о-ва Фуругельма, и данные сейсмической станции на мысе Шульца. Интервал наблюдения - май-июнь 2016 г, всего 60 суток. На рис. 16 вверху слева показана взаимная корреляционная функция между сигналом изменения высоты волн и сигналом изменения мощности микросейсм, получаемых путем интегрирования их частотно-временной спектрограммы в полосе частот 0.2 – 0.5 Гц. Максимум корреляции 0.89 свидетельствует о существенной взаимосвязи волнения с сейсмическим сигналом. Вверху справа отображено уравнение линейной регрессии межу данными буя и сейсмической станции. Ниже отображены сигнал волнения с буя (черная кривая) и его оценка по сейсмическим данным на основе уравнения регрессии (серая кривая). Соответствие оценки реальным данным в целом неплохое.

Второй особенностью береговых сейсмических станций является то, что они способны регистрировать первичные микросейсмы, вызванные выходом на берег волн зыби с характерными периодами от 6-7 сек и выше. Фактически они несут прямую информацию о волновом процессе в непосредственной близости от берега, по крайней мере, о его частотном составе и временной динамике этого состава. Условием того, что наблюдаемые микросейсмы – первичные, является их наличие в горизонтальных компонентах сейсмического сигнала и отсутствие в вертикальной компоненте.



Рис. 1. Оценивание высоты значительных волн в прибрежных акваториях и спектрального состава морского волнения с применением береговых сейсмических станций

Еще один аргумент в пользу гипотезы первичности микросейсмов – наличие синхронных с ними вторичных микросейсмов на удвоенных частотах, последнее условие выполняется не всегда, но довольно часто. Для примера на рис. 1*в* приведены спектрограммы 5-суточных сейсмических сигналов со станции на мысе Шульца: вверху вертикальная компонента, внизу горизонтальная. В горизонтальной компоненте заметны микросейсмы с периодами 6-8 сек, при этом их нет в вертикальной компоненте. Значит, это первичные микросейсмы, обусловленные выходом зыби на мыс. Следует отметить, что на нижнем рисунке визуально заметно, что временная динамика вторичных микросейсмов повторяет динамику первичных, причем, на удвоенной частоте, как и должно быть. Тот факт, что первичные микросейсмы связаны с выходом волн зыби на берег, подтверждает следующий эксперимент. На рис.1*е* демонстрируется процесс регистрации с помощью IP-камеры сигнала вариации яркости в круглой локальной области моря вблизи мыса Шульца, несущего информацию о волнении. На рис. 1*д* показаны спектры синхронных 4-х часовых записей сигнала волнения и вертикальной компоненты сейсмического сигнала. Пик, соответствующий волнам зыби с периодами 7-8 сек, присутствуют в обоих спектрах. Далее были выделены соответствующие ему компоненты сигналов (см. АЧХ фильтра на верхнем рисунке). На рис. 1е показана их взаимная корреляционная функция. В ней есть очевидный максимум при сдвиге -21 сек, т.е. волны, наблюдаемые в море камерой, через 21 сек походят к сейсмической станции.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований «Дальний Восток» на 2015-2017 годы.

Литература

1. Wiechert E. Verhandlungen der zweiten Internationalen Seismologischen Konferenz. Gerl. Beitr. Geophys. Ergänzungsband 2, 1904, pp. 41-43.

2. G. Ferretti, A. Zunino, D. Scafidi, S. Barani, D. Spallarossa, On microseisms recorded near the Ligurian coast (Italy) and their relationship with sea wave height, Geophysical Journal International, 2013. 194. 1. 524.

3. Фищенко В.К., Голик А.В., Валитов М.Г., Кулинич Р.Г. О возможности оценки характеристик морского волнения в заливе Посьета с использованием данных широкополосной сейсмической станции и приливного гравиметра, установленных на мысе Шульца // Океанография залива Петра Великого и прилегающей части Японского моря: тезисы докладов Третьей научной конференции, 26-28 апреля 2017 г., Владивосток. – Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2017. С. 41-42.

ТРЕХТОЧЕЧНЫЕ ВИДЕОВОЛНОМЕРЫ

В.К. Фищенко, <u>П.С. Зимин</u>, А.Е. Суботэ, А.В. Голик, А.В. Зацерковный

ТОИ ДВО РАН, fischenko@poi.dvo.ru

В работе [1] были представлены некоторые результаты, связанные с разработкой и апробацией в 2014 г. в бухте Алексеева (о. Попова, зал. Петра Великого) т.н. широкополосных видеоволномеров. Установленная на берегу бухты камера наблюдает и пересылает в базы данных системы научного мониторинга зал. Петра Великого [2] видео сцены с расположенной в 100 м от берега вертикальной вехой и движущимся вдоль нее под действием волн легким контрастным маркером. Специальное программное обеспече-

ние анализирует видео и извлекает из него сигнал вертикальных движений маркера, интерпретируемый как сигнал волнения в точке установки вехи. Частота дискретизации сигнала совпадает с частотой следования кадров видео, обычно она устанавливается в настройках камеры равной 10 Гц, что обеспечивает верхнюю частоту регистрируемых колебаний 5 Гц. Инерционность самой маркерной конструкции несколько снижает эту частоту – примерно до 2 Гц. Нижняя частота анализа определяется длительностью процесса регистрации. Благодаря применению светоотражающих материалов и фонаря подсветки обеспечивается работоспособность видеоволномера не только днем, но и ночью, что позволяет значительно увеличить время непрерывной регистрации. Это обеспечивает возможность регистрировать очень медленные колебания: полусуточные и суточные приливы, колебания синоптического масштаба с периодами 3-7 суток, сгонно-нагонные явления. Таким образом, данная конструкция видеоволномера позволяет регистрировать сигналы колебаний уровня моря в очень широком диапазоне частот от 10-7 до 2 Гц. Точность регистрации уровня определяется разрешающей способностью камеры и расстоянием от нее до маркера, в нашем случае она составляет примерно 0.5 см. Отметим, что точность регистрации медленных компонент сигнала волнения - сейшей и приливов, выделяемых методами частотной фильтрации, благодаря усреднению большого числа исходных отсчетов существенно выше - она составляет десятые доли миллиметра.

Измерения в одной пространственной точке дают информацию об амплитудах, мощности и периодах протекающих на акватории волновых процессов. Для оценки длин и скоростей распространения различных систем волн можно использовать дисперсионные соотношения, связывающие их с частотой (периодом) волнения. Однако в прибрежных зонах, бухтах и заливах эти соотношения не вполне точны. Оценка направления распространения волн по измерениям в одной точке в принципе невозможна. В связи с этим в 2015-2016 годах были проведены испытания трехточечных видеоволномеров. В их конструкции используются три жестко связанные около дна вехи с насаженными на них маркерами. Вехи расположены в углах правильного треугольника. В 2015 году был изготовлен и применялся волномер с базой (длиной стороны треугольника) 1 м, в 2016 г. - с базой 2.85 м. В результате обработки видео синхронно регистрируются сигналы волнения с трех вех. Спектральный анализ позволяет установить и затем методами фильтрации выделить компоненты сигналов, обусловленные рябью, развитым ветровым волнением, зыбью, корабельными волнами от различных судов. Измеряя методами кросскорреляционного анализа для каждой компоненты временные задержки между всеми вехами, можно оценить длины волн, фазовые скорости и направления их распространения.

На рис.1a показана принципиальная схема установленного в б. Алексеева трехточечного волномера. На рис. 1 δ демонстрируется процесс реги-









Рис.1 Трехточечные волномеры в бухте Алексеева

страции волнения волномером с базой 1 м. Программа QAVIS [3] в реальном времени отслеживает вертикальные перемещения под действием волн трех маркеров, насаженных на вехи.

На рис. 1*в,г* для примера представлены осциллограмма и спектрограмма зарегистрированного 22 апреля 2015 г. на одной из вех сигнала длительностью 7 часов. На спектрограмме видно, что частотная структура волнения существенно нестационарна. В ней постоянно присутствует зыбь с периодом 8 сек – горизонтальная полоса в верху, в первой трети заметно выражены отклики ветрового волнения (периоды 1.6-2.1 с), во второй половине превалируют отклики ряби (периоды 0.5 - 0.8 с), вызванной сменой направления ветра с северного на южное. Также видны линейные частотные треки, вызванные корабельными волнами от проходящих в бухте и вблизи нее судов с периодами, уменьшающимися от 6-10 до 1.5 с. Каждая система волн может быть выделена методами частотной фильтрации и отдельно описана. Продемонстрируем методику описания на трех примерах.

На рис.1 ∂ показан волномер с базой d=2.85 м, который справа обходит лодка, движущаяся по направлению к берегу, дата наблюдения 2 ноября 2016 г. На рис. 1e показаны синхронные двадцатисекундные осциллограмм со всех вех, на них проявляется короткий цуг из 3-4 корабельных волн. Видно, что первым цуг подходит к вехе 3, затем после паузы к вехе 1 и почти сразу же к вехе 2. Это подтверждается во взаимных корреляционных функциях сигналов (рис. 1 \mathcal{K}). Наибольшая задержка $\Delta t = 1.96$ с регистрируется между вехами 3 и 2, т.е. направление распространения волн близко к линии 3-2, что согласуется с известными схемами генерации корабельных волн. Фазовая скорость распространения волн V равна отношению базы волномера d к этой задержке Δt и равна 1.45 м/с. Период этих волн T по данным спектрального анализа равен 1.75 с, длина волны $\lambda = V * T = 2.54$ м.

На рис. 13 показаны корреляционные функции для упоминавшихся выше ветровых волн от 22 апреля 2015 г. База волномера равна 1 м. Средний период волнения 1.85 с. Видно, что задержки между парами вех 1-2 и 3-2 равны между собой и равны 0.25 с, а задержка в паре 1-3 равна 0.06, т.е. близка к нулевой. Значит волны распространяются в сторону берега, синхронно проходя вехи 1,3 и затем веху 2. Скорость волн 3.5 м/с, длина волны 6.1 м.

На рис. 1*и* показаны корреляционные функции упоминавшихся в комментариях к рис. 1г волн ряби, имеющих средний период 0.67 с. Наиболее явно корреляционный максимум выражен для направлении 2-3, при этом задержка равна 1.51 с. Т.е. рябь распространяется со стороны берега в этом направлении, совпадающим с географическим направлением «Юг-Север». Скорость движения ряби 0.67 м/с, длина волны 0.44 м. Малость корреляции в других направлениях, по-видимому, обусловлена малой длиной гребней ряби, меньшей 1 метра. Таким образом, использование трехточечных видеоволномеров позволяет существенно дополнить описание волновых процессов в прибрежных зонах по сравнению с ранее использовавшимися одноточечными волномерами, позволив оценивать не только периоды волнения, но также направления распространения, скорости и длины волн.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований «Дальний Восток» на 2015-2017 годы.

Литература

 Фищенко В.К., Суботэ А.Е., Зимин П.С., Подольский Л.А. Разработка и применение конструкции широкополосного видеоволномера для регистрации поверхностного волнения и колебаний уровня моря // Физика Геосфер: Девятый Всероссийский симпозиум, 21-24 сентября 2015 г., Владивосток, Россия: мат.докл. / ФГБУН ТОИ ДВО РАН.- Владивосток: Дальнаука, 2015. С. 226 – 231.

 Фищенко В.К., Голик А.В., Гончарова А.А., Олейников И.С., Подольский Л.А., Суботэ А.Е. Развертывание киберинфраструктуры и элементов системы комплексного оперативного мониторинга побережья и акваторий залива Петра Великого // Материалы докладов 14-й Международной конференции «Методы и средства океанологических исследований». ИО РАН, 19-21 мая 2015 г., Москва. 2015. С. 322 – 325.

 Goncharova A.A., Fischenko V.K. QAVIS – program for quick image and video analysis // Proceedings of 8th Open German-Russian Workshop on Pattern Recognition and Image Understanding (OGRW-8-2011). Russian Federation, Nizhny Novgorod, November 21-26, 2011, V. 1. P. 85 – 88.

ПРИМЕНЕНИЕ СИСТЕМ ПОДВОДНОГО ВИДЕОНАБЛЮДЕНИЯ ДЛЯ ОЦЕНИВАНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК

В.К. Фищенко, <u>А.В. Зацерковный,</u> А.А. Гончарова, П.С. Зимин, А.Е. Суботэ, А.В. Голик

ТОИ ДВО РАН, fischenko@poi.dvo.ru

Системы подводного видеонаблюдения все более широко используются в мире для долговременного наблюдения за состоянием прибрежных экосистем. В ДВО РАН первая такая система была установлена в конце 2012 года в бухте Алексеева (о-Попова, зал. Петра Великого) [1]. Некоторые результаты по наблюдению биоразнообразия бухты представлены в работе [2]. В 2015 году там же недалеко от первой системы была установлена вторая система с камерой, которая используется для долговременного наблюдения морских гидробионтов, обживших искусственный риф. В конце 2016 года была установленная третья система подводного видеонаблюдения – в бухте Витязь (зал. Посьета). Все камеры обеспечивают возможность просмотра живого видео подводных сцен в сети Интернет, а также по заданному временному расписанию пересылают моментальные снимки и короткие видео в базы данных системы научного мониторинга залива Петра Великого во Владивостоке [3].

Помимо наблюдения и анализа состояния морского биоразнообразия подводные камеры позволяют оценивать гидрологические характеристики среды в месте их расположения – вариации течений, параметры волнения, цветность, мутность воды. Это важно как в контексте сопровождения биологических наблюдений данными об условиях существования морских гидробионтов, так для других задач, например, для контроля гидрологических условий в местах строительства и эксплуатации подводных сооружений.

Для оценивания гидрологических характеристик могут использоваться естественные маркеры. Так течения в бухте Алексеева претерпевают значительные вариации и могут приводить к зрительно заметному изменению наклона донной растительности. Стаи мальков рыб, которые в некоторые сезоны существенно представлены в бухте, всегда ориентируются головой против течений, стараясь при этом сохранить постоянное положение в пространстве. В случае развитого ветрового волнения со дна бухты поднимаются различные взвеси. Совместно с мальками рыб и зоопланктоном они синхронно с прохождением волн осуществляют эллиптические движения в толще воды, которые могут быть зафиксированы камерой и использованы для оценки параметров волнения, прежде всего его периодичности. Однако более эффективно использование искусственных маркеров, специально размещаемых в поле зрения камеры. В [1] представлены некоторые результаты, связанные с применением в бухте Алексеева подводных вертушек и маркеров в виде теннисных шариков с положительной плавучестью на тонкой нити, закрепленной на дне. Отслеживая и затем, анализируя движения шариков в поле кадра можно оценить параметры вариаций подводных течений в проекции на плоскость, ортогональную оптической оси камеры. Отслеживая и анализируя процесс вращения лопастей вертушек можно оценить параметры течений в проекции на ось, ортогональную плоскости расположения лопастей. В результате анализа данных этих наблюдений в 2013 и 2014 годах подтверждено существование в бухте Алексеева широкого спектра колебательных горизонтальных движений воды, обусловленных, прежде всего, колебаниями уровня – ветровым волнением, зыбью, сейшами.

Зимой 2015-2016 годов нами была реализована и исследована методика регистрации вертикальных движений льда в бухте Алексеева на основе слежения надводными камерами за движениями маркеров, установленных на ледовой поверхности. Эти исследования показали, что в сигналах движения льда присутствуют все те же системы колебаний, по крайней мере, вплоть до сейшевых колебаний самой бухты с периодами 2-4 минуты, которые нами ранее были зафиксированы в данных летних видеоволномеров [4]. Во время проведения зимних наблюдений под водой находилась подводная камера. При выполнении профилактических работ оптическая ось камеры случайна была задрана вверх, так что оказалась видна подводная часть ледового покрова. Просматривая суточные анимации, составленные из поминутных моментальных снимков, мы обнаружили зрительно заметные колебания ледовой поверхности. Это дало основания для реализации методики слежения за вертикальными движениями льда и вариациями подводных течений с применением подводных камер. С поверхности льда были опушены в воду два маркера отрицательной плавучести, один на жесткой штанге, другой, на тонкой нити. На рис. 1а демонстрируется процесс регистрации движений подводных маркеров. На рис. 16 приведены 13-часовые осциллограммы сигнала вертикальных движений маркера на штанге (вверху) и сигнала горизонтальных движений маркера на нити (внизу). На рис. 16 приведены соответствующие амплитудные Фурье-спектры. На последних видно, что в данных вертикальных движений проявляются колебания уровня моря вплоть до сейшевых с периодом 10 мин, а в данных горизонтальных движений маркера на нити дополнительно проявляются более высокочастотные системы колебаний с периодами 2 мин, 35 сек, 10 сек.

Сравнение данных синхронных во времени наблюдений за вертикальными движениями льда надводной и подводной камерами показало их очень высокую корреляцию - около 0.98. Это подтверждает возможность организации зимних наблюдений за колебаниями уровня моря в прибрежных зонах на основе подводного видеонаблюдения. Такие наблюдения могут выполняться одновременно с основной задачей – контроля состояния морского биоразнообразия. Преимуществом подводных наблюдений является то, что они к устойчивы к погодным условиям, прежде всего снегопадам, затрудняющим видимость маркеров на поверхности льда береговыми камерами. Кроме того, они обладают лучшей разрешающей способностью в отслеживании сигналов движения льда, поскольку подводные маркеры расположены в непосредственной близости от камеры.

В конце 2016 г. – начале 2017 г. в бухте Витязь выполнялись подводные наблюдения за двумя маркерами – теннисным шариком с небольшой отрицательной плавучестью, подвешенным сверху на тонкой нити за конструкцию самой видеосистемы, и вертушкой. Камера была расположена в 100 метрах от берега на глубине около 5 метров. На рис. 1г демонстрируется процесс регистрации движений шарика и лопастей вертушки. На рис. 1д приведены амплитудные Фурье-спектры 6-суточных записей обоих сигналов. В спектрах синхронно проявляются пики на частотах, соответствующих волнам зыби с периодами 6-8 сек и ветровым волнам с периодами 2.5-4.5 сек. Од-

нако есть отличия в соотношении мощностей компонент зыби и ветровых волн. В данных вертушки мощность откликов ветровых волн существенно меньше, чем в данных движений шарика. Оба маркера находились примерно на одной глубине, так что эти отличия обусловлены не различным ослаблением движений частиц жидкости при передаче от поверхностных воле к точкам расположения маркеров. Возможно, ориентация вертушки лучше была «подвернута» под среднее направление распространения волн зыби, нежели ветровых волн. Но, скорее всего, сказывается то, что технология регистрации на базе вертушки менее чувствительна к быстрым вариациям движения воды по сравнению с технологий на базе отслеживания движений шарика. Фактически частотная характеристика вертушки в области высоких частот спадает быстрее, чем характеристика шарика. Для количественного сравнения методов регистрации движений воды обе компоненты волнения выделялись из сигналов шарика и вертушки методом частотной фильтрации, после чего рассчитывались их взаимные корреляции. Максимумы последних уверенно идентифицировались и были достаточно высокими – порядка 0.8 и для зыби и для ветровых волн. Временные сдвиги максимумов примерно соответствовали времени прохождения волн расстояния 1.5 м. межу маркерами. В спектре сигнала вертушки хорошо заметен пик, соответствующий периодичности около 80 сек, причина которого не очень очевидна - для поверхностного волнения период слишком велик, для сейшей слишком мал. Корреляционный анализ показал, что эта компонента синхронно наблюдается и в сигналах движения шарика, хотя ее присутствие в спектре последних не очень очевидно. На рис. 1е приведены частотно-временные спектрограммы обсуждаемых шестидневных записей (вверху – с шарика, внизу – с вертушки). Видно, что обе спектрограммы визуально похожи и при этом они хорошо отслеживают существенно нестационарную динамику частотного состава подводных движений воды в бухте, и соответственно, вызвавшего их поверхностного волнения.

В целом, считаем, что применение систем подводного видеонаблюдения для оценивания параметров гидрологических процессов может быть эффективным и полезным.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований «Дальний Восток» на 2015-2017 годы.

Литература

1. Суботэ А. Е., Зимин П. С., Фищенко В. К. Опыт разработки системы долговременного стационарного подводного видеонаблюдения // Современные методы и средства океанологических исследований: Материалы XIV Международной научно-технической конференции «МСОИ-2015». М., 2015. Т.2. С. 296 – 299.

2. Маркевич А.И., Суботэ А.Е., Зимин П.С., Фищенко В.К. Первый опыт использования системы долговременного подводного видеонаблюдения для биологического мониторинга





в заливе Петра Великого (Японское море) // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. 2015. № 1. С. 86-91.

3. Фищенко В. К., Голик А. В., Гончарова А. А., Олейников И. С., Подольский Л. А., Суботэ А. Е. Развертывание киберинфраструктуры и элементов системы комплексного оперативного мониторинга побережья и акваторий залива Петра Великого // Современные методы и средства океанологических исследований: Материалы XIV Международной научно-технической конференции «МСОИ-2015». М. 2015. Т.2. С. 300-303.

4. Фищенко В.К., Суботэ А.Е., Зимин П.С., Подольский Л.А. Разработка и применение конструкции широкополосного видеоволномера для регистрации поверхностного волнения и колебаний уровня моря // Физика Геосфер: Девятый Всероссийский симпозиум, 21-24 сентября 2015 г., Владивосток, Россия: мат.докл. / ФГБУН ТОИ ДВО РАН.- Владивосток: Дальнаука. 2015. С. 226 – 231.

ОСОБЕННОСТИ РЕЗУЛЬТАТОВ КОРРЕЛЯЦИОННОЙ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ СТРОЕНИЯ МОРСКОГО ДНА

В.А. Чупин

ТОИ ДВО РАН, chupin@poi.dvo.ru

При проведении ряда экспериментальных исследований, связанных с изучением трансформации энергии акустических колебаний в зоне перехода геосфер [1, 2], были определены новые направления исследований, связанные с разработкой и апробацией методики изучения структуры и состава морской земной коры с помощью береговых лазерных деформографов, использование которой имеет также прикладное значение, как бесконтактный, экологически чистый метод разведки полезных ископаемых и томографии морского дна в акваториях, покрытых припайным льдом.

Основные инструменты, применяемые для проведения экспериментальных исследований, это береговой мобильный лазерный деформограф (МЛД), [3] и низкочастотные гидроакустические излучатели [4], излучающие сигналы различной сложности и используемые как со льда, так и с открытой водной поверхности. Была разработана методика по генерации сложных фазоманипулированных сигналов и приёму сейсмоакустических сигналов МЛД. Эксперимент проводился в Амурском заливе Японского моря по одной методике в феврале и мае 2017 г. В феврале работа гидроакустического излучателя обеспечивалась со льда. В мае излучение в той же самой точке обеспечивалось с маломерного судна. МЛД был установлен на одном и том же временном фундаменте в каждом этапе эксперимента. Расстояние между станциями излучения и приёма сигнала составляло 3,15 км. Для проведения эксперимента была выбрана модель сигнала, состоящая из одного тонового сигнала длиной 300 с, паузой 30 с и одного фазоманипулированного участка излучения, общей продолжительностью 485 с. Дополнительно, после каждой серии излучения выполнялось излучение одного фазоманипулированного сигнала. Запись сигнала синхронизировалась посредством ГЛОНАСС-приёмников. При обработке экспериментальных данных использовалась процедура математической свёртки записи сигнала контрольного гидрофона и МЛД. По результатам обработки экспериментальных данных установлено, что лазерным деформографом зарегистрированы все фазоманипулированные сигналы, излученные во время проведения эксперимента.



Рис.1. Результат математической свертки сигнала со льда (вверху) и открытой водной поверхности (внизу)

На рис. 1 приведены результаты математической свёртки фазоманипулированного сигнала, излучавшегося с ледовой поверхности (верхний рисунок) и с открытой воды нижний рисунок. Так как методика эксперимента была практически идентична в обоих этапах, то можно сравнивать полученный результат. При излучении со льда МЛД регистрирует максимальный один приход сигнала, но при более тщательном анализе можно выделить еще 2-3 прихода. При излучении с водной поверхности результата свёртки представляется более выраженным и позволяет выделить до 5 приходов сигнала. По длительности время прихода сигнала составляет 1,3 с. Промежуток между максимумами приходов сигнала составляет 0,2-0,3 с.

В результате обработки данных МЛД были получены результаты математической свёртки для сигнала, распространяющегося под ледовым покровом и с открытой водной поверхности при одинаковой методике излучения и приёма акустического сигнала.

Работа выполнена при поддержке РФФИ 16-29-02023 (обработка данных) и ДВО РАН (подготовка и проведение эксперимента).

Литература

1. Чупин В.А. Исследование трансформации энергии акустических волн на границе геосфер // Физика геосфер: VIII Всероссий симп. 02-06 сент. 2013 г: мат. докл. Владивосток: С. 228-230.

2. Чупин В.А. Распространение низкочастотных гидроакустических колебаний на коротких и длинных дистанциях // Физика геосфер: IX Всероссий симп. 21-24 сент. 2013 г: мат. докл. Владивосток. Дальнаука. С. 247-248.

3. Долгих С.Г., Долгих Г.И., Чупин В.А., Яковенко С.В. Применение мобильного лазерного деформографа // Фотоника. 2016. №6(60). С. 82-87.

 Долгих Г.И., Ярощук И.О., Пивоваров А.А., Пенкин С.И., Швырёв А.Н. Низкочастотная широкополосная гидроакустическая излучающая система // Приборы и техника эксперимента. 2007. № 5. С.163-164.

СИСТЕМА РЕГИСТРАЦИИ ЛАЗЕРНОГО ДЕФОРМОГРАФА С СИНХРОННЫМ ДЕТЕКТОРОМ НА ОСНОВЕ ПОЛОСОВОГО ФИЛЬТРА

В.А. Швец

ТОИ ДВО РАН, vshv@poi.dvo.ru

В течение 2005-2016 гг. в лаборатории физики геосфер ТОИ ДВО РАН для изучения закономерностей взаимодействия океана с атмосферой и литосферой создавались и успешно применялись лазерные интерферометрыдеформографы и регистрирующие системы для них. Данные системы были созданы на основе систем экстремального регулирования, измерение разности хода производится компенсационным методом, который широко применяется в интерферометрических системах [1].

Важным функциональным блоком таких систем является синхронный детектор [2], входным сигналом для которого служит, как правило, выход частотно-избирательного усилителя (чаще всего резонансного). В разное время было создано несколько реализаций таких детекторов, как для аналоговых, так и цифровых регистрирующих систем. С увеличением частоты и амплитуды, принимаемых регистрирующей системой сигналов запаздывание выходного сигнала резонансных усилителей вносит существенную ошибку в измерения. Как известно из литературных источников, лучшие образцы резонансных усилителей имеют, как правило, групповую задержку 30-50 мкс [3]. Разработанные в лаборатории физики геосфер ТОИ ДВО РАН резонансные усилители являются малошумными, но в основном имеют групповую задержку 120-150 мкс. При такой величине групповой задержки на высоких частотах или при больших амплитудах регистрирующая система становится неработоспособной.

Для уменьшения групповой задержки с сохранением достаточного усиления разработан и создан синхронный детектор на основе полосового усилителя. Параметры полосового фильтра были выбраны следующие: центральная частота 100 кГц, усиление в полосе пропускания 40 дБ, ширина полосы 43 кГц, подавление -20 дБ на частотах 100±30 кГц. Использован фильтр Баттерворта 6-го порядка. На рисунке 1 представлена зависимость групповой задержки фильтра от частоты.



Рис.1. Групповая задержка фильтра

Из рисунка 1 видно, что заданные параметры обеспечивают на порядок меньшую величину групповой задержки по сравнению с резонансным усилителем.

На рисунке 2 представлено сравнение выходных напряжений резонансного усилителя и полосового фильтра.

Из рисунка 2 видно, что при высоких частотах резонансный усилитель (а) не только имеет значительную задержку сигнала, но и не достигает нулевого уровня сигнала при прохождении сигнала через экстремум. Такого не наблюдается при применении полосового фильтра (б), задержка сигнала составляет около 15 мкс. Работа синхронного детектора с полосовым фильтром обеспечивает прием колебаний с частотой до 5 кГц.


Рис. 2. Изображения, захваченные осциллографом при тестировании резонансного усилителя (а) и полосового фильтра (б). Частота тестового сигнала – 2 кГц. Частота пробного сигнала – 100 кГц.

Разработанный детектор прошел испытания в условиях экспериментальных работ, проводившихся в июле августе 2016 г. в районе МЭС «мыс Шульца» (б. Витязь, Приморский край) [4].

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ 16-29-02023 и программы «Дальний Восток».

Литература

1. Долгих Г.И., Будрин С.С., Долгих С.Г., Овчаренко В.В., Чупин В.А., Швец В.А., Яковенко С.В. Морские внутренние волны и атмосферные депрессии // ДАН. 2015. Т. 462. №5. С. 1-4.

2. Швец В.А. // ПТЭ. 2011. №1. С. 159-160.

3. Баскаков С.И. Радиотехнические цепи и сигналы // Учебник. 3-изд. перераб. дополн. 2000 год. С. 244-252.

4. Долгих Г.И., Будрин С.С., Овчаренко В.В., Плотников А.А. Особенности распространения акустических волн на шельфе убывающей глубины // ДАН. 2016. Т. 470. №1. С. 95-98.

ОБОСНОВАНИЕ ПРИНЦИПА ДЕЙСТВИЯ ВЕКТОРНО-ФАЗОВОГО СОНАРА

<u>В.А. Щуров</u>¹, Г.Ф. Иванова², А.С. Ляшков¹, Е.С. Ткаченко¹, С.Г. Щеглов¹

> ¹ТОИ ДВО РАН, shchurov@poi.dvo.ru ²МГУ им. адм. Г.И. Невельского

Совершенствование существующих приемных гидроакустических систем лежит в плоскости физического познания свойств подводного акустического поля, а именно, в расширении исследований не только скалярных, но и векторных свойств акустического поля. Созданная методика обработки сигнала принципиально отличается от существующей обработки в гидроакустических приемных скалярных системах, построенных на основе квадратичного детектора.

Фундаментальные свойства акустического поля, связанные с их векторной природой, могут быть использованы в реальных задачах гидроакустики. Одиночный комбинированный приемник малых волновых размеров при мультипликативной обработке сигналов, являясь корреляционным приемником, позволяет измерять в данной точке акустического поля временную когерентность и, что особенно важно, ее анизотропию. В данной работе обсуждается возможность построения алгоритма обнаружения слабых сигналов в сложных акустических условиях когерентной помехи и динамических шумов мелкого моря на основе явления компенсации встречных потоков энергии и связанной с процессом компенсации статистической неустойчивостью разностно-фазовых отношений [1,2]. Слабым сигналом считаем сигнал, мощность которого соизмерима с мощностью помехи, в этом случае отношение сигнал/помеха по каналу давления не должно превышать 3 дБ.

Алгоритм обнаружения на основе конкретного физического явления сводится к тому, что исследователь априори знает признаки появления искомого сигнала, связанного с данным явлением. Априорной информацией алгоритма обнаружения при компенсации встречных потоков энергии является «провал» уровня когерентной мощности и функции частотной когерентности относительно уровня помехи и шума на частоте (полосе частот) искомого сигнала. В фазовых спектрах на данной частоте должны наблюдаться или устойчивая разность фаз равная 180° при неполной компенсации, или случайная неопределяемая разность фаз при полной компенсации на тех же каналах.

Данный алгоритм должен иметь преимущество по сравнению с алгоритмом обнаружения сигнала в пассивном режиме в случае скалярных приемных систем, который сводится к известной схеме оценки выборочных функций случайного процесса [3]:

$$r(t) = s(t) + n(t), \qquad T_i \le t \le T_j : H_1$$

$$r(t) = n(t), \qquad T_i \le t \le T_j : H_0.$$
(1)

В соотношении (1) r(t) – выборка функции случайного процесса, s(t) – сигнал, n(t) – шум, $T_i - T_j$ – интервал времени наблюдения, H_1 , H_0 гипотезы о наличии и отсутствии сигнала. Статистический характер процесса обнаружения основан на методе проверки статистических гипотез и оценки параметров. Чтобы избежать затруднений, возникающих из-за незнания амплитуды сигнала и априорных вероятностей для выбора приемлемого значения вероятности ложной тревоги, используют критерий Неймана-Пирсона. По-

рог обнаружения выбирается таким, чтобы вероятность обнаружения оказывалась максимальной при максимальной вероятности ложной тревоги.

При оценке выборочных случайных функций векторного поля с учетом априорной статистической информации становится возможным значительно упростить процесс принятия решений в задаче обнаружения. Направление на источник звука определяется по формуле $\alpha = \operatorname{arctg} S_{pV_y}(f,t)/S_{pV_x}(f,t)$ или по скачку разности фаз $\Delta \varphi_x(f, t), \Delta \varphi_y(f, t)$ при вращении направленности диаграммы. Разделение по углу двух близкорасположенных источников определяется по критерию Релея [2, 4].

В отличии от классической модели обнаружителя построенного на основе квадратичного детектора, процесс обнаружения в котором сводится к сравнению мощности сигнала и шума, предлагается модель обнаружителя на основе физических свойств векторного акустического поля, а именно, на фазовом детекторе и когерентном детекторе. Вероятностно-статистический процесс обнаружения и принятие решений дополняет классическую схему обнаружения (критерий Неймана-Пирсона) введением новой схемы принятия статистических решений с использованием критерия Релея. На рис.1 приведена схема векторно-фазового сонара.



Рис. 1. Схема векторно-фазового сонара. 1 – элементы комбинированного приемника: a, b, c – диаграммы направленности векторных каналов x и y и канала акустического давления, соответственно; 2 – детектор когерентной мощности; 3 – фазовый детектор; 4 – оператор (процессор принятия решения); ω - угловая скорость вращения диаграммы направленности комбинированного приемника

Рисунки 2 – 5 демонстрируют поведение разности фаз $\Delta \varphi_{x,y}(f_0, t)$, функций когерентности $\operatorname{Re}\Gamma_{x,y}(f_0,t)$ и их производных от времени $\Delta \dot{\varphi}_{x,y}(f_0,t)$, $\operatorname{Re}\dot{\Gamma}_{x,y}(f_0,t)$ при переходе сигнала от подводной цели через минимум диаграммы направленности *y*-канала. Поскольку цель находится в максимуме диаграммы направленности *x*-канала, то для $\Delta \varphi_x(f, t)$, $\Delta \dot{\varphi}_{x,y}(f_0,t)$, $\operatorname{Re}\Gamma_x(f_0,t)$ и $\operatorname{Re}\dot{\Gamma}_x(f_0,t)$ не наблюдается особенностей от времени.



Рис. 2. Разности фаз: а $-\Delta \varphi_x(f_0,t)$, b $-\Delta \varphi_y(f_0,t)$. Время усреднения -8 с. Частота -400 ± 5 Гц

Рис. 3. Зависимость от времени производных разности фаз, представленных на рис. 2 а- $\Delta \dot{\phi}_x(f_0,t)$, b – $\Delta \dot{\phi}_y(f_0,t)$. Время усреднения – 8 с

Особенности этих величин наблюдаются в *y*-канале. Разности фаз $\Delta \varphi_y(f, t)$ и функция когерентности $\operatorname{Re}\Gamma_y(f_0, t)$ испытывают скачок: $\Delta \varphi_y(f_0, t)$ на 180°, $\operatorname{Re}\Gamma_y(f_0, t) - \operatorname{or} -1$ до+1; в точке перехода при $t \approx 200$ с их производные $\Delta \varphi_y(f_0, t)$, $\operatorname{Re}\dot{\Gamma}_y(f_0, t)$ также испытывают скачок, который хорошо виден на фоне нулевых значениях производных.

В векторном акустическом поле [1,2,4] при компенсации встречных потоков энергии статистические характеристики параметров $S_{pV_i}(f)$, $\gamma_i^2(f)$, $\Delta \varphi_i(t)$ могут быть признаком присутствия сигнала в смеси когерентной помехи и подводного окружающего шума; при этом мы имеем значительный выигрыш в соотношении сигнал/помеха.

Таким образом, фундаментальные свойства векторного акустического поля могут быть положены в основу создания обнаружителя – векторно-фазового сонара. Структура оптимального обнаружителя, построенного на



Рис. 4. Зависимости от времени: а – $\operatorname{Re}\Gamma_x(f_0,t)$, b – $\operatorname{Re}\Gamma_y(f_0,t)$. Время усреднения – 8 с. Реализация та же, что на рис.2, 3



Рис. 5. Зависимости от времени производных: a – $\operatorname{Re}\dot{\Gamma}_{x}(f_{0},t)$, b – $\operatorname{Re}\dot{\Gamma}_{y}(f_{0},t)$. Время усреднения – 8 с

базе одиночного комбинированного приемника малых волновых размеров, состоит из детектора когерентной мощности и фазового детектора. Статистическая обработка данных основана на преобразованиях Фурье и Гильберта. Оценка принятия гипотез H_1 и H_0 производится по одновременному совпадению характеристик априорных данных, а именно, провалов уровня соответствующих компонент когерентной мощности, функции частотной когерентности, и соответствующих им разностно-фазовых соотношений.

Литература

Shchurov V.A., Ilyichev V.I., Kuleshov V.P., Kuyanova M.V. // J. Acoust. Soc. Am. 1991.
 V. 90 (2), pt 1. P. 1002–1004.

2. Щуров В.А. Векторная акустика океана. Владивосток. Дальнаука. 2003. С. 307

3. Бурдик В.С. Анализ гидроакустических систем. Судостроение. 1988. С. 392

4. Способ определения пеленга на шумящий объект. Пат. №2444747 С1 РФ Щуров В.А.,

Иванов Е.Н., Иванов И.А. №2010126808; 10.03.12. Бюл. № 7

РЕГИСТРАЦИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЛАЗЕРНО-ИНТЕРФЕРЕНЦИОННЫХ МЕТОДОВ ИЗМЕРЕНИЙ

<u>С.В. Яковенко</u>, С.С. Будрин

ТОИ ДВО РАН, ser_mail@poi.dvo.ru

В Приморском крае на МЭС «мыс Шульца» ТОИ ДВО РАН в режиме непрерывных измерений работает комплекс приборов для измерения основных параметров геосфер [1]. Среди приборов комплекса основными являются измерители, построенные на основе лазерно-интерференционных методов измерений. Вариации микродеформаций земной коры определяются лазерными деформографами неравноплечего типа, установленными стационарно в различных вариантах исполнения. Эти установки имеют точность измерения вариаций микросмещения участка земной коры порядка 0,1 нм, рабочий диапазон до 1000 Гц при длине рабочего плеча от 17,5 до 52,5 м Интерферометры находятся в термостатированных камерах подземных помещений. Вариации атмосферного давления в пределах полигона определяются с помощью лазерного нанобарографа [2]. Точность измерений этим прибором составляет 0,50 мПа в частотном диапазоне до 1000 Гц.



Рис. Участок записи. Белая отметка – лазерный нанобарограф, черная отметка – лазерный деформограф с ориентацией запад-восток.

При обработке данных обнаружены колебания уровня микросмещений верхнего слоя земной коры, имеющие характерную связь с вариациями в колебаниях атмосферного давления. Особенностями зарегистрированного процесса, являются значительная длительность (от 40 до 220 минут), наличие экстремума, где смещения земной коры и знак изменения давления меняются, а также поддержание практически постоянной амплитуды даже при значительном снижении частоты во время затухания процесса. На рисунке приведен участок записи с одним из случаев регистрации.

Данная запись была сделана в 2014 году, когда было замечено два таких случая. В начале 2016 года обнаружено еще 6 случаев регистрации аналогичных сигналов. Предположение о сейсмической природе явления не подтверждено по причине отсутствия зарегистрированных в ГС РАН соответствующих событий. Регистрация всех случаев происходила одними и теми же приборами, однако вариации внешних условий повлияли на параметры данного явления, а именно длительность и частотные характеристики.

При анализе всех зарегистрированных случаев, мы пришли к выводу о том, что данное явление является результатом реакции верхнего слоя земной коры на резкий перепад атмосферного давления и являются литосферными гравитационными волнами. Невыясненным моментом остались прочие условия возникновения колебаний в литосфере, ведь перепады атмосферного давления во всех случаях имеют довольно рядовые, не экстремальные значения.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (проект №15-I-1-043).

Литература

1. Долгих Г.И., Будрин С.С., Долгих С.Г., Плотников А.А., Швец В.А., Яковенко С.В. Лазерно-интерференционные комплексы // Океанологические исследования дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана. Книга 2. 2013. С. 349-357.

 Долгих Г.И., Долгих С.Г., Ковалев С.Н., Корень И.А., Новикова О.В., Овчаренко В.В., Окунцева О.П., Швец В.А., Чупин В.А., Яковенко С.В.. Лазерный нанобарограф и его применение при изучении баро-деформационного взаимодействия // Физика Земли. 2004. №8. С.82-90.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И МОДЕЛЬНО-ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ)

НАБЛЮДЕНИЯ РЕЗКОГО УВЕЛИЧЕНИЯ ПОТОКА ПУЗЫРЬКОВОГО МЕТАНА ИЗ ДОННЫХ ОСАДКОВ В ВОДНЫЙ СЛОЙ В ЗОНАХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ РАЗЛОМОВ ПОСЛЕ ГЛУБОКОФОКУСНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

<u>Б.А. Буров</u>, А.С. Саломатин, А.И. Обжиров

ТОИ ДВО РАН, burov@poi.dvo.ru, salomatin@poi.dvo.ru, obzhirov@poi.dvo.ru,

Результаты исследований влияния сейсмической активности на процесс естественной эманации газов из донных осадков в водный слой, как и из почвенного слоя в атмосферу, занимают существенное место в научной литературе, прежде всего в связи с изучением возможности прогноза катастрофических землетрясений.

В данном сообщении представлены результаты натурных наблюдений, которые позволяют сформулировать гипотезу о глубокофокусных землетрясениях, как механизме доставки газов (в частности метана) из глубинных слоев Земли к ее поверхности, на те горизонты в донных осадках морей и океанов, где уже возможно образование газовых (метановых) гидратов. Представленные далее результаты регистрации пузырьковой эманации метана, выполненной после двух мощных глубокофокусных землетрясений, использованы для обоснования этой гипотезы.

Пузырьковый перенос метана из донных осадков в водный слой в Амурском заливе Японского моря был обнаружен 8 января 2011 г в 5 часов и регистрировался до 5 часов 30 минут UTC (хотя продолжался и далее) с помощью черно-белой видеокамеры, которая опускалась со льда над зоной разлома Муравьева-Амурского до расстояния видимости дна. Глубина залива в районе видеосъемки 6 м, (рис. 1). Видеозапись всплывающих пузырьков произведена из двух лунок удаленных друг от друга на расстояние 25 метров. Стоп-кадр с изображением двух "цепочек" всплывающих пузырьков представлен на рис. 2.



Рис. 1. Фрагмент карты [1] с обозначением разлома Муравьева-Амурского (1) и точки регистрации пузырькового выхода метана из донных осадков (2)



Рис. 2. Стоп-кадр с изображением цепочек восходящих со дна пузырьков газа (обведены светлыми линиями)



Магнитуда 5.0 75 км к востоку от Владивостока Глубина эпицентра Dmin=673.5 km,

NST = 129, Nph = 132, Rmss = 0.56 sec, Gp = 7°, M-type = body wave magnitude (Mb), Version = 7

Рис. 3. Координаты эпицентра землетрясения 7 января 2011 г. в 23:34:11 UTC и его основные характеристики.

Массовое всплытие пузырьков газа в обозначенном районе Амурского залива не наблюдалось ни до, ни спустя двое и более суток после землетрясения, хотя в эти периоды были проведены многочисленные видеосъемки установленных на дне залива гидрофизических приборов.

Второй случай быстрого и значительного увеличения потока пузырьков газа из донных осадков зарегистрирован акустическими средствами в 59 рейсе НИС «Академик М. А. Лаврентьев» 10 - 14 августа 2012 г. в процессе наблюдения за интенсивностью газового факела F1. Факел F1 приурочен к зоне апофиза Восточно-Сахалинского глубинного разлома (рис. 5).



Рис. 4. Глубоководный метановый факел до (F1) и после (F1-1 - F1-3) землетрясения 14 августа 2012 г.



Рис. 5. Положение эпицентра глубокофокусного землетрясения 14 августа 2012 года (Э) и газового факела F1 на карте [2]. 1 – ответвления Восточно-Сахалинского разлома; 2 – Центрально - Сахалинский разлом; 3 – Западно-Сахалинский разлом; крестики – мелкофокусные землетрясения; ромбы – газовые факелы.

Интенсивность газового факела определялась по мощности отраженного акустического сигнала, которая пропорциональна потоку пузырьков. Сопоставление интенсивностей этого газового факела 10 августа 2012 г. (до землетрясения магнитудой 7,7, которое произошло 14 августа 2012 г. в 4:59 UTC в 158 км северо-восточнее Поронайска на глубине 626 км рис. 5) и 14 августа 2012 г. (рис. 4), показывает, что интенсивность факела после землетрясения возросла более чем на 2 порядка и достигла 5 моль/с.

Выводы.

Представленные в данном сообщении два эпизода инструментальных наблюдений увеличившейся более, чем на 2 порядка интенсивности пузырькового переноса газов из донных осадков в водный слой после глубокофокусных землетрясений были зарегистрированы в разных морях (Японском и Охотском), на существенно отличающихся глубинах (6 м и 2200 м) и в разные годы. Однако у обоих этих эпизодов есть следующие общие характеристики:

1. На порядки возросшие потоки пузырьков газов.

2. Возрастание потоков газа произошло после землетрясений, оба из которых оказались глубокофокусными и имели близкие глубины эпицентров (673 и 626 км).

3. Оба события произошли над глубинными тектоническими разломами.

Названные выше общие характеристики обоих эпизодов позволяют сформулировать гипотезу о возможности действия глубокофокусных землетрясений как механизмов накачки (возможно взрывной) глубинных газов из мантии в коровый слой Земли. Наиболее быстро и мощно действие этого механизма (сейсмического насоса) должно проявляться в верхних слоях земной коры в наиболее проницаемых зонах разломов, что и произошло в описанных выше наблюдениях.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Ханкайская серия. Л-52-XII (Владивосток), К-52-XVIII (Зарубино). МПР РФ Приморская поисково-съемочная экспедиция, 2002.

2. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 275 с.

ПОДНЯТИЕ ДАРВИНА И ВОПРОСЫ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ИНДИКАЦИИ НАДПЛЮМОВЫХ МЕГАСВОДОВ ДНА ТИХОГО ОКЕАНА

А.А. Гаврилов

ТОИ ДВО РАН, gavrilov@poi.dvo.ru

Совокупность многочисленных возвышений и горных сооружений, сконцентрированных в центре Тихого океана, была впервые выделена и описана в виде целостного образования – поднятия Дарвина – Г.У. Менардом в 1964 г. [1]. Оно образовалось около 100 млн. лет назад и сложено преимущественно вулканитами основного состава. В плане имеет вид неправильного треугольника (длина 10 тыс. км, ширина около 4 тыс. км), вытянутого с ЮВ на СЗ. Формирование этой гигантской океанической морфоструктуры Г.У. Менард связывал с масштабными магматическими процессами, обусловленными существованием широтного выступа мантии. Предполагалось, что его возникновение – следствие конвективных процессов в недрах нашей планеты.

В последние годы развернулась дискуссия о правомерности выделения поднятии Дарвина. В честности, Н. Смут [2] подчеркивает отсутствие батиметрических и альтиметрических (спутник GEOSAT) данных о рельефе дна северо-западной части Тихого океана и материалов о крупных аномалиях силы тяжести, которые бы подтверждали целостность такого крупного поднятия. Т. Яно [3] полагает, что поднятие Дарвина подтверждается имеющимися материалами бурения и драгирования. Рассматривая расположение ареалов позднемезозойских вулканических пород, которые установлены в Западной части Тихого океана, он предлагает реконструкцию и палеобатиметрические модели, связанные с этой положительной морфоструктурой. Д. Чой в своей работе [4] ставит вопросы о необходимости выявления единого структурного основания поднятия Дарвина и оценки его региональной позиции. Он предлагает рассматривать в качестве такого тектонического каркаса поднятия юрско-раннемеловой вулканический пояс, который развивался вдоль глобальной системы прогибов фундамента и глубинных разломов дна Тихого океана.

В настоящее время подобные магматогенные мегаподнятия, сопряженные с выступами мантии, рассматриваются как проекции глубинных инъективных дислокаций – плюмов, зарождающихся во внешнем ядре Земли [5]. Поэтому анализ критериев выделения и формирования поднятия Дарвина затрагивает общие вопросы геолого-геоморфологической индикации плюмов и явлений глубинной очаговой геодинамики при исследовании фундаментальной проблемы структурно-вещественного и энергетического взаимодействия мантии и земной коры океанических областей.

Известно, что при выделении морфоструктурных элементов суши и дна акваторий мезозойские и более древние дислокации будут отражаться в рельефе лишь в том случае, если на неотектоническом этапе они развивались унаследовано и не претерпели существенных трансформаций. Поднятия, которые испытали масштабную денудацию или тектоническую деструкцию выражены, обычно, на топографических или батиметрических картах только виде остаточных форм рельефа. Поэтому они не могут быть идентифицированы на основе батиметрических данных: их необходимо реконструировать. С другой стороны, использование геологической информации без привязки к рельефу не позволяет выделить унаследовано развивающиеся и наложенные рельефообразующие тектонические формы, установить возможные трансформации морфоструктурного плана на разных этапах его эволюции. Принципиальное значение для оценки конструктивных или деструктивных

принципиальное значение для оценки конструктивных или деструктивных тенденций развития рельефа имеет и геофизическая информация (сейсмика, гравиметрия и др.) о мощностях земной коры, о распространении эффузивов под толщей рыхлых отложений, наличии зон глубинных разломов, центров эндогенной активности недр. Поэтому только комплексное применение и синтез геоморфологических, геологических и геофизических данных позволяет получать относительно адекватные модели строения и развития рельефа и его тектонического основания. Необходимо также определить параметрические, иерархические отношения элементов морфоструктурных планов рассматриваемых областей, определить доминирующие факторы эндогенного морфогенеза, основные типы дислокаций и др.

По мнению автора, принимать юрско-раннемеловые вулканогенные сооружения дна центральной части Тихого океана за тектоническую основу поднятия Дарвина можно лишь при двух основных условиях: 1 – наличие региональной системы линейно расположенных и близких по площади ареалов вулканитов и цепочек магматических центров соответствующего возраста; 2 – унаследованное развитие поднятия и его частей на протяжении всех этапов тектонической эволюции, что обеспечивает близкие батиметрические характеристики, соотносимые уровни экспозиции систем вулканических сооружений. Но, как показывает анализ батиметрии и геологии региона, это не так. Повсеместно отмечается дискретное и крайне неравномерное размещение ареалов юрских, ранне- и позднемеловых пород. При этом большая их часть(70-80%) концентрируется в пределах выделяемого автором Западно-Тихоокеанского мегасвода, намеченного автором в 1997 г. [6] как ядра Индо-Тихоокеанской планетарной кольцевой мегаструктуры. В других районах позднемезозойские комплексы пород развиты лишь ограниченно, слагая отдельные блоковые или очаговые структуры. Если анализировать батиметрические данные, то на дне Западной Пацифики не выделяется единой региональной области поднятий, а существует лишь серия разобщенных и удаленных друг от друга на многие сотни километров и более изометричных архепелагов островов, подводных горных массивов и вулканогенных хребтов. Они характеризуются некоторыми общими чертами строения, но развивались во многом независимо друг от друга. Поэтому нет достаточных геоморфологических, геологических и геофизических оснований рассматривать различные морфоструктуры центральной части Пацифики как части целого. Это заставляет согласиться с мнением Н. Смута [2] о том, что поднятие Дарвина существует лишь виртуально [7].

Главные элементы морфоструктурного плана региона на данном этапе геологического развития – изометричные тектономагматические поднятия с радиально-концентрическим размещением вулканических сооружений и с соответствующей гипсометрической зональностью, а также вулканические горные хребты, сопряженные с глубинными магмоконтролирующими разломами. Максимально высокая концентрация ареалов позднемезозойских и кайнозойских магматитов в пределах крупных поднятий океанического дна позволяет рассматривать их как проекции длительно-живущих глубинных центров эндогенной активности (плюмы), которые формируют на поверхности закономерно организованные системы вулканических сооружений и экструзивных, интрузивных дислокаций. Только так можно объяснить огромные масштабы магматических явлений, автономность развития, длительность существования, пульсационный характер развития, морфологию и внутреннее строение возвышенностей океанического дна, имеющих все черты и особенности развития очаговых морфоструктур с симметрией центрального типа (МЦТ), которые типичны и для орогенных поясов и областей суши. Ряды вулканических центров и сопряженных с ними МЦТ в зонах крупных разломов служат тектонической основой протяженных горных хребтов океанического дна, узлы пересечения которых приурочены, как правило, к ядрам надплюмовых мегасводов. Закономерно организованные в пространстве системы островных поднятий и подводных горных массивов характеризуются относительно повышенными мощностями земной коры. К наиболее крупным таким поднятиям приурочены отрицательные гравитационные аномалии в редукции Буге, отражающие наличие у них определенного изостатического потенциала.

В процессе эволюции глубинные энергетические центры, связанные с ними инъективные дислокации и потоки тепломассопереноса при взаимодействии со слоистой геологической средой формируют не только каркасную сеть разрывных нарушений, но и ярусную систему сателлитных магматических очагов. Они локализуются в узлах пересечений радиальных и дуговых конических разломов с границами геолого-геофизических разделов, где происходит скачкообразное изменение литостатического давления. При этом образуется три универсальных типа инфраструктур МЦТ: ядерный бессателлитный, ядерно-сателлитный и безъядерно-сателлитный [7]. Проведенные исследования показали, что они проявлены у всех известных генотипов и рангов МЦТ. Это свидетельствует о наличии подобия схем их внутреннего строения или структурной гомологии очаговых систем, что подтверждается сходством формул симметрии объектов. В основе инвариантности развития МЦТ лежит следующий ряд факторов: 1 – наличие энерго–, газо-, флюидо- или магмогенерирующих центров, очагов; 2 – слоистое строение недр; 3 – существование термодинамически (принцип наименьших затрат) обусловленных общих механизмов формирования инъективных дислокаций и очаговых систем; 4 – сходство форм, способов и условий миграции эндогенного материала при процессах тепломассопереноса в геологической среде.

Из этого положения следует, что модели локальных очаговых структур, разработанные на основе репрезентативных геоморфологических и геолого-геофизических данных, принципиально применимы для объяснения механизмов формирования, развития и морфологии мантийных диапиров, плюмов, представляющих собой глубинные инъективные дислокации. Наличие гомологии между планетарными, региональными и локальными МЦТ служит важным признаком достоверности выделения мегаобъектов. Выделение геологами проекций плюмов в пределах дна Тихого океана и других областей в виде форм далеких от фигур центрального типа (в честности, поднятия Дарвина в виде неправильного треугольника) некорректны. Ряд исследователей, например, соотносит проекцию Южно-Тихоокеанского суперплюма с Восточно-Тихоокеанским поднятием (длина - 7600 км, ширина – 850 км) [8], что полностью противоречит существующим моделям инъективных дислокаций. Представляется, что применение апробированных на суше методик выявления мега-МЦТ приведет к выявлению более адекватной системы плюмов дна Тихого океана.

Все существующие факты указывают на то, что главные факторы эндогенного рельефообразования океанических областей связаны с геодинамикой глубинных и коровых очаговых систем, магматизмом и линеаментно-блоковой тектоникой. Поэтому очаговые морфоструктуры разных глубин заложения, их изометричные и линейные, приразломные группировки рассматриваются автором как важнейшие и типичные элементы строения дна Тихого океана, изучение которых необходимо для решения целого ряда фундаментальных и прикладных (минерагения, вулканическая опасность и др.) задач.

Литература

1. Menard H.W. Marine Geology of Pacific. New York, McGraw-Hill, 1964. 255p.

2. Smoot. N.C. Darwin Rise– Sisyphus and oceanography // New Concepts in Global Tectonics Journal (International journal for New Concepts in Global Tectonics), 2014. V. 2. No. 3. P. 41.

3. Yano. T. Late Mesozoic tectono-magmatism in the west Pacific Ocean – Did the Darwin rise demise or revise? // NCGT Journal, 2014. V. 2. №. 3. P. 42-54.

4. Choi. D.R. Tectonic framework of the «Darwin Rise» // NCGT Journal, 2014. V. 2. №. 4. P. 94-98.

5. Грачев А.Ф. Мантийные плюмы и проблемы геодинамики // Физика Земли. 2000.
 № 4. С. 3-37

6. Gavrilov A.A.The large-scale ring structures of Earth (on data of tectonic geomorphology) / Fourth internitional conference in Geomorpholigy / Astracts Int. Geomorpholog Congr., Bologna, 1997. V. 1. P. 175.

7. Gavrilov A.A. The Darvin Rise and geomorphologic-geological indication of focal systems on the Pacific ocean floor // NCGT Journal, 2015. V. 3. № 2. P. 196-207.

8. Maruyama S., Kumazava M., Kawakami S. Towards a new paradigm of the Earth's dinamics // J. of the Geol. Soc. Japan, 1994. V. 100. № 1. P.1-3.

РАЗЛОМЫ ПОЛУОСТРОВА ГАМОВА И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ТЕРРИТОРИИ ПО ДАННЫМ ДЕШИФРИРОВАНИЯ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ

А.А. Гаврилов

ТОИ ДВО РАН, gavrilov@poi.dvo.ru

Системы разрывных нарушений представляют собой важнейшие структурные элементы литосферы. Им принадлежит определяющая роль в контроле магматизма, явлений рифто- и орогенеза, в формировании дизьюнктивных дислокаций и общей блоковой делимости литосферы, в гравитационном перемещении масс горных пород (оползни, обвалы и др.) и реализации многих других геологических и геоморфологических процессов. Вопросам изучения разломов Южного Приморья посвящены многочисленные публикации геологов и геофизиков [1, 2, 3 и др.], однако выявление возможно полной сети разрывных дислокаций региона по-прежнему остается актуальной проблемой.

Необходимость активизации таких исследований во многом обусловлена появлением массива данных дистанционного зондирования из космоса, позволяющих решать целый комплекс вопросов по выделению, идентификации и исследованию региональной системы дизъюнктивных дислокаций. Для выявления разрывных нарушений используются геоморфологические, геологические, геофизические методы, а также данные дешифрирования материалов аэрофотосъемок различного масштаба и космических снимков (КС). При геоморфологической и геологической индикации разломов акцентируется внимание на линейных очертаниях элементов рельефа и структурного плана, на геометрии геологических тел и границах разнородных комплексов, на характере, степени дислоцированности пород, цепочечном, субпаралльном размещении объектов, а также на других признаках линейной упорядоченности. Сходные системы критериев для выделения разрывных дислокаций используются и при анализе аномалий геофизических полей. В качестве основных признаков идентификации разломов на КС обычно рассматривают: 1 – линейные границы раздела двух или более участков территории с различным окрасом, плотностью фототона и структурой изображения; 2 – прямолинейные формы рельефа (долины рек, протяженные уступы, обрывы и др.); 3 – протяженные (непрерывные или дискретные) линейные выделы, полосы фототона со своим набором характерных признаков, связанных с контрастным рисунком, цветом и структурой изображения [4]. Выраженность разрывных нарушений в рельефе и ландшафтах оценивается на основе сравнения яркости и контрастности аномалий фототона, давая возможность оценить степень возможной активности дешифрируемых структур на неотектоническом этапе развития.

Проведенные исследования показывают, что материалы геолого-съемочных и геофизических работ не в полной мере отражают сеть разрывных дислокаций территории. Некоторые из дешифрируемых на КС трансрегиональных и региональных линеаментов показаны на геологических и тектонических картах фрагментарно, либо вообще не представлены. Наиболее полный синтез разноплановой геолого-геоморфологической, геофизической информации и данных дистанционного зондирования из космоса реализуется в рамках морфоструктурного или морфотектонического подхода [5].

В связи с наличием на МЭС м. Щульца ТОИ ДВО РАН современного комплекса аппаратуры (лазерный деформометр, станция GPS и др.) для проведения наблюдений за процессами новейшей геодинамики литосферы целесообразно выявление возможно полного ансамбля дизьюнктивных дислокаций пол-вов Шульца, Гамова и прилегающих территорий. Для этой цели автор использовал комплект космических снимков программы «Google Earth – 2015» разных масштабов (от 1:500 000 до 1: 50 000).

В геологическом строении юго-западного Приморья принимают участие вулканогенные, терригенные, терригенно-вулканогенные комплексы пермского возраста и эродированные массивы позднепермских гранитоидов. Для установленных в ходе геолого-съемочных работ массивов базитов (габбро-пироксенитовый комплекс) предполагается более древний возраст (поздний рифей?). Они выходят на поверхность в виде отдельных блоковых структур, имеющих меридиональную ориентировку. Все эти в значительной степени дислоцированные комплексы пород образуют фундамент эпигерцинской платформы, основные элементы которого представлены преимущественно антиклинальными структурами (Зарубинская, Новгородская. Сухановская Барабашская антиклинали). В их пределах широко развиты локальные приразломные складки и складки сдавливания, с которыми сопряжены зоны кливажа и рассланцевания. Среди разрывных нарушений выделяются крупные сдвиги (Западно-Приморский, Зарубинский, Цукановский и др.), локальные взбросы, взбросо-надвиги, сбросы и сбросо-сдвиги. Максимальные амплитуды горизонтальных смещений пластин и блоков пород достигают первых километров [6]. Мезозойский чехол образуют ранне-, среднетриасовые и более молодые мезозойские терригенные отложения. Сохранившиеся фрагменты плитного комплекса развиты севернее и представлены как на континентальной суше, так и островах зал. Петра Великого [7]. В эпоху регионального орогенеза (поздний мел), охватившего всю территорию юга Дальнего Востока, и в ходе деструктивных преобразований окраин континента в среднем и позднем кайнозое (эоцен-миоцен) трансформации структурного плана региона проявились дифференцированно. Если в пределах горных сооружений юго-западной части Приморья платформенный чехол оказался в различной степени деформирован, то на островах Русский, Аскольд, Путятин сохранилось субгоризонтальное залегание слоев пород.

Как показывают результаты палеогеодинамических реконструкций [6], для палеозойского этапа тектогенеза характерны структуры сжатия субмеридионального направления. В мезозойскую эру важную роль в тектонической эволюции региона стали играть левые сдвиги ССВ простирания, формировались субширотные взбросо-надвиги. В это время произошла смена геодинамической обстановки: ориентировка векторов напряжений сжатия сменилась с субширотного (палеозой) на субмеридиональное направление. Очевидно, что главные этапы активизации исторически сложившейся региональной сети разломов и формирования новых дизьюнктивных дислокации связаны с позднепермским и позднемеловым этапами регионального горообразования.

Тектоническую основу пол-ва Гамова составляет меридиональный ряд из двух интрузивно-купольных поднятий, сложенных породами тоналит-гранитового комплекса позднепермского возраста и гранит-лейкогранитами раннеюрского гвоздевского комплекса при участии отдельных мелких блоков базитов и вулканогенно-терригенных образований решетниковской свиты. Среди широко распространенных зон разрывных нарушений пол-ва наблюдаются следы гидротермальных изменений пород и динамометаморфизма (кливаж, рассланцевание, брекчирование). В береговых обрывах наблюдаются многочисленные фрагменты плоскостей сместителей, зеркала скольжения. Пол-в Шульца представляет собой в геологическом отношении блоковую структуру – франгмент южного купольного поднятия.

Многие отмеченные особенности геологического строения и истории развития территории находят отражение в сети линеаментов территории, которые проявлены на КС.

1. На схеме (рис.) дешифрирования отчетливо доминируют разломы ортогональной и С-В ориентировки. Разрывные нарушения С-З направления

распространены ограниченно, главным образом на прилегающем шельфе. 2. Субпараллельное расположение многих линеаментов свидетельствует о наличии региональных трендов структурных направлений, сохраняющихся на значительных площадях. 3. Высокая плотность разрывных нарушений и предопределена палеозойским возрастом пород и наличием нескольких этапов тектономагматической активизации территории. Следы масштабных горизонтальных перемещений блоков не фиксируются. 4. Разломы суши продолжаются в пределах дна прилегающих акваторий, обусловливая формирование гипсометрических уступов, ложбин, расщелин и других неровностей подводного рельефа шельфа. 5. Подтверждается определяющая роль разрывных нарушений в формировании границ и очертаний береговой линии [8]. 6. Выделение дифференцированно развивающихся блоковых структур требует привлечения дополнительной геолого-геоморфологической информации. 7. Последующие исследования связаны с полевой заверкой линеаментов и изучением морфодинамических, генетических характеристик соотносимых с ними разрывных нарушений в береговых обрывах.



Рис. Схемы линеаментов пол-ва Гамова и прилегающей территории (А), пол-ва Шульца (Б)

 1 – береговая линия; 2 – крупный гипсометрический уступ на шельфе;
 3 – линейные аномалии фототона (линеаменты), соотносимые с зонами разрывных нарушений; 4 – акватории.

Литература

1. Шевалдин Ю.В. Аномальное магнитное поле Японского моря. М.: Наука, 1978. 73 с.

2. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М: Наука, 1989. 164 с.

 Олейников А.В., Олейников Н.А. Геологические признаки сейсмичности и палеосейсмология Южного Приморья. Владивосток.: Дальнаука, 2001. 183 с.

4. Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Д. Основы линеаментной тектоники. М.: Наука, 1986. 140 с.

 Гаврилов А.А. Разрывные нарушения Южного Приморья как зоны геодинамического риска (по данным геолого-геоморфологического изучения побережий зал. Петра Великого) // «Вестник ДВО РАН», 2014. № 4. С. 75-86.

 Уткин В.П., Неволин П. Л., Митрохин А. Н. Позднепалеозойский и мезозойский планы деформаций юго-западного Приморья // Тихоокеанская геол., 2007. Т. 26. № 4. С. 3-21.

7. Гаврилов А. А. Некоторые парадоксы неомобилистких палеогеодинамических моделей и реконструкций (юг Дальнего Востока) // Отечественная геология, 2009. № 4. С. 53-61.

 Гаврилов А.А. Роль разрывных нарушений в формировании береговых линий Охотского и Японского морей. Ст 2. Локальные аспекты исследований (зал. Петра Великого) // Геоморфология, 2009. № 4,. С. 64 -73.

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЮЖНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ

<u>В.Б. Каплун</u>, А.К. Бронников

ИТиГ ДВО РАН, kaplun@itig.as.khb.ru

Проведены магнитотеллурические зондирования в 50 пунктах наблюдения со средним шагом около 5 км в широком частотном диапазоне от 10⁴ до 10⁻³ Гц по профилю г. Спасск-Дальний – бух. Зеркальная. Профиль начинается на Ханкайском супертеррейне, пересекает Сихотэ-Алинский орогенный пояс (САОП) [1] и заканчивается на побережье Японского моря. В результате интерпретации построен геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии до глубины 150 км (рис.1).

Над разрезом показан график аномального гравитационного поля Δg, мГал.

На геоэлектрическом разрезе выделена земная кора переменной мощности 20-50 км, состоящая из блоков высокого электрического сопротивления (ЭС) свыше 1000 Ом м. Подошва верхнего слоя высоко ЭС в основном совпадает с границей М, определенной по данным ГСЗ [5]. Наибольшая мощность земной коры до 50 км по данным МТЗ выделяется под Ханкайским супертеррейном и Восточно-Сихотэ-Алинским вулканическим поя-



Рис. 1. Геоэлектрический разрез по профилю г. Спасск-Дальний – бух. Зеркальная, построенный по результатам трехмерной интерпретации данных магнитотеллурических зондирований с вынесенными на него элементами строения земной коры, полученных по данным ГСЗ [5] и включающая только континентальную часть профиля.

1 – пункты МТЗ и их номера; 2 – основные разломы: І – Среднеханкайский, ІІ – Арсеньевский, ІІІ – Самаркинский, IV – Меридиональный, V – Центральный Сихотэ-Алинский, VI – Фурмановский, согласно [2]; 3 – второстепенные разломы: У – Уссурийский, по [3], Я – Яковлевский [1], В – Восточный [4]; 4 – зоны глубинных разломов по данным ГСЗ [5]: 3 – Западно-Сихотэ-Алинская, 5 – Даубихинская, 6 – Центральная Сихотэ-Алинская, 7 – Прибрежная, 9 – Фудзино-Иманский сдвиг, 16 – Фурмановская; 5 – поверхность Мохоровичича; 6 – зоны низкого электрического сопротивления: 1 – Кокшаровская, 2 – Кавалеровская, 3 – Яковлевская, 4 – Восточная, 5 – Спасская.

сом. Границами между блоками земной коры являются субвертикальные и наклонные зоны низких ЭС от десятков до первых сотен Ом·м. Всего выделено пять зон низкого ЭС. Эти зоны связываются в основном со второстепенными разломами, которые трактуются как зоны растяжения (*Bocmouная, Яковлевская*), зоной надвига (*Cnacckaя*), зонами рудной минерализации (*Кокшаровская, Кавалеровская*). Наименьшими ЭС характеризуется *Кокшаровская зона*, представленная телом высокой проводимости на глубине 8-10 км шириной 10-15 км и длиной не менее 50 км.

Внутрикоровых слоев низкого ЭС выделено не было. Вероятно, их распространение имеет локальный характер.

Основные разломы САОП, являясь границами между основными структурными элементами различного возраста и генезиса, практически не выделяются на геоэлектрическом разрезе земной коры. Они отчетливо прослеживаются по геологическим данным, но не проявляются как тела с низким ЭС по отношению к соседним объектам. Это особенно касается Центрального Сихотэ-Алинского разлома, расположенного в блоке высокого ЭС, образование которого произошло, вероятно, в результате регионального сжатия, метаморфизма и переплавление пород соседних блоков земной коры с образованием крупных гранитоидных полей по обеим сторонам разлома.

Второстепенные разломы, которые являются оперяющими к основным, наоборот проявляются на геоэлектрическом разрезе, как зоны низких ЭС, что связывается с кайнозойским периодом тектонической активизации региона и процессами растяжения земной коры.

Верхняя мантия имеет неоднородное строение. Наиболее низкие значения ЭС отмечаются в диапазоне глубин 40-:-80 км под центральной частью САОП. В диапазоне глубин 80-:120 км они подстилаются слоем повышенного электрического сопротивления 350-:-450 Ом·м протягивающегося от побережья в западном направлении и упирающегося в область повышенных электрических сопротивлений около 500 Ом·м, расположенную под Ханкайским супертеррейном. Выделенная структура связывается с остатками древней субдукционной зоны.

На основе полученного геоэлектрического разреза земной коры и верхней мантии и привлечении геотермических [6], сейсмических [5], гравитационных, геологических и петрологических [7, 8, 9, 10] данных предложена геодинамическая модель развития района исследований. Сделаны оценки теплового режима верхней мантии показывающие уменьшение её температуры с позднемиоценового времени на 200-500°С и подтверждающие геотермические данные о нестационарном режиме охлаждения [6].

Рассмотрена связь глубинного строения и величины ЭС верхней мантии с сейсмичностью. Выявлено, что над областями высокого ЭС уровень и интенсивность сейсмичности выше, чем над областями низкого ЭС. Сопоставление геоэлектрических разрезов по Северному [11] и Южному Сихотэ-Алиню показало как их сходство, так и различия, связанные с особенностью тектонического строения территории. Как на севере, так и на юге Сихотэ-Алиня земная кора имеет высокое ЭС и разделена на блоки зонами низких ЭС. Земная кора подстилается областью низкого ЭС от первых десятков до первых сотен Ом м, но на севере её ЭС ниже чем на юге. Её мощность на юге составляет около 40 км, а на севере - около 80 км. Геоэлектрический разрез верхней мантии на юге САОП имеет более сложное строение, чем на севере.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН №15-І-2-068.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.М. Ханчука - Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. – С.1-572.

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) L-(52),53; (К-52,53) (оз.Ханка). ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, 2011.

3. Уткин В.П. Сдвиговый структурный парагенезис и его роль в континентальном рифтогенезе восточной окраины Азии // Тихоокеан. геология. 2013. Т.32. №3. С.21-43.

4. Уткин В.П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240, № 2. С. 400-403.

5. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М., «Наука», 1976. 92 с.

 Глубинное строение и металлогения Восточной Азии / отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышев, Б.Г. Саксин. – Владивосток: Дальнаука, 2010. – 332 с.

7. Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология, 2013. Т.21. №1. С.84-108.

8. Мартынов Ю.А., Голозубов В.В., Ханчук А.И. Мантийный диапиризм в зонах конвергенции литосферных плит // Геология и геофизика, 2016. Т.57. №5. С.947-961.

9. Kuritani T., Ohtani E., Kimura J.-I. Intensive hydration of the mantle transition zone beneath China caused by ancient slab stagnation. // Nature Geoscience, 2011, v.4, p.713-716.

10. Sun, M.D., Chen H.L., Zhang F.Q., Wild S.A., Dong C.W., Yang S.F. A 100 Ma bimodal composite dyke complex in the Jamusi Block, NE China: An indication for lithospheric extension driven by Paleo-Pacific roll-back. // Lithos, 2013. v.162-163. p.317-330.

11. Каплун В.Б., Бронников А.К. Геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии Северного Сихотэ-Алиня по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеан. геология. 2017. Т.36. №4. С.18-37.

СРАВНЕНИЕ СТРУКТУР РЕЛЬЕФА И ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ В АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОМ РЕГИОНЕ

<u>В.В. Лепешко</u>, Б.А. Казанский, Ю.И. Мельниченко

ТОИ ДВО РАН, lep@poi.dvo.ru

Цель работы – уточнение роли геодинамики в эволюции земной коры региона. Здесь приводится описание одного из этапов сравнительного анализа – сравнение строения рельефа и гравитационного поля по их структурным рисункам.

Неоднородности в строении гравитационного поля и рельефа имеют причинно-следственные связи. Распределение неоднородностей в земной коре прямо и косвенно контролируется тектоническими деформациями. Соответственно изменяется и облик поверхности коры. Сравнение структур геофизических полей и рельефа даёт информацию, дополнительную к геологической, позволяет уточнить направления и последовательность деформаций в объёме коры.

Работа выполнялась в четыре стадии: 1 – обработка данных и построение карт, 2 – выявление закономерностей по характерным структурным рисункам карт, 3 – районирование по выбранным критериям и показателям, 4 – проведение сравнительного анализа, обобщения, построение моделей.

Применены массивы альтиметрических данных, представленные в Интернете [1,2]. Они различаются детальностью, интерактивными возможностями. Авторы пользовались данные программы ETOPO 1' [1] Обработка данных проводилась в форматах «SURFER», «EXCEL», «PaintNET». С их помощью картографический образ изучаемых объектов может быть отображён разнообразно, с необходимыми детализациями, трансформациями и обобщениями [3, 4].

Таким образом, был составлен комплект карт аномалий гравитационного поля и рельефа региона в виде 3Д (подсвеченных поверхностей) и в изолиниях. По картам выявлялись и изучались пространственно-временные соотношения участков земной поверхности, отличающихся от соседних генезисом и, соответственно, строением гравитационных полей, и рельефа. Такие участки, поверхности являются верхними частями структурных парагенезов деформаций в объёме земной коры. Их структурные рисунки геометрией элементов отражают кинематические особенности формирования структурных парагенезов неоднородностей коры

Структурные рисунки полей гравитационных аномалий и рельефа имеют черты сходства и различия. Границы крупнейших в регионе морфоструктур совпадают или конформны с границами генетически связанных с ними геофизических полей. В рельефе такие морфоструктуры, как правило, различаются признаками выравнивания и деформаций земной поверхности. От равнин (слабые деформации) до горных цепей (сильные). Во многом соответственно рельефу в региональном масштабе выглядят поля гравитационных аномалий. От слабо положительных и слабо отрицательных на равнинах – до максимально положительных в горных областях. По распределению в плане морфометрических характеристик рельефа и значений аномалий регион делится на участки с разной концентрацией неоднородностей. На рис. 1 А совмещены карты рельефа и осреднённого поля гравитационных аномалий в редукции Фая в изолиниях (осреднение на ячейку 1 х 1 градус. Здесь концентрации форм рельефа и аномалий определяют густоту тона на рисунке. Максимальные концентрации дают чёрный фон, минимальные – светлый. Критерии различий и ограничений парагенезов на рис. 1 В и С – морфометрические характеристики, ориентировки форм и показатели интенсивности рельефа и полей аномалий соответственно.

Протяжённые зоны с высокой концентрацией неоднородностей разделяют поля с более низкими концентрациями. Это характерно при всех сравнениях, как, например, на рис. 1 В видны черты сходства структурных рисунков гравиметрического поля в редукции Фая и рельефа. Такое строение структурных рисунков свидетельствует о транс-региональных и локальных изменениях направлений развития деформаций земной коры, создавших сеть из линейных и площадных неоднородностей вблизи её поверхности. В плане и на разрезах они выглядят как парагенезы структур, сформированных двуосным растяжением, обрамлённые парагенезами нормального сжатия. На рис. 1 С неоднородности интерпретированы как парагенезы деформаций в земной коре близ поверхности, выделены ассоциации структурных парагенезов деформаций и зоны разломов, их ограничивающие или нарушающие. Переходная зона здесь выделяется как широкая полоса деформаций, сформировавших множество протяжённых форм рельефа и, соответственно, гравиметрических аномалий северо-восточного простирания. Северо-западная граница переходной зоны включает восточный склон хребта Большой Хинган, хребет Джугджур и весь северо-западный водораздел Охотского моря. Юго-восточная граница зоны формировалась по глубоководным желобам вдоль океанического склона островодужной системы от подошвы архипелага Фиджи на юге – вдоль острова Новая Гвинея, по Филиппинскому жёлобу до острова Тайвань и, далее, на северо-восток по Японскому и Курильскому жёлобам, подножию материкового склона близ Корякского нагорья – до большого шельфа на северо-востоке Берингова моря.

Тектоническая роль переходной зоны – перестройка материковой и океанической коры в результате меняющих направления транс-региональных и локальных деформаций.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (15-05-06638, Исследование газовых гидратов в Дальневосточном регионе, использование Рис. 1. Структурные рисунки парагенезов деформаций земной коры: А - на совмещённых картах рельефа и гравитационных аномалий в редукции Фая; В – на совмещённых схемах рельефа и полей гравитационных аномалий; С - интерпретированные для земной поверхности. Условные обозначения. 1 – 5 (рис. В). 1 – границы крупнейших ассоциаций структурных парагенезов: a – в полях аномалий, b – в рельефе. 2 – элементы структурных рисунков рельефа и аномалий. 3 – 5 парагенезы, выделенные по признакам концентраций неоднородностей. 3 – средняя концентрация: а – по гравиметрическим показателям, b - по морфометрическим. 4 - высокая для аномалий и рельефа. 5 низкая (a) и очень низкая(b). 6 – 10 (рис. С). 6 – тектонические границы трансрегиональных ассоциаций парагенезов деформаций и зоны разломов: а - непрерывные, b - прерывистые. 7 – протяжённые элементы парагенезов, характерные в пределах ассоциаций. 8 – 10 – ассоциации парагенезов деформаций. 8 – слабо проявленных рассредоточенных деформаций: а – впадин океанического дна и морей, b – материковых равнин и шельфа. 9 – максимально проявленных: а – контролирующих вулкано-тектонические поднятия. b – сформировавших трансрегиональные тектонические складчатые зоны. 10 - средних по амплитудам, с переменными направлениями развития: a – в переходной зоне, b – за её пределами.



их как индикаторов: геологических процессов, прогноза месторождений углеводородов, трассирования зон разломов и экологической оценки окружающей среды. 2015-2017); программы Дальний Восток. 15-1-1-011. Изучение закономерностей взаимосвязей формирования газогидратов, потоков метана и нефтяных залежей и использование их для поисков углеводородов; ВАНТ18-009. Газогеохимические поля и петрохимия вулканогенных формаций Центрального Вьетнама и его шельфа: развитие нового направления и его применение в геодинамике, геокартировании, нефтегазовой геологии и изучении окружающей среды.

Литература

1. http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi

2. http://maps.grida.no/go/collection/topographic-maps

 Лепешко В.В., Казанский Б.А., Белоус О.В., Мельниченко Ю.И. Ассоциации структурных парагенезов Востока Азии и прилегающего океанического дна / Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. T.V. – М.:: ГЕОС. 2015. С. 178 – 181.

4. Суханов В.В. Научная графика на компьютере. Владивосток: Дальнаука, 2005. 335 с.

О СТРОЕНИИ НЕКОТОРЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА ТИХООКЕАНСКОЙ ОКРАИНЫ КАМЧАТКИ

В.Л. Ломтев

ИМГиГ ДВО РАН, v.lomtev@imgg.ru

В докладе представлены результаты исследования строения тихоокеанской окраины Камчатки по данным промера и НСП МОВ. К этому региону существует устойчивый интерес, обусловленный его неплохой геофизической изученностью, высокой сейсмо- и цунамиактивностью [1, 9, 10]). Ниже описано строение восточного окончания Шипунского горста, подводных каньонов и блоковых оползней, намывных дамб и осадочных волн. НСП проводилось в рейсах НИС «Пегас» - 1977 и НИС «Вулканолог» - 1978.

Шипунский горст. Близ сейсмопрофиля он сужается к востоку (подводный структурный нос одноименного п-ова). Горст драпирован кайнозойским чехлом разной мощности (рис. 1а). Так, на южном склоне его мощность достигает 250-700 м, а вершине и северном склоне горста – 50-100 м. Молодыми разломами горст отделен от батиальных впадин Авачинского и Кроноцкого заливов. Основной разлом отделяет вершину и северный склон горста от южного склона. Изгиб слоев книзу у плоскости этого разлома указывает на взбросовый характер смещений фундамента на южном склоне, ко-

Рис. 1. Фрагменты рисованных разрезов НСП МОВ НИС «Вулканолог»-1978 и НИС «Пегас»-1977 [3]: а – фрагмент разреза НСП через Шипунский горст: 1, 2 – границы и вершина горста, 3 – сквозная склоновая антиклиналь, 4 – дюнное поле аваншельфа, 5 – кровля фундамента, 6 – разломы, 7, 8 – впадины Кроноцкого и Авачинского заливов; 6 – фрагмент разреза НСП через каньоны Сторож (1, 2) в Камчатском заливе: 3 – верхняя толща кайнозойского чехла, 4 – русловые отложения, 5 – кровля фундамента, 6 – разломы; в – фрагмент разреза НСП через правый борт Камчатского каньона: 1, 2 – деструктурные оползни, возможно, намывные дамбы, 3 – структурный (блоковый) оползень: 3/1 – плоскость скольжения, 3/2 - передовой блок слоистых слабодеформированных осадков, 3/3 – структура сжатия в головной части оползня,



3/4 – тыловая гетерогенная масса осадков, 3/5 - разлом (структура) растяжения и стенка срыва; г – фрагмент разреза НСП через юго-западный склон хребта Камчатского мыса: 1 – висячий оползень, 2 – Камчатский каньон, 3 – главная поверхность скольжения; д – фрагмент разреза НСП через северо-восточную часть впадины Кроноцкого залива: 1, 2 – подводные дюны, 3 – зона перекрытия дюн; е – фрагмент разреза НСП через Жупановский каньон: 1 – намывные дамбы, 2 – подошва дамб, 3 – современные русловые отложения, 4 – более древние русловые отложения. Вертикальный масштаб на разрезах НСП в метрах (определен с учетом скорости звука в воде 1500 м/с), горизонтальный масштаб – в километрах или часах при средней скорости сейсмопрофилирорения 5. 7 маров: ностоятелия нарофилей НСП см. в реботая [3 9 10]

сти сейсмопрофилирования 5–7 узлов; положение профилей НСП см. в работах [3, 9, 10].

торое привели к изгибанию слоев кайнозойского чехла и образованию т.н. склоновой антиклинали. Складка сквозная, поскольку выделяется в чехле и фундаменте. Утонение кайнозойских осадков к ее своду указывает на конседиментационный режим формирования. Заметное различие в гипсометрии и мощности кайнозойского чехла свидетельствуют о том, что южный склон Шипунского горста еще недавно был частью батиальной впадины Авачинского залива. Отметим выдержанный наклон аваншельфа к северо-востоку и заглубление его внешнего края до 1600 м, что на 600 м ниже платообразных вершин хребтов-выступов в Кроноцком заливе [5, 9, 10]. Перекос Шипунского горста связан с опусканием дна впадины Кроноцкого залива в тылу глубинного надвига зоны Беньофа [1, 7].

Подводные каньоны. Широко распространены на подводных окраинах мира. По поводу их генезиса высказаны десятки гипотез. Остановимся на строении двух каньонов на юге Камчатского залива близ устья р. Сторож (рис. 1б). Они прорезают кайнозойский чехол мощностью 500-600 м, залегающий на неровной, клавишной кровле акустического фундамента. Дно каньонов располагается в опущенных блоках, а их борта и межканьонный массив – в приподнятых на 200-300 м блоках. Таким образом, налицо сочетание контрастной тектоники блоков акустического фундамента и глубинной эрозии кайнозойского осадочного чехла. Межканьонный массив уцелел вероятно из-за устойчивости пород фундамента к размыву. Следовательно, эти данные указывают на тектоно-эрозионную природу каньонов [2].

Подводные оползни. Распространены на подводных склонах крутизной более 0,14-0,22° [4, 6 и др.]. По данным НСП на тихоокеанской окраине Камчатки оползни обнаружены в верхней и средней частях континентального склона, а также бортах Камчатского и Авачинского каньонов. Среди них преобладают блоковые (структурные) и деструктурные (оползни-потоки) оползни [4]. Мощность их изменяется от 10-20 до 200-800 м, объем достигает 20-50 км³ и более. Блоковый оползень протяженностью 9,8 км и мощностью 250-270 м расположен на правом борту Камчатского каньона на глубинах 910-1350 м (рис. 1в). Он имеет некоторые присущие данному типу элементы: вогнутую поверхность скольжения, структуры сжатия и растяжения, тыловую массу слабодеформированных осадков [5]. Однако есть и некоторые особенности: в частности, в рельефе не выражена депрессия растяжения (оползневая депрессия), тыловая масса осадков имеет неоднородное по сейсмоакустическим свойствам строение. Важно отметить, что поверхность скольжения выделяется повышенной акустической жесткостью от отражающих границ в теле оползня. Примером деструктурного оползня служит оползень мощностью до 600-800 м на юге впадины Камчатского залива [5]. Поверхность его бугристая, сильно расчленена эрозионными врезами. Обилие дифрагированных волн указывает на разрушение слоистой структуры верхней толщи кайнозойского чехла при сползании.

Висячий подводный оползень объемом 17-20 км³, мощностью до 150-400 м и протяженностью 6 км обнаружен на юго-западном склоне хребта Камчатского мыса Его крутизна достигает 9° на глубине 2370 м (рис. 1г). На протяжении 10-12 км фронтальная часть оползня образует крутой (~35°) левый борт Камчатского каньона. Поверхность скольжения оползня выходит на высоте ~130 м над его дном (2500 м), что определяет гравитационную неустойчивость сползающего тела (висячий оползень). Его сползание возможно частями или целиком с образованием порога в каньоне и вероятно локального цунами. Таким образом, для нормальной жизнедеятельности международного порта и райцентра Усть-Камчатск необходимо доизучение висячего оползня на левом борту Камчатского каньона и численное моделирование предполагаемого оползневого цунами.

Осадочные волны. Небольшие асимметричные аккумулятивные гряды на пологих склонах, вытянутые вдоль изобат. Известны в широком спектре глубин, в том числе на шельфе [8]. Происхождение их связывают с переносом песчано-илистых осадков придонными течениями. Р. Харли одним из первых описал их на внешних склонах намывных дамб (прирусловые валы) абиссальных каналов на северо-востоке ложа Тихого океана, где их образование обусловлено переливом мутьевых потоков. Изучение разрезов НСП по тихоокеанской окраине Камчатки позволило выявить здесь три участка (поля) распространения дюн. Два из них расположены на поверхности аккумулятивных шлейфов по периферии глубоководной впадины Кроноцкого залива на глубинах 3500-3600 м (рис. 1д), третий - на аваншельфе Шипунского горста на глубинах 500-1500 м (рис. 1а). Ширина дюн достигает 5,0-5,3 км во впадине и 0,8-2,2 км на аваншельфе, высота соответственно 45-60 и 10-20 м. Судя по положению сейсмопрофилей дюны ориентированы субпараллельно изобатам [9, 10]. На рис. 1д отчетливо видны следующие особенности строения дюн: 1) выпуклый изгиб каждого слоя параллельно смещается снизу вверх в направлении склона; 2) осадочные слои не деформированы, что указывает на отсутствие оползневых явлений; 3) на участке перекрытия дюн отмечается эрозионный контакт; 4) асимметрия поперечного профиля дюн тесно связана с увеличением мощности слоев от пологого склона к крутому. Указанные признаки и морфометрия дюн на тихоокеанской окраине Камчатки характерны для аккумулятивных форм этого типа. Аналогичные образования, но в погребенном состоянии, хорошо видны на профиле НСП 42/7 через впадину Кроноцкого залива в сводке [10].

Намывные дамбы (прирусловые валы). Небольшие асимметричные аккумулятивные гряды на бортах подводных долин, обусловленные деятельностью мутьевых потоков [2]. Известны в широком спектре глубин, но чаще наблюдаются на шельфе, континентальном подножии и ложе океана. Изучение разрезов НСП по подводной окраине Камчатки позволило выявить намывные дамбы в Камчатском и Жупановского каньонах. Наиболее характерна дамба на левом борту Жупановского каньона в том месте, где он выходит из впадины Кроноцкого залива на внутренний склон Курило-Камчатского желоба (рис. 1е; [5, 9]). Ширина ее достигает 3,8 км, высота над дном каньона 200 м. В поперечном сечении дамба имеет асимметричную клиновидную форму, поскольку максимальную мощность она имеет под вершиной с уменьшением к краям. Рельеф слоев в целом конформно повторяет морфологию намывной дамбы. Осадочные слои почти не деформированы и залегают в пологовогнутой депрессии (древнее русло каньона). Аналогичным образованием, видимо, является клиновидное тело мощностью до 300 м на правом борту Жупановского каньона на том же рис. 1е, хотя слоистость его осадков выражена плохо видимо из-за избыточной газонасыщенности осадочного разреза.

Итак, в строении форм рельефа тихоокеанской окраины Камчатки выявлены признаки активной крупномасштабной тектоники квартера, гравитационного сползания кайнозойских отложений, в том числе на бортах крупных каньонов, глубинной эрозии и мутьевых потоков в каньонах, а также деятельности контурных течений на аваншельфе и батиальных котловинах.

Литература

1. Геолого-геофизический атлас Курильской островной системы. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 л.

2. Леонтьев О.К. Типы подводных долин // Геоморфология. 1979. № 4. С. 3-15.

 Ломтев В.Л. О некоторых формах рельефа тихоокеанской континентальной окраины Камчатки // Рельеф и структура осадочного чехла акваториальной части Дальнего Востока.
 Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 64-69.

4. Ломтев В.Л. Оползни на подводных континентальных окраинах в эпоху пасаденской орогении // Природные катастрофы и стихийные бедствия в Дальневосточном регионе. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. Т. 2. С. 348-363.

5. Ломтев В.Л., Воробьев В.М., Высоцкий С.В. Новые данные о рельефе и структуре северной части Курило-Камчатского желоба и прилегающих территорий // Геология дна северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 29-40.

6. Ломтев В.Л., Корнев О.С., Сваричевская Л.В. Геолого-геоморфологические предпосылки оползней в сейсмоактивных районах континентальных окраин Тихоокеанского подвижного пояса. Новоалександровск: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1980. №Б932521. 151 с.

7. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 141 с.

8. Путанс В.А. Осадочные волны: современное состояние знаний // Бюлл. МОИП. Отдел геол. 2012. Т. 87, вып. 1. С. 25-37.

9. Селиверстов Н.И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный мир, 1998. 164 с.

10. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука, 1980. 179 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЗАПАДА КАРОЛИНСКОЙ ПЛИТЫ ЛОЖА ПАЦИФИКИ

В.Л. Ломтев

ИМГиГ ДВО РАН, v.lomtev@imgg.ru

В докладе представлены и обсуждаются временные разрезы (профили) НСП МОВ 124, 125 с элементами авторской интерпретации (рис. 1). Одноканальное сейсмопрофилирование методом отраженных волн проводилось сейсмиками ИМГиГ ДВО РАН в 5 рейсе НИС «Проф. Гагаринский»-1989 под руководством к.г.-м.н. В.Н. Патрикеева. Профили намечают приэкваториальный (3-4° с.ш.) геотраверз на западе Каролинской плиты с валом Эаурипик и Западно-Каролинской котловиной. НСП проводилось на скорости 6,8-8,4 узла и рабочей частоте 120-150 Гц. На рис. 1 указано судовое время и пройденное расстояние в милях в соответствие с каталогом координат по этому рейсу (фонды ИМГиГ).

Каролинская плита находится на юго-западе ложа Пацифики (Тихий океан), занимая входящий структурный угол, образованный фронтальными системами дуга-желоб Евразии и Австралии. Некоторые авторы считают ее задуговой плитой с проявлениями спрединга и магматизма в олигоцене-квартере. Геолого-геофизическая изученность плиты связана с бурением скв. 62, 63 «Гл. Челленджера», драгированием, промером, грави-, магнито- и геотермией, МОВ и МПВ [1-5]). Обособление и молодой возраст Каролинской плиты связывают с финальными траппами олигоцена и кайнозойскими линейными магнитными аномалиями, маркирующими спрединговые центры в Западно-Каролинском и Килсгаард трогах. Океаническая кора в Каролинских котловинах тонкая (6-7 км), под валом Эаурипик утолщенная (19 км [1, 4]). Кайнозойский чехол двухслойный, в основном карбонатный (полупрозрачная толща на профилях НСП [1, 3-5]). Отражающая граница между верхней и нижней толщами чехла в Каролинских котловинах и на валу проходит в отложениях раннего миоцена (горизонт X или PR). В котловинах чехол более контрастный, но сокращенной мощности в сравнении с валом (рис. 1; [3-5]). Интерпретация профилей 124, 125 проведена с учетом опыта интерпретации данных НСП, МОГТ и бурения в ряде регионов запада Пацифики [6-10].

Субмеридиональный вал Эаурипик шириной ~200 и протяженностью ~1000 км разделяет Западно- и Восточно-Каролинскую абиссальные котловины. В плане он изогнут к западу навстречу фронтальным дугам Евразии. В полосе геотраверза глубины вершины и подошвы западного склона вала достигают ~2360 и 4350 м, т.е. его высота достигает 2 км. Судя



Рис. 1. Временные разрезы НСП 124 и 125 с положением фрагментов а-и. Вертикальный масштаб в секундах двойного пробега; отмечены пикеты судового времени и пройденное расстояние в морских милях. АФ – акустический фундамент, ВБ – вершинный бенч, ЭР – эрозионное русло, АР – абиссальное русло с намывными дамбами, П – протрузия; влк. – палеовулкан; пунктир со стрелкой – разломы и смещения по ним. Положение сейсмопрофилей 124, 125 и фрагменты а-и см. в [13].

по рис. 1 вал асимметричен в широтном сечении и вероятно представляет собой дивергентный, досреднеолигоценовый ороген, склоны которого гофрированы встречными взбросами и надвигами, частью возможно цилиндрическими (следуя Е. Хиллсу). Поэтому, с учетом данных [6] его можно связывать с кайнозойским коровым срывом к западу. Вал драпирован полупрозрачным карбонатным чехлом олигоцена-квартера мощностью от 720 до 200 м. Его минимальные мощности связаны вероятно с оползнями или близостью крупного подводного уступа. Чехол на вале двухслойный (**D1**,**2** – по аналогии с котловиной Тускарора [9]), что на вершине и местами восточном склоне фиксирует двойная отражающая граница. Последнюю с учетом скв. 62 [5, 11] можно интерпретировать как фронт литификации миоценовых карбонатов или стратиграфическое несогласие, поскольку нижняя толща представляет собой поле осадочных волн с характерной для них асимметрией, налегающее на склоны палеовулкана. И напротив, верхняя толща – обычный аккумулятивный плащ с подводными долинами (депрессионные прозрачные линзы), обвалованными дамбами. Следовательно, палеоглубины океана во время накопления карбонатного чехла на вершине вала Эаурипик увеличивались, что согласуется с выводами [11] и кривой уровня Пацифики в кайнозое [12].

На западном склоне вала мощность карбонатного чехла максимальна вблизи крупного уступа и гайота с вершинным бенчем (протрузия гранитов?), но с приближением к его подошве она заметно снижается. Двухслойное строение чехла здесь местами намечают контрастные пачки карбонатно-вулканогенных и/или терригенных осадков в его средней части. Осадочный чехол на западном склоне вала представляет собой аккумулятивный плащ местами с обвалованными руслами, деформированный взбросами и надвигами восточного падения (в отличие от верхней толщи на вершине вала). У подошвы западного склона вала Эаурипик обнаружено налегание интенсивной контрастной толщи в средней части кайнозойского чехла Западно-Каролинской котловины, формирующей крупную депрессионную линзу, а также ее вклинивание в преимущественно карбонатный чехол западного склона вала. Отметим вертикальную «нарезку» чехла на вале Эаурипик, которая согласно [7] обусловлена его избыточной газонасыщенностью. Следовательно, по аналогии с абиссальной котловиной Тускарора [6-9] заключаем, что, тонкий (0,1-0,3 с) контрастный горизонт в его основании венчает мощный осадочно-трапповый разрез рифея-мезопалеозоя, в верхней части – преимущественно полупрозрачный карбонатный.

Западно-Каролинская котловина является самой мелкой (4500-5500 м) и небольшой (до 1000 км) из котловин ложа СЗ и ЮЗ Пацифики [2]. На профиле 124 в ее строении выделим тектоническую гофрировку фундамента и кайнозойского чехла, нарастающую с удалением от вала и одновременным углублением котловины (рис. 1). Последнее ранее было замечено в строении внешнего склона Курильского желоба и связывалось со сползанием слоев 1-4 с вала Зенкевича [6, 10]. Поэтому наклонные контрастные границы в кровле фундамента интерпретируются как надвиги восточного падения, нередко с крутыми передовыми фасами (взбросы и/или цилиндрические разломы, следуя Е. Хиллсу). Они связаны с коровым, вероятно гравитационным, срывом Каролинской плиты к западу (площадной, видимо сейсмоактивный аллохтон). Вертикальные смещения по разломам обычно не превышают 500 м. С учетом данных скв. 62, 63 [5, 11] контрастный горизонт в подошве кайнозойского чехла рассматривается как опаковый слой с финальными траппами олигоцена (толща В в котловине Тускарора). Другой важной особенностью Западно-Каролинской котловины является разный имидж кайнозойского чехла и заметные вариации его мощности. Так, вблизи вала обнаружена крупная линза горизонтально-слоистых контрастных осадков (турбидиты), залегающая на полупрозрачных осадках вероятно карбонатного состава общей мощностью до 600 м. В грабене осадочный чехол имеет

аномальное строение (переслаивание контрастных и прозрачных слоев) без корреляции с прилегающими участками ложа котловины. К западу от грабена контрастные осадки распространены фрагментарно, в основном, в тектонических депрессиях, занятых подводными руслами, нередко обвалованных намывными дамбами (прирусловые валы). Следовательно, налицо недавний снос терригенных и возможно вулканогенных осадков в Западно-Каролинскую котловину, т.е. денудация палеосуши в ее горном обрамлении (видимо Новогвинейская островная дуга). Особо отметим субвертикальную «нарезку» кайнозойского чехла Западно-Каролинской котловины с газовыми окнами, столбами, конусами, «нитями», особенно вдоль фасов аллохтонный чешуй плиты, связанную с избыточной газонасыщенностью разреза [7]. Поэтому тонкий (0,1-0,2 с) контрастный горизонт с финальными траппами олигоцена венчает мощный, осадочно-трапповый разрез мезопалеозоя–рифея аналогично котловине Тускарора [8], в верхней части – преимущественно полупрозрачный, карбонатный.

Итак, на западе Каролинской плиты в строении вала Эаурипик и Западно-Каролинской абиссальной котловины обнаружены признаки корового, вероятно гравитационного, срыва к западу, газоносности акустического фундамента и кайнозойского осадочного чехла и ряд других черт, которые открывают новые горизонты, объекты и проблемы в геолого-геофизическом изучении юго-запада и смежных регионов ложа Пацифики.

Литература

1. Карп Б.Я., Медведев С.Н. Геологическое развитие поднятия Эаурипик и желоба Муссау в кайнозое: результаты интерпретации сейсмических данных // Тихоокеанская геология. 1993. № 6. С. 3-12.

2. Пущаровский Ю.М., Разницын Ю.Н. Тектоника Каролинской океанической ступени (юго-запад Тихого океана) // Геотектоника. 1986. № 6. С. 40-54.

3. Bracey D.R. Reconnaissance geophysical survey of the Caroline basin // Geol. Soc. Amer. Bull. 1975. Vol. 86. No 6. P. 775-784.

4. Den N., Ludwig W.J., Murauchi S. et al. Sediments and structure of the Eauripik-New Guinea rise // J. Geophys. Res. 1971. Vol. 76. No 20. P. 4711-4723.

5. Winterer E.L., Riedel W.R., Brönniman P. et al. Initial Reports of the DSDP. Vol. 7. Washington, D.C., U.S. Govt. Printing Office, 1971. 1757 p.

6. Ломтев В.Л. К строению ложа Северо-Западной Пацифики // Уральский геофизический вестник. 2010. № 1(16). С. 21-32.

7. Ломтев В.Л. Признаки газоносности мезокайнозойского чехла ложа Северо-Западной Пацифики // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2013. № 3. С. 11-17.

8. Ломтев В.Л. Особенности строения Северо-Западной плиты Пацифики на профиле МОГТ 1 // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2016. № 1. С. 37–47.

9. Ломтев В.Л. Особенности строения и история формирования ложа северо-западной части Тихого океана // Геоморфология. 2016. № 2. С. 59-71.

10. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 141 с.

11. Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра, 1984. 251 с.

12. Хосино М. Морская геология. М.: Недра, 1986. 432 с.

13. Ломтев В.Л. К строению и газоносности кайнозойского чехла вала Эаурипик и Западно-Каролинской котловины (Каролинская плита) // Вопросы геологии и комплексного освоения природ. ресурсов Восточной Азии: Четвертая Всеросс. науч. конф.: сб. докл. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2016. Т. 1. С. 154–157.

О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МНОГОЛЕТНИХ ТРЕНДОВ УРОВНЯ МОРЯ НА ПОБЕРЕЖЬЕ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ ДЛЯ ОЦЕНКИ СОВРЕМЕННЫХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Ю.В. Любицкий

ФГБУ «ДВНИГМИ», yuvadlub@gmail.com

Проблема оценки современных вертикальных движений земной коры на побережье дальневосточных морей по наблюдениям над уровнем моря в береговых пунктах в основном исследовалась в 70-х, начале 80-х годов XX века [1, 2].

К сожалению, в рамках работ, выполненных в указанный период времени, был сделан ряд сомнительных и ошибочных выводов. Это является следствием нескольких причин:

• небольшой продолжительности имевшихся рядов наблюдений над уровнем моря;

 доминирующей в тот момент времени точки зрения о линейности многолетних трендов уровня моря при длительности рядов наблюдений в несколько десятилетий [3];

 используемой наиболее часто встречавшейся в литературе оценки эвстатического повышения уровня Мирового океана 1,2 мм/год (справедливости ради следует отметить, что в различных публикациях указывалось, что определение этой характеристики представляет сложную проблему, так как величина эвстатических изменений уровня моря зависит от времени и является различной для разных районов Мирового океана).

Влияние интервала времени, для которого анализировались наблюдения над уровнем моря, на характеристики рассчитываемых трендов можно проиллюстрировать на примере побережья Японского моря. Для абсолютного большинства отечественных и зарубежных береговых пунктов в период времени с 1945 г. по 1980 г. наблюдалось понижение уровня моря со ско-
ростью 0,5 – 2,0 мм/год^{*}. С 1981 г. знак многолетнего тренда уровня моря изменился – на побережье Японского моря происходит повышение уровня моря в основном со скоростью 1,0 – 3,0 мм/год.

Отмеченные особенности характера многолетних изменений уровня Японского моря привели, например, к публикации в некоторых работах информации об интенсивном подъёме побережья в районе Советской Гавани (учитывалась приводимая ранее оценка эвстатического повышения уровня Мирового океана). Фактически отрицательный линейный тренд уровня моря в Советской Гавани (величина минус 0,6 мм/год) является следствием того, что в данном пункте наблюдения над уровнем моря производились в 1948 – 1980 гг. на фазе общего понижения уровня Японского моря.

Результаты, полученные для побережья Японского моря, свидетельствуют о нелинейности многолетних трендов уровня моря в этом районе. Очевидно, что эта нелинейность не является случайной и имеет физическое объяснение. По данным различных исследовательских центров, в XX – XXI веках можно выделить несколько интервалов времени с различными тенденциями изменений глобальной температуры воздуха. С 1945 г. по конец 70-х годов XX века температура воздуха понижалась, затем началось её повышение, продолжающееся до настоящего времени.

Колебания глобальной температуры воздуха вызывают соответствующие вариации процессов таяния и нарастания ледяного покрова Земли, следовательно, приводят к изменению объёма вод в Мировом океане (эвстатические колебания уровня моря). Идентичность тенденций многолетних изменений глобальной температуры воздуха и среднего уровня Японского моря позволяет сделать вывод, что отмеченные ранее закономерности вариаций трендов уровня моря в основном объясняются эвстатическим фактором. Следовательно, можно предположить, что современные вертикальные движения земной коры на побережье Японского моря относительно невелики.

Отметим также, что нелинейность изменений глобальной температуры воздуха в принципе отрицает возможность определения некоторой постоянной величины эвстатических колебаний уровня Мирового океана.

Совершенно другой характер, чем в Японском море, имеют многолетние тренды уровня моря на побережье Охотского и Берингова морей. Это свидетельствует о доминирующей роли в их формировании современных вертикальных движений земной коры. Эвстатические колебания в рядах наблюдений над уровнем моря, несомненно, присутствуют, но они практически не идентифицируются.

Влияние современных вертикальных движений земной коры на многолетние тренды уровня моря наиболее заметно проявляется в районах, при-

^{*} Аномалии, полученные для отдельных пунктов, могут быть следствием, как современных вертикальных движений земной коры, так и других факторов. В частности, идентифицируют более тридцати факторов, влияющих на средний уровень моря [4].

легающих к зонам высокой сейсмической активности – Курило-Камчатскому и Алеутскому желобам. Даже в пунктах, расположенных относительно недалеко друг от друга (на расстоянии 400–500 км) тренды уровня моря могут иметь не только различную величину, но и знаки. Например, в 1967 – 1995 годах (период выполнения синхронных наблюдений) в Петропавловске-Камчатском и Северо-Курильске линейные тренды уровня моря равны плюс 1,5 мм/год и минус 6,6 мм/год соответственно.

На юго-восточном побережье о. Сахалин и охотоморском побережье о. Хоккайдо примерно до 1970 г. наблюдалось интенсивное повышение уровня моря, которое вероятно являлось следствием нисходящих вертикальных движений земной коры. Затем подъём уровня моря сменился небольшим понижением. С 1991 г., средний уровень моря вновь начал повышаться.

В пунктах, расположенных на побережье Берингова моря, до начала 60-х годов XX века происходило повышение уровня моря.

В последующие годы на материковом побережье России (Петропавловск-Камчатский, б. Провидения) и на Аляске (Ном) сохраняется тенденция подъёма уровня моря (величина линейных трендов составляет 0,5 – 3,3 мм/год), которая может быть следствием, как современных вертикальных движений земной коры, так и эвстатических колебаний уровня Мирового океана.

На Алеутских и Командорских островах с 1960 г. уровень моря начал понижаться. Величина линейных трендов уровня моря с данного момента времени по 2014 г. включительно в б. Суипер равна минус 2,6 мм/год, в Датч-Харборе – минус 4,7 мм/год. В Никольском (о. Беринга) значение данной характеристики, рассчитанное для периода времени 1976 – 1994 годов, составляет минус 0,3 мм/год.

Понижение уровня моря характерно и для северных островов Курильской гряды. Величина линейного тренда уровня моря в Северо-Курильске (о. Парамушир) равна минус 6,6 мм/год (1967–1995 гг.), на о. Матуа – минус 2,1 мм/год (1960–1982 гг.).

На островах южной части Курильской гряды знак многолетних трендов уровня моря противоположен. Величина линейных трендов уровня моря на о. Итуруп составляет: в Курильске 3,6 мм/год (1951–2001 гг.), в Буревестнике (1964 – 1983 гг.) 0,9 мм/год; на о. Кунашир в Южно-Курильске (1953–1993 гг.) 2,6 мм/год.

Полученные результаты свидетельствуют о наличии значительных восходящих современных вертикальных движений земной коры в районе Алеутских и Командорских островов, северной части Курильской гряды. Южнее, в области островов Итуруп и Кунашир, возможны нисходящие вертикальные движения земной коры (сделать более обоснованное заключение невозможно из-за отсутствия надёжных количественных оценок величины эвстатических колебаний уровня Охотского моря). Если предложенная гипотеза справедлива, можно предположить, что приблизительно в районе пролива Буссоль существует граница между зонами современных вертикальных движений земной коры различных направлений.

Иногда наблюдения над уровнем моря позволяют инструментально зарегистрировать вертикальные движения земной коры, имеющие экстраординарный характер.

Например, 4–5 октября 1994 г., в результате землетрясения, которое произошло в Тихом океане недалеко от Курильской гряды, о. Шикотан опустился приблизительно на 60 см [5].

Нисходящие подвижки земной коры во время землетрясения хорошо видны по измерениям уровня моря не только в Малокурильском (о. Шикотан), но и на северо-восточной оконечности о. Хоккайдо – в Ханасаки. Относительно небольшие сдвиги прослеживаются также в пунктах Абасири (охотоморское побережье о. Хоккайдо), Южно-Курильске (о. Кунашир), Кусиро (тихоокеанское побережье о. Хоккайдо).

Во всех перечисленных пунктах после Шикотанского землетрясения 1994 г. наблюдаются положительные тренды изменений уровня моря (таблица). Очень большой величины тренд достигает в Южно-Курильске (таблица). Это свидетельствует о быстром опускании о. Кунашир, что может являться предвестником сильного землетрясения, которое возможно произойдёт в данном районе в ближайшие годы.

Пункт	Величина тренда, мм/год	Период наблюдений, годы			
Абасири	0,7	1995–99, 2001–2014			
Южно-Курильск	11,9	1996, 98–2012			
Малокурильское	5,9	1995–2013			
Ханасаки	4,3	1995–2014			
Кусиро	3,3	1995–2014			
Курильск	1,1	1995–2001			

Таблица Линейные тренды изменений уровня моря в южной части Охотского моря и на тихоокеанском побережье о. Хоккайдо после Шикотанского землетрясения 1994 года

Можно сделать заключение, что данные наблюдений над уровнем моря, выполняемые на побережье дальневосточных морей, позволяют получить полезную информацию о возможных современных вертикальных движениях земной коры. При этом в основном можно оценить лишь качественные характеристики вертикальных движений. В первую очередь это связано с неопределённостью величины эвстатических колебаний уровня моря для окраинных морей северо-западной части Тихого океана (не исключено, что на них существенно влияют региональные эффекты). Очевидно, что многолетние тренды уровня моря имеют нелинейный характер, что осложняет задачи их анализа и интерпретации.

Другой серьёзной проблемой является недостаточно высокое качество наблюдений над уровнем моря. Данные измерений за отдельные периоды времени в рамках критического контроля материалов наблюдений часто корректировались дополнительными поправками, устраняющими нарушения отметок рабочих реперов, ошибки нивелировок водомерных устройств. В результате этих исправлений из данных наблюдений могли быть удалены и изменения уровня моря, являющиеся следствием реальных тектонических процессов.

Литература

 Победоносцев С.В. Применение расчётного среднего годового уровня моря для определения современных вертикальных движений земной коры // Океанология. 1972. Т. XII, Вып. 4. С. 741-745.

15. Якушко Г.Г., Юркевич Н.Е. Средний уровень моря и современные тектонические движения побережья в Холмске, Невельске и Корсакове // Труды СахКНИИ. 1975. Вып. 30. С. 289-291.

16. Rossiter J.R. Sea-level observations and their secular variations // Phil. Trans. Roy. Astron. Soc. 1972. Vol. A272, No. 1221. P. 131-139.

17. Wemelsfelder P.J. Mean sea level as a Fact and as an Illusion // Int. Hydr. Rev. 1971. Vol. 48, No. 1, P. 115-127.

18. Седаева О.С., Семакин В.П., Шевченко Г.В. Вертикальные смещения земной поверхности по уровенным данным в районе Южных Курильских островов в связи с Шикотанским землетрясением 4 (5) октября 1994 г. // Тихоокеанская геология. 2012. Т.31, № 6. С. 79-86.

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЮЖНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Ю.Ф. Манилов

ИТиГ ДВО РАН, ymanilov@itig.as.khb.ru

Южная часть Сихотэ-Алинского орогенного пояса (САОП) сформировалась в переходной зоне от континента к океану в процессе взаимодействия континентальной литосферы Восточной Азии с Тихоокеанской океанической.

Территория сложена разновозрастными океаническими, окраинноморскими, островодужными и континентальными тектоническими комплексами [1], активные тектонические и магматические процессы внутри которых и на границах между ними происходили на протяжении второй половины палеозоя, в мезозое и первой половине кайнозоя. На северо-западе САОП примыкает к Ханкайскому террейну (фрагменту Амурской плиты) а на юго-востоке перекрывается вулканитами Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ВСАВП). Здесь выделяют пять крупных террейнов: позднекембрийский Матвеевско-Нахимовский с Вознесенским и Спасским субтеррейнами, юрский Самарский, меловые Журавлевский, Таухинский и Кемский. Последние два террейна почти полностью перекрыты вулканитами ВСАВП.

Дизьюнктивная тектоника в пределах рассматриваемого региона проявлена весьма разнообразно: от тектонической трещиноватости до разломов протяженностью сотни километров. Сложность заключается в том, что значительная часть изучаемой территории перекрыта осадочно-вулканогенными образованиями, под которыми расположение большинства разломов остается дискуссионным. Также имеются серьезные разногласия относительно строения литосферы региона и глубинности заложения основных тектонических нарушений. Часть неопределенностей призвана решить данная работа.

При изучении использованы результаты глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ) по профилю г. Спасск-Дальний – бух. Зеркальная [2] и три плотностных разреза, полученных в результате 3D моделирования гравитационного поля. Все профили исследований проходят вкрест простирания САОП и расположены параллельно друг другу через 50 км. За основу современного положения глубинных разломов взята карта разломов территории Дальнего Востока России [3] составленная по материалам изданных и подготовленных к изданию листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (3-е изд.).

Обработка гравиметрических материалов проводилась по апробированной методике [4]. Основным инструментом обработки информации геопотенциальных полей являлась компьютерная технология «КОСКАД 3D», предназначенная для анализа трехмерной цифровой геоинформации методами вероятностно-статистического подхода [6].

Согласно полученной модели (Рис.1) литосфера региона делится на два крупных блока Ханкайский и Сихоттэ-Алинский. Вцелом Ханкайский блок более плотный, имеет мантийные корни (около 70км). Сихотэ-Алинский блок имеет меньшую мощность и более дифференцированный. На разрезах видно, что взаимоотношения между меловыми террейнами в значительной степени условные, что демонстрируют и сложная плотностная картина, и имеющиеся геологические данные - в каждом из террейнов содержатся различные по возрасту, происхождению и структурно-формационным характеристикам блоки, глыбы и пластины в аллохтонном залегании (тектонических покровах и олистостромах).





В настоящее время превалирует мнение что границей между древним Ханкайским массивом и Сихотэ-Алинским орогеном проходит по Арсеньевскому разлому (Даубихинская зона). Полученная модель демонстрирует, что наиболее контрастной объемной границей в литосфере региона является Кокшаровская сквозькоровая зона низкой плотности. Зона погружается к востоку и имеет явную связь с мантией. К западу от зоны расположен Ханкайский блок, а к востоку террейны Сихотэ-Алинского орогена. Исходя из глубинной структуры Кокшаровской зоны и соответствующих ей пород на поверхности, она имеет важное значение для магматизма региона - по-видимому, является основным, сохранившимся с мезозоя, каналом поступления магматогенного вещества.

В полученной моделе обращает на себя внимание крупная область пониженной плотности под Сихотэ-Алинским орогеном, воздымающаяся в земную кору с приближением к границе континента. Ее наличие вполне согласуется с представлениями Мартынова с соавторами [5] о диапиризме в зонах конвергенции литосферных плит. Еще одной важной особенностью литосферы Сихотэ-Алинского орогена является наличие высокоплотной зоны, погружающейся под континент, возможно это граница меловой субдукции. Полученные результаты предварительны и требуют дальнейшего изучения.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН №15-І-2-068

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.М. Ханчука - Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. – С. 1-572.

2. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М., «Наука», 1976. 92 с.

3. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) L-(52),53; (К-52,53) (оз.Ханка). ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, 2011.

4. Малышев Ю.Ф., Манилов Ю.Ф., Гурьянов В.А. Глубинное строение восточной части Северо-Азиатского кратона по результатам интерпретации данных геопотенциальных полей // Литосфера. 2014. № 2. С.144-151.

5. Мартынов Ю.А., Голозубов В.В., Ханчук А.И. Мантийный диапиризм в зонах конвергенции литосферных плит // Геология и геофизика, 2016. Т. 57. № 5. С. 947-961.

6. Никитин А.А., Петров А.В. Теоретические основы обработки геофизической информации: учебное пособие, 2-е издание. Москва: ООО «Центр информационных технологий в природопользовании», 2010. 114с.

7. Уткин В.П. Сдвиговый структурный парагенезис и его роль в континентальном рифтогенезе восточной окраины Азии // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32. № 3. С. 21-43.

8. Уткин В.П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240, № 2. С. 400-403.

СКОРОСТНАЯ МОДЕЛЬ ЧЕХЛА ЗОНЫ ПЕРЕХОДА КОНТИНЕНТ-ОКЕАН (ЯПОНСКОЕ И ОХОТСКОЕ МОРЯ)

С.Н. Медведев, <u>В.Г. Прокудин</u>

ТОИ ДВО РАН, prokudin@poi.dvo.ru

При изучении осадочного чехла в пределах акваторий используются сейсмические материалы различных модификаций метода отраженных волн (MOB). Данные MOB позволяют выполнять сейсмостратиграфические и структурные построения, а также оценивать общую мощность чехла или отдельных его горизонтов. Решение обратной задачи сейсмики для реальных сред затрудняют такие факторы, как криволинейность границ, эффекты интерференции целевых волн и регулярных волн-помех различной природы, а также анизотропия скоростей упругих волн. К этому следует добавить погрешности определения параметров целевых волн по экспериментальным данным. В стандартных способах интерпретации материалов морской сейсмики указанные выше факторы игнорируются полностью, либо учитываются лишь частично. Это приводит к весьма низкой точности и достоверности получаемых моделей среды.

Детальные и надежные сведения о свойствах разреза позволяют получать авторский метод решения обратных кинематических задач для двумерно-неоднородной среды [1, 2] и технология обработки отраженных и преломленных волн [3], названная кинематической миграцией. Теоретической основой метода является линеаризованное (относительно углов наклона границ) уравнение для времени распространения отраженной волны в двумерно-неоднородной среде [4]. Технологическую основу обработки составляет локальное наклонное суммирование полезных (целевых) волн – отраженных, головных и рефрагированных, – при обязательном использовании их амплитудных кривых.

Кинематическая миграция была применена для обработки и интерпретации материалов морской сейсмики [5, 6 и др.] в различных районах зоны перехода континент-океан. Использован большой объем данных, полученных с помощью цифровых донных сейсмических станций и акустических радиобуев, а также материалы сейсмопрофилирования (в том числе методом общей глубинной точки - ОГТ). Результаты, полученные в Японском и Охотском морях [7-10], позволяют построить обобщенную модель чехла глубоководных котловин. Основные параметры этой модели можно разделить на две группы, относящиеся к изменению свойств среды с глубиной и по латерали: **I**. Осадочный чехол состоит из комплекса рыхлых отложений (со скоростями распространения продольных волн Vp=1.45-1.65 км/с), комплекса литифицированных отложений (Vp=1.9-4.2 км/с) и переходной зоны между ними (Vp=1.7-1.8 км/с). Породы гетерогенного акустического фундамента котловин характеризуются скоростями (Vp=3.3-5.2 км/с), типичными для верхов 2 слоя океанической земной коры. **П**. Пластовые скорости отложений чехла могут иметь существенные латеральные вариации. Это означает, что однородно-слоистые модели среды малопригодны для описания крупных осадочных бассейнов.

Применительно к Курильской котловине Охотского моря основные особенности модели чехла показаны на рисунке. Графики пластовых скоростей получены в результате обработки материалов ОГТ на опорном профиле 2-ДВ-М (Магадан – южные Курилы) для пикетов 1334 и 1442, разнесенных на 108 км. Графики сведены на одном рисунке для наглядности: видно, что пластовые скорости верхней части чехла (включая первый слой литифицированных отложений) мало меняются по латерали; в то время как пластовые скорости в нижней части разреза различаются на 10% и более. Параметры чехла глубоководных котловин Японского моря, приведенные в работах [9, 10], также укладывается в рамки обобщенной модели.

Формирование слоистой структуры чехла обусловлено постседиментационными физико-химическими процессами и конседиментационными тектоническими фазами. В слое рыхлых терригенно-кремнистых отложений Японского и Охотского морей преобладают процессы механического уплотнения осадков с глубиной и фазовые преобразования кремнезема



Рис. Скоростная модель чехла Курильской котловины Охотского моря для пикетов 1334 (пунктирная линия) и 1442 (сплошная линия) опорного профиля 2-ДВ-М [8]. Горизонтальная ось – значения скорости продольных волн; вертикальная ось – глубина от поверхности моря. Vв=1.47 – скорость в водном слое. АФ – акустический фундамент.

панцирей лиатомей опал А – СТ и опал СТ – кварц. По материалам глубоководного бурения в Японском море [11, 12] граница опал А-СТ, обозначаемая в литературе аббревиатурой BSR, расположена на глубине 300-325 м. Таким образом ниже BSR изменение параметров среды (пористости, плотности, скорости распространения упругих волн) определяется, наряду с гравитационным уплотнением, цементацией осадков.

Что касается влияния конседиментационных тектонических процессов, то они прямо определяют ту или иную форму седиментогенеза в осадочном бассейне на каждом этапе его формирования. Как известно, седиментогенез может иметь 4 формы: лавинная, нормальная седиментация, конденсация («рассеянный перерыв») и собственно перерыв. Лавинная седиментация характерна для периферийных районов осадочных бассейнов вблизи источников сноса терригенных осадков, а остальные формы могут реализоваться повсеместно. Стратификация разреза свидетельствует о наличии перерывов осадконакопления, в результате которых происходит уплотнение ранее отложившегося осадка.

Степень литификации слоев чехла связана прямой зависимостью с величиной теплового потока и мощностью перекрывающих отложений. В Японском море максимальные мощности осадочного чехла достигают, соответственно для Центральной и Цусимской котловины, 2400 м и 6500 м [9, 10]; скорости Р-волн в базальных горизонтах чехла этих котловин равны 2.3 км/с и 4.2 км/с. В Охотском море (рисунок) при мощности осадочного чехла Курильской котловины около 2900 м (ПК 1442), скорость Р-волн в базальном горизонте равна 3.6 км/с; для ПК 1334, где мощность чехла около 2500 м, Vp=3.2 км/с.

Литература

1. Медведев С.Н. Глубинное сейсмическое зондирование анизотропной среды // Докл. РАН. 2010. Т. 431. № 6. С. 813-817.

2. Медведев С.Н. Сейсмовидение в двумерно-неоднородной среде // Докл. РАН. 2015. Т. 464, № 2. С. 1049-1052.

3. Медведев С.Н. Технология обработки отраженных волн на записях донных сейсмостанций // Технология сейсморазведки. 2016, № 2. С. 92-99.

4. Медведев С.Н. Закон сохранения лучевого параметра и уравнение для времени пробега отраженного луча в двумерно-неоднородной среде // Докл. РАН. 2003. Т. 389, № 1. С. 104-107.

5. Медведев С.Н. Определение лучевых скоростей в трансверсально-изотропной среде по сейсмограмме общего пункта приема // Геология и геофизика, 2005. т.46, №1. С. 100-117.

6. Прокудин В.Г., Медведев С.Н. Строение земной коры Центральной котловины Японского моря (по результатам кинематической миграции материалов ГСЗ российско-японского эксперимента 1996 г.) // Физика геосфер. IX Всероссийский симпозиум. Владивосток, 21-24 сентября 2015 года. Материалы докладов. С. 385-387.

7. Прокудин В.Г. Некоторые аспекты интерпретации временных разрезов (по материалам МОВ в Охотском море) // Тихоокеанская геология, 2013. Т. 32, № 2. С. 78-85.

8. Прокудин В.Г. К вопросу о возрасте отложений чехла Курильской котловины Охотского моря // Тихоокеанская геология, 2015. Т.34, № 3. С. 65-77.

 Прокудин В.Г. Тектоника Центральной котловины Японского моря // Тектоника, глубинное строение и минерагения востока Азии. IX Косыгинские чтения. Материалы всероссийской конференции 13-15 сентября 2016. – Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2016. С. 81-84.

10. Прокудин В.Г., Медведев С.Н. Тектоника Цусимской котловины // Геология дальневосточных морей России и их обрамления. Материалы региональной научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения И.И. Берсенева. 16 сентября 2016 г. – Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2016. С. 57-60.

11. Shipboard Scientific Party, 1990. Site 795 // In Tamaki K., et al. Proc. ODP, Init. Repts, 127. College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 169-245.

12. Tamaki K., et al., 1992. Proc. ODP, Sci. Results, 127/128, Pt.2: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1478 p.

О РОТАЦИТОННОЙ ГЕОДИНАМИКЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ КОТЛОВИНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

<u>Ю.И. Мельниченко</u>, Л.А. Изосов, Б.А. Казанский, В.В. Лепешко, Е.Б. Осипова

ТОИ ДВО РАН, yumel@poi.dvo.ru

Северо-Западная котловина (впадина) занимает почти весь северо-западный сектор Тихоокеанского талассократона, тектонически примыкая к восточным морям Азии. По площади ложа, глубинам и, главное, по интенсивности деформации земной поверхности она вполне сопоставима с котловинами этих морей. Северо-Западная котловина совместно с впадиной Филиппинского моря составляет внешний (океанский) пояс Западно-Тихоокеанской зоны перехода «континент-океан». Поэтому проблемы её строения, происхождения, тектонического режима и геодинамического взаимодействия со структурами граничных морей, относятся к числу фундаментальных. Благодаря проведенным в 50-60 гг. прошлого столетия исследованиям отечественных и зарубежных ученых сложились довольно четкие представления о морфологии дна и геологическом строении котловины [1]. Дно котловины с отдельными изометричными депрессиями представлено абиссальной аккумулятивной равниной, приподнятой по краям и осложненной многочисленными холмами и вулканическими горами, в центре выделяется сложная по морфологическому облику возвышенность Шатского. Прослежены зоны дробления рельефа дна, линеаменты которых совпадают с простиранием аномалий магнитного поля, что подтверждает наличие нарушений типа разломов [2, 3].

В последние десятилетия появились крупные обобщающие работы Б.И. Васильева (1984, 2009), Е.Н. Меланхолиной (1988), Ю.М. Пущаровского и Е.Н. Меланхолиной (1992), Е.В. Вержбицкого и М.В. Кононова (2010) и другие. На основе новейших данных вновь рассматривается строение, тектоника и происхождение Тихого океана. Обращено внимание на вертикальные деформации северо-западной плиты [4, 5]. Образование котловины объясняется кратковременным обрушением океанического дна до глубин 5-6 км в результате взаимодействия конвективной ячейки астеносферы (астеносферного плюма) с подошвой вышележащей литосферы [6, 7].

Механизм астеносферного диапира (плюма) нами привлекается для объяснения геодинамических процессов, происходивших в северо-западном секторе Тихого океана, в рамках модели ротационной геодинамики. Ранее он был использован для реконструкции процессов развития впадин окраинных морей [8, 9]. Основное положение ротационной тектоники заключается в том, что геодинамическим процессом управляет единое упругое поле вращающейся геосреды, результирующее все отдельных движения (блоков, плит, геологических структур) и организующие другие геологические свойства во взаимодействии с «собственным» вращением Земли [11]. Модель, как альтернатива тектоники плит, предполагает «вихревое» движения геосреды [10]. Все деформации литосферы, обусловленные этими движениями, проявляются в сети линеаментов земной поверхности [12]. Подобно синоптическим вихрям океана и атмосферы они, прежде всего, заметны в рисунках вихревых спиралей и центроидов. На этом основании в пределах переходной зоны нами выделена система вихрей литосферы, включающих воронки («окна») морских впадин. Характерной особенностью является взаимное пересечение (наложение) вихревых систем: отдельные морфоструктуры морских впадин оказываются вовлеченными в процессы деформации соседних систем.

В ряду этих систем рассматривается Северо-Западная котловина с характерным рисунком земной поверхности со структурами центрального типа и образованиями вихрей литосферы. Авторы при этом исходят из позиций мобилизма и базируются на учении о тектонической расслоенности литосферы. Они включают представления тектонической деструкции и локальной аккреции коры, в том числе, океанической в дискретно меняющейся геодинамической обстановке [13]. В качестве механизма её формирования предлагается модель инверсии вертикальных движений трехслойной



Рис. Вихревая структура возвышенности Шатского по данным ЕТОРО1 в 3D изображении системы конвективной ячейки.

тектоносферы в слое пониженной вязкости (тектоносфере) под действием локального разуплотнения [14]. При этом движение астеносферного вещества имеет характер конвекции, поддерживаемой притоком и оттоком флюидов, а движение надастеносферного и подастеносферного слоев связано с их механическим взаимодействием с конвектирующей астеносферой. Таким образом, в разделенной неоднородно блоковой среде образуются конвективные ячейки, постоянно действующие в геологическом времени и продуцирующие тектогенез вышележащей литосферы и сейсмотектонические напряжения на их границах. В центре одной из подобных ячеек, в частности, расположена возвышенность Шатского, структура которой представлена комбинацией литосферных вихрей, формирующихся на пересечении систем глубинных разломов (рис.). С позиций ротационной геодинамики моделируются и конвекционные тектонические взаимодействия со структурами соседних впадин окраинных морей.

Литература

1. Удинцев Г.Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана / М.: Наука, 1972. – 394 с.

2. Агапова Г.В., Удинцев Г.Б. Зоны дробления рельефа дна в северо-западной котловине Тихого океана / Геоморфология. 1973. № 2. С. 35-40.

3. Строение дна северо-запада Тихого океана (геофизика, магматизм, тектоника). – М.: Наука, 1984. – 232 с.

4. Особенности строения и геодинамики тектоносферы северо-западной части Тихого океана и дальневосточных морей / отв. ред. В.Г. Варнавский, А.И. Обжиров, А.В. Савицкий. – Владивосток: Дальнаука, 2016. 148 с.

5. Патрикеев В.Н. Вертикальные движения Северо-Западной плиты Тихого океана / Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2012. Т. 87., вып. 4. С. 65-76.

6. Гладенков Ю.Б., Корнева Р.Г., Патрикеев В.П., Хортов А.В., Шлезингер А.Е., Строение и эволюция северо-западной глубоководной впадины Тихого океана / Бюлл. МОИП. Отд. геол., 2015. Т. 90. Вып. 5. С. 3-8.

 Гарагаш И.А., Иогансон Л.И., Шлезингер А.Е. Топодепрессии Земли и физический механизм их образования / Материалы XLV Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2013.
 С. 264-270.

 Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А., Казанский Б.А., Лепешко В.В., Ли Н.С., Осипова Е.Б. Морфологическая тектоника и особенности геодинамики тихоокеанской окраины Азии. // Геология дальневосточных морей России и их обрамления: матер. регион. научн. конф., посв. 100-летию И.И. Берсенева. 16 сент. 2016 г., Владивосток, Россия. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2016. С. 53-56.

9. Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А., Казанский Б.А., Лепешко В.В., Ли Н.С., Осипова Е.Б., Чупрынин В.И.. Эскиз вихревой морфотектоники Тихоокеанской окраины Азии. // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Матер. XLIX Тектонического совещания, посв. 100-летию академика Ю.М. Пущаровского. Т.2. М.: ГЕОС, 2017. С. 14-19.

10. Ротационные процессы в геологии и физике / Отв. ред. Е.Е. Милановский. М.: КомКнига, 2007. 528 с.

11. Викулин А.В. Геодинамика: тектоника плит и ротационная тектоника, плюсы и минусы // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Матер. XLIX Тектонического совещания, посв. 100-летию академика Ю.М. Пущаровского. Т.1. М.: ГЕОС, 2017. С. 62-66. 12. Тверитинова Т.Ю. Линеаменты как отражение структурного каркаса литосферы (линеаменты – разломы или фантомы) / Система планеты Земля: ХХ лет Семинар «Планета Земля». – М.: ЛЕНАНД, 2014. С. 418-433.

13. Пущаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли: Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. – 263 с. – (Тр. ГИН; Вып. 473).

 Осипова Е.Б. Моделирование механизма инверсии вертикальных движений литосферы Западно-Тихоокеанской зоны перехода / Материалы XLV Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2013. С. 129-133.

ИДЕНТИФИКАЦИЯ РЕЛЬЕФА ВОЗВЫШЕННОСТИ ЯМАТО (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

<u>Ю.И. Мельниченко</u>, М.Г. Валитов, Н.С. Ли

ТОИ ДВО РАН, yumel@poi.dvo.ru

К возвышенности Ямато относится обширное мелководье, открытое в 1921 г. результате океанографических работ японского судна «Тен-о-Мару» в центральной части Японского моря. Глубина её отдельных вершин составляет 244, 283, 287 и 435 метров. С момента открытия возвышенность становится объектом геологических и геофизических исследований, сопровождающихся эхолотными промерами морского дна, в результате которых накоплен значительный объем данных о глубинах этого участка. Первые обобщенные сведения о рельефе приводятся в работе Н.Л. Зенкевича [1], позже данные о строении возвышенности изложены в монографии Б.И. Васильева с соавторами, а затем в работах других авторов [2-4 и др.]. За столетие изменились методы измерений морских глубин, способы навигации исследовательских судов, появились спутниковые системы получения цифровых данных о высотах (глубинах) земной поверхности. Безусловно, всё это требует ревизии картографических моделей рельефа, получаемых разными методами, чтобы правильно судить о возможностях их использования. Они представлены на схеме (рис. 1), где батиметрические карты возвышенности выполнены на основе промерных эхометрических (вариант А) и спутниковых данных (варианты Б, В).

Эхометрические данные получены в процессе промерных работ, выполняемых с помощью штатных эхолотов, которыми были оснащены научно- исследовательские суда. Долгое время это были однолучевые узколучевые эхолоты усовершенствованные прецизионными самописцами глубин. НИС «Профессор Богоров», на котором, в частности, производился эхолотный промер на возвышенности Ямато, оснащен глубоководными эхолотами «Шельфранд» и «ЭНИФ» производства ФРГ. Их отличает высокий уровень помехозащиты, что обеспечивает уверенное определение глубин в любом



Рис. 1. Схемы рельефа дна Японского моря в районе возвышенности Ямато.

A- по данным эхометрических промеров дна, B- по данным спутниковой альтиметрии (URL: http://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi), B- по данным цифровой базы ETOPO1 (URL: https://maps.ngdc.noaa.gov/viewers/wcs-client).

диапазоне в условиях сильно расчлененного рельефа дна. Оба эхолота имеют широкий диапазон скоростей развертки регистратора и временных задержек, что позволяет вести промер глубин с необходимой детальностью. Точность измерений по вертикали у эхолота «Шельфранд» может достигать долей метра. Но она обесценивается меньшей точностью плановой привязки галсов, что влечет снижение точности воспроизводства рельефа в плане. Этот недостаток картирования дна в значительной мере снижается, если промер проводить по густой сети галсов, что происходит при работе на детальных участках.

Навигационное обеспечение работ в рейсах осуществлялось с помощью навигационных спутниковых систем (HCC) TRANZIT и «ЦИКАДА» в комплексе с индуцированным лагом «ИЛ-2». Точность привязки по спутниковым определениям в момент обсервации (точное абсолютное положение) составляет ± 0,01 мили. Однако из-за рассогласования в движении спутников ошибка в определении координат достигает 1 мили (1850 м). Такая точность принята базовой при построении батиметрических карт. Спутниковая координация в целом приходилась на каждые 8-12 миль промерного галса. В период между отсчетами НСС исчислимые координаты определялись с помощью индуцированного лага. Накопленная за счет гидрологических и метеорологических условий невязка разбрасывалась по исчислимым точкам между двумя спутниковыми определениями пропорционально показаниям лага.

Промер глубин осуществлялся по системе галсов, проложенных в крест простирания основных морфоструктур. Расстояние между ними составляло 1,5 - 3 мили, что обеспечивало надежность проведения изобат при составлении батиметрических схем и карт в Японском море. Сеть галсов заверялась пересекающими её связующими галсами, одиночные возвышенности заверялись галсами по системе «звездочка». На прокладках галсов выносится фактический материал в виде отметок глубин, который затем преобразуется в батиметрические профили. Они составляют базу данных глубин для батиметрических карт и схем [5, 6].

Построение батиметрических карт осуществлялось по методике Института океанологии АН СССР [7]. Использованы схемы промеров НИС «Витязь», «Первенец», «Дм. Менделеев» (архивы), авторские материалы 30/31 рейса НИС «Профессор Богоров» и карта японских авторов [8]. Изобаты проводились с заложением 100 метров. Поправка на глубины по гидрологии из-за отсутствия измерений не вносилась, скорость звука в воде считалась 1500 м/сек. Методологическую основу картографирования составили представления о морфотектонической деформации земной поверхности. Согласно им морфологическая система поверхности состоит из простых элементов: характерных точек, структурных линий и заключенных между ними элементарных поверхностей, проявляющихся вне зависимости от батиметрического положения поверхности. Они выделяются по признакам экстремальности (точки и линии) и инвариантности (согласно избранному масштабу). Эти элементы универсально отражают состав и строение поверхности земной коры, её внутреннюю структуру, фиксируют на поверхности рельефообразующие разломы и заключенные между ними блоки земной коры. С их учетом осуществлялась картографическая визуализация изобат. В результате выделен овальный в плане свод, вытянутый в северо-восточном направлении (азимут 50°), высота которого превышает 5000 метров поверхность акустического фундамента прилегающих котловин. Он характеризуется резко расчлененным рельефом (Рис. 1А), деформация которого обусловлена положением блока коры в зоне пересечения сквозных разломных структур [9].

Рельеф морского дна, изображенный в модели, построенной по итогам проведенных океанографических исследований по приведенной выше методике, не является точным в отображении характера форм и плановом соотношении неровностей дна. Поэтому в целях ревизии авторы решили использовать цифровые модели рельефа, которые содержатся в базах данных. Для построения батиметрических карт (Рис. 1, Б и В) были использованы цифровые данные, которые находятся в свободном доступе в сети Интернет в виде файлов, содержащих таблицу значений Х, Ү, Z. Для построения карты изобат (В) использованы данные, скомпилированные на основе ЕТОРО1. ЕТОРО1 – глобальная цифровая модель рельефа, включающая как наземный, так и подводный рельеф, с разрешением в 1 угловую минуту на пиксель. Для визуализации полученных цифровых данных авторы применили программу Surfer. Следует признать, что полученные модели явно отличаются детальностью и лучше отображают особенности деформации земной коры, отраженной в рельефе земной поверхности.

Литература

Зенкевич Н.Л. Рельеф дна // Основные черты геологии и гидрологии Японского моря.
 М.: Изд.-во АН СССР, 1961. С 3-22.

2. Васильев Б.И., Карп Б.Я., Строев П.А., Шевалдин Ю.В. Строение подводной возвышенности Ямато (Японское море) по геофизическим данным. // М: Изд-во МГУ, 1975. 98 с.

3. Основные черты геологического строения дна Японского моря / под редакцией Н.П. Васильковского. М.: Наука. 1978. 264 с.

4. Сигова К.И. Соотношение приповерхностных и глубинных структур земной коры впадины Японского моря. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 112 с.

5. Удинцев Г.Б. К методике эхометрической съемки при морских геологических исследованиях. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. V. 1951.

6. Удинцев Г.Б. О дешифрировании эхограмм. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. XIX. 1956.

7. Буданова Л.Я., Затонский Л.К., Ларина Н.И., Марова Н.А. К вопросу о методике составления батиметрических карт. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, Т. V. 1960.

8. Bathymetric Chart. 1:1 000 000. Japan. Tokio: Maritime Safety Agency, 1982.

 Мельниченко Ю.И. Строение и развитие возвышенности Ямато (Японское море) / Закономерности строения и эволюции геосфер. Материалы VI межд. научн. симп. Хабаровск, 23-26 сент. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2004. С. 199-204.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОТОКОВ ТЕПЛА, ИМПУЛЬСА И ЭНЕРГИИ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ МОРЯ

<u>В.В.-Навроцкий¹,</u> В.Ю. Ляпидевский², Е.П. Павлова¹, Ф.Ф. Храпченков¹

¹ТОИ ДВО РАН, vnavr@poi.dvo.ru ²ИГиЛ СО РАН

В прибрежных зонах морей и океанов диссипируется огромная энергия крупномасштабных процессов (приливов, вихрей, инерционных движений), но пространственно-временная структура процессов диссипации существенно зависит от стратификации поля плотности и глубины дна. При отсутствии стратификации эффективная турбулентная диссипация происходит главным образом, в придонном пограничном слое, где основными параметрами являются вертикальный градиент скорости, вязкость, силы Кориолиса и шероховатость дна. Наблюдения показывают, что при устойчивой стратификации механизм эффективной турбулентной диссипации включается не сразу, т.к. прежде всего, происходит генерация инерционно-гравитационных волн, которые являются основным посредником в переносе энергии между крупномасштабными движениями и мелкомасштабной диссипативной турбулентностью. Естественно, что наиболее интересными и важными являются процессы в стратифицированном придонном слое, который неизбежно появляется, когда сезонный пикноклин на большем или меньшем расстоянии от берега начинает контактировать с дном.

Для изучения этих процессов проводятся экспериментальные работы на гидрофизическом полигоне Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН «мыс Шульца» совместно с сотрудниками Института гидродинамики им. М.А. Лаврентьева СО РАН.

Используемый комплекс аппаратуры включает специально изготовленные термогирлянды, содержащие по 20–40 датчиков с расстоянием 0.5 м между датчиками. Вблизи гирлянд термодатчиков производились измерения скорости течений и температуры приборами S4A (InterOcean, USA), RDCP-600 (AANDERA), а также колебаний давления и температуры с помощью приборов SBE26 (USA) и РУМ (Регистратор Уровня Моря, ТОИ ДВО РАН). Указанные приборы устанавливаются, как правило, на станциях с глубинами 15-30 м.

Анализ проводимых измерений показывает, что гравитационные и инерционно-гравитационные волны, генерируемые над континентальным склоном вблизи границы шельфа, кардинально меняют структуру полей скорости и температуры и, соответственно, структуру и величины горизонтальных и вертикальных потоков тепла, импульса и энергии.

В качестве примера на рис. 1 показаны потоки мгновенные тепла (произведения пульсаций температуры T на модуль пульсаций скорости h) в придонном слое при больших градиентах плотности и внутренних волнах в сентябре и потоке тепла на различных горизонтах в мае. Хотя волновые движения (инерционные волны) даже при слабых градиентах плотности в мае присутствуют, но потоки тепла, а тем самым потоки массы, почти на порядок меньше, чем в сентябре.

На рис. 2 показаны спектры Гильберта-Хуанга пульсаций давления и горизонтальных компонент потоков энергии в придонном слое 5-13 сентября 2009 г. При ограниченной чувствительности датчиков давления волновые колебания давления в области периодов меньше полусуточного проявляются слабо, но в горизонтальных компонентах потоков энергии (произведений пульсаций давления на пульсации скорости) волновая природа потоков становится очевидной. Более того, довольно четко проявляются зоны, в которых поток энергии из больших периодов в малые не является непрерывным,



Рис. 1. Потоки тепла в придонном слое 5-13 сентября 2009 г. (слева) и на 4-х горизонтах 21-27 мая 2013г. (справа)



Рис. 2. Временная структура спектров давления (а) и горизонтальных потоков энергии (б, в) в придонном слое 5-13 сентября 2009 г.

разрывы и в пространстве периодов и во времени являются характерным свойством взаимодействия внутренних волн со средой, которые в настоящее время еще недостаточно изучены как теоретически, так и экспериментально.

ПРИРОДНЫЕ ГАЗЫ В ГЕОСФЕРАХ ЗЕМЛИ

А.И. Обжиров

ТОИ ДВО РАН, obzhirov@poi.dvo.ru

Лаборатория Газогеохимии ТОИ ДВО РАН с 1977 года изучает распределение природных газов в геосфере, гидросфере и атмосфере. Изучаются условия и масштаб дегазации Земли, эмиссии углеводородных газов, углекислого газа, водорода, гелия из мантии, земной коры, интрузивных комплексов, в процессе серпентинизации ультраосновных интрузивных пород, из углей и угленосных пород и других источников. Природные газы пронизывают земную кору, выходят в водную среду и в атмосферу. При этом формируются залежи углеводородов, газогидраты, изменяется минеральный состав пород, образуются карбонатные, рудные конкреции и залежи минерального сырья (рис. 1).

Природные газы с одной стороны, являются индикаторами поиска месторождений полезных ископаемых, картирования зон разломов, оценки их сейсмической активности, прогноза землетрясений, оценки загрязнения окружающей среды и выделения парниковых газов, (CH4, CO2), оказывающих влияние на глобальный процесс изменения (потепления) климата. С другой стороны, природные газы являются средой, которая влияет на физические, химические, гидроакустические, геофизические характеристики, которые необходимо учитывать и изучать для корректной интерпретации этих измерений.

Например, в результате мониторинга метана, выполненного в экспедициях 1998-2000 гг., были выявлены некоторые закономерности в распределении метана в водных колонках на восточном Сахалинском шельфе и склоне впадины Дерюгина Охотского моря [1,2]. На всех горизонтах водных колонок мелководного шельфа (глубины 20-80 м) этих станций во все сезоны обнаружены очень высокие аномалии метана (около 3000-4000 нл/л в придонных слоях и 500-1000 нл/л на поверхности). В конце мая 1999 г. в районе станции Ut99-9 была обнаружена акустическая аномалия, характеризующая поток пузырей газа (метана). Этот выход метана был назван «Николь» в честь координатора проекта КОМЕКС). В начале июня 2000 г.



Рис. 1. Схема процесса миграции газа из недр Земли и формирование залежей минерального сырья с участием природных газов.

акустическая аномалия (поток метана) был зафиксирован снова в этом же районе (станция G00-12). Концентрация метана в районе акустической аномалии в начале июня изменялась от 4000 нл/л в придонном слое (глубина 40 м) до 1000 м на поверхности.

На других станциях, расположенных в более глубоководной части шельфа и склона этого профиля аномальные концентрации метана встречены в водных колонках в придонном, промежуточном и поверхностном слоях. В отличие от мелководного шельфа концентрации метана на всех уровнях водных колонок склона постепенно уменьшаются с увеличением глубины.

В водных колонках этого профиля наблюдается резкая сезонная изменчивость концентраций метана. В конце октября 1998 г. на мелководном шельфе наблюдалась обратное распределение метана – в придонном слое концентрация метана была в 2-3 раза меньше (200-800 нл/л), чем на поверхности (700-1400 нл/л соответственно). В этот же период на станциях глубоководного шельфа и склона аномалии метана на поверхности, в промежуточных и придонных слоях отсутствовали. В сентябре 1999 г на мелководном шельфе (станция Ge99-11, глубина 85 м) почти фоновая концентрация метана (120-140 нл/л) наблюдалась в верхнем 10-и метровом слое воды. Она увеличилась до 3000 нл/л на глубине 30 м.

Закономерности распределения метана в водных колонках хорошо сохраняются в сезоны в конце мая 1999 г. и начале июня 2000 г. В эти периоды аномалии метана присутствуют в водных колонках от дна до поверхности на мелководном шельфе и на поверхности, в промежуточных и придонных слоях воды на глубоководном шельфе и склоне. Отличие заключается в смещении глубины промежуточных слоев с аномалиями метана.

Источниками метана в этом районе являются нефтегазсодержащие породы осадочных отложений. На мелководном шельфе этого района открыто крупное Лунское газовое месторождение. Метан по зонам разломов и трещинам проникает из недр в воду и насыщает всю толщу воды на мелководном шельфе. Нефтегазоносность этих пород с увеличением глубины уменьшается, в связи с чем, сокращается поступление метана из пород дна в воду на глубоководном шельфе и склоне. Это подтверждается отсутствием аномалий метана в сезон конец октября 1998 г. В конце мая и начале июня аномалии метана на глубоководном шельфе и склоне связаны с переносом водных слоев, насыщенных метаном, под воздействием приливных и Приморского течений в сторону глубоководного шельфа и склона. Это подтверждается изменением температуры воды по профилю и хорошую корреляцию распространения слоев холодной воды с аномалиями метана. Слои холодной воды на шельфе формируются в зимнее время, поэтому их нет в конце октября и, соответственно, в этот период отсутствуют аномалии метана на глубоководном шельфе и склоне.

В районе залива Терпения Охотского моря на станции G00-20 измерение метана выполнялось в 5 экспедициях (август 1998, конец октября 1998, конец мая 1999, сентябрь 1999, начало июня 2000). Во все сезоны за период мониторинга в районе этой станции наблюдались аномальные концентрации метана в придонной воде (в среднем около 600 нл/л), которые уменьшались постепенно к поверхности от 85 до 140 нл/л. Меньшие концентрации на поверхности зафиксированы летом, большие осенью и весной. Самая низкая концентрация метана (202 нл/л) в придонной воде была встречена осенью (конец октября 1998), самая высокая – 1630 нл/л летом (август 1998).

Как уже отмечалось, в Охотском море источником поступления газа (метана) являются нефтегазсодержащие слои осадочной толщи и, возможно, более глубоких горизонтов земной коры и мантии, в связи с наличием в газе водорода и гелия. Путями миграции газа являются зоны разломов. Увеличение потоков газа, в том числе метана, происходит в период сейсмической активизации и раскрытием зон разломов. При этом, возможно, поток газа является смазкой между стенками разломов и при сейсмической активизации блоки пород активно перемещаются относительно друг друга и способствуют эпизодам землетрясений. Это подтверждается гидроакустическими наблюдениями, благодаря которым отмечено увеличение потоков пузырей газа (в том числе метана) из донных отложение в воду в период землетрясений. Кроме того, наблюдается пульсационный режим усиления и ослабления потоков газа (метана). Во-первых, это подтверждает участие сейсмотектонической активизации в формировании и выходов потоков метана, во-вторых, в районе исследований идут процессы миграции и накопления природных газов (метана) на горизонтах земной коры, которые пульсационно высвобождаются по типу гейзеров.

Таким образом, в процессе исследований обнаружены следующие закономерности, которые важно учитывать при выполнении гидроакустических, сейсмических, гидрологических, экологических и других исследований:

1. Осенью и весной на мелководном шельфе (глубины 20-80 м) в районе потоков метана из донных отложений наблюдается выравнивание концентраций метана в воде от дна до поверхности. Возможно, это связано с конвективным перемешиванием воды в эти сезоны. В результате этого придонная вода, насыщенная метаном, поднимается к поверхности и формирует аномальные поля метана с концентрацией 1000-2000 нл/л и более в приповерхностных слоях воды. В эти сезоны происходит основной отток метана из воды в атмосферу в районе мелководного шельфа.

2. Летом на шельфе Сахалина формируется более теплый с меньшей соленостью поверхностный слой воды с почти равновесной с воздухом концентрацией метана (70-80 нл/л). В этом случае отток метана из воды в атмосферу ослабевает или прекращается. Это связано с поступлением пресных более теплых вод из рек и водотоков с Сахалина и р. Амур в летний период.

3. На склоне восточного Сахалина в водных колонках прослежены промежуточные водные слои на глубинах 300-500 м с аномальными концентрациями метана (3000-4000 нл/л), которые распространяются с шельфа. Особенности их внедрения связаны с динамикой гидрологического режима этих районов, в связи с чем, они отсутствуют в период поздней осени, так как в это время нет переохлажденных вод, насыщенных метаном и перемещающихся с шельфа на склон.

4. На широтном профиле 5 (54[°] с.ш.), который проходит через газовые выходы «Гизелла» и «Обжиров» обнаружено:

4.1 Две новые акустические аномалии «Эрвин» и «Миллениум»;

4.2 Мощные источники метана на северо-восточном шельфе Сахалина, которые достигают поверхности моря;

4.3 Ослабление деятельности газовых выходов «Гизелла» и «Обжиров» по сравнению с другими сезонами 1998, 1999 г.г.

5. На широтном профиле 51⁰ с.ш. на мелководном шельфе восточного Сахалина (глубина 80 м) обнаружен новый поток метана «Николь», который сопровождается акустической аномалией, усилившейся в начале июня 2000 г. Потоки метана «Эрвин», «Миллениум», «Николь» характеризуют усиление сейсмо-тектонической активности шельфа восточного Сахалина в начале июня 2000 г.

6. В водных колонках залива Терпения и его склоне сохраняются те же закономерности распределения метана как и на восточном шельфе и склоне Сахалина.

Литература

1. Акуличев В.А., Обжиров А.И., Шакиров Р.Б., Мальцева Е.В., Гресов А.И., Телегин Ю.А. Условия формирования газогидратов в Охотском море // Доклады Академии наук. Океанология. 2014. Т. 454. № 3. С. 340-342.

2. Обжиров А.И., Пестрикова Н.Л., Мишукова Г.И., Мишуков В.Ф., Окулов А.К. Распределение содержания и потоков метана на акваториях Японского, Охотского морей и прикурильской части Тихого океана // *Метеорология и гидрология*. М. 2016. № 3. С. 71-81.

РЕКОНСТРУКЦИЯ НЕОДНОРОДНОГО НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНЫХ КУРИЛ

Е.Б. Осипова

ТОИ ДВО РАН, osipov@poi.dvo.ru

Построение механико-математических моделей на основании обобщения сейсмических и геофизических данных с целью изучения напряженно-деформируемого состояния (НДС) глубинных слоев Земли представляется актуальной задачей. [1,2]. В рамках таких моделей возможен количественный и качественный анализ полей напряжений, определяющих условия формирования и взаимодействие различных геологических структурных форм в результате деформаций и перемещений. В данной работе, в рамках единой модели устойчивого равновесия сжимаемого, гиперупругого полого шара, физико-механические свойства которого определяются средне-взвешенными по мощности входными данными геофизической модели Земли PEM-O (Parametric Earth Model, O - океаническая модель) [3], предложена реконструкция профиля земной коры, напряженное состояние которой описывается несимметричным тензором напряжений Пиола-Кирхгофа. В общее решение трехмерной задачи устойчивости равновесия встроена плотностная модель [4]. Соответствующая кинематика определяется тензором деформаций Грина и перемещениями поворота. Механико-математическое моделирование основано на теории подобия реологических процессов в кусочно-однородных средах, подверженных конечным деформациям [5]. Исследование НДС модельного слоя разделяется на основное и возмущенное [6-7]. Это состояние обусловлено действием массовых сил в гравитационном поле и характеризуется накоплением деформаций. Гипотетически предполагаем возможность существования основного (невозмущенного) состояния с пренебрежимо малыми напряжениями и деформациями, которое существует до начала действия других тектонических сил и обусловлено пренебрежимо малым гравитационным полем. Предложен аналитический алгоритм исследования в гравитационном поле устойчивого равновесия сжимаемого полого шара, свойства которого описываются физическим законом состояния Мурнагана, определяющим упругие свойства и внутреннюю способность к деформированию.

Динамика неоднородных упругих сред рассматривается в лагранжевых координатах. Состояние устойчивого равновесия складывается из основного (невозмущенного) и возмущенного напряженно-деформируемого, которое описывается соответствующими линеаризованными соотношениями [6-7]. Используем соотношения теории конечных деформаций и их линеаризованные выражения в произвольной ортогональной криволинейной системе координат. Основные соотношения для возмущенного состояния линеаризуются в окрестности значений соответствующих величин невозмущенного состояния.

В соответствие с общей постановкой задачи линеаризованной теории устойчивости равновесия исследуем неоднородное НДС сжимаемого шара под действием сил гравитации и внутреннего давления интенсивности \tilde{p} , внешняя поверхность которого свободна от нагружения. Решение задачи выполнено в географической системе координат $O_{\rho\phi\lambda}$ (ρ – радиус, φ – широта, λ – долгота) в физических составляющих (нижние индексы взяты в круглые скобки) компонент тензора деформаций Грина $\varepsilon_{(ij)}$, несимметричного тензора напряжений Пиола-Кирхгофа $t_{(ij)}$, физических составляющих вектора перемещений u_k в направлении координатных линий. Предполагаем, что интенсивность внутреннего следящего давления компенсирует влияние внутренней части земного массива.

Численная реализация решения выполнена для модели РЕМ-О, в которой выделен слой, моделирующий земную кору мощностью 35 км ($\rho_1 = 6336$ км, $\rho_2 = 6371$ км – дневная поверхность). В соответствие с геофизическими свойствами РЕМ-О [3] используем в расчетах средне-взвешенные по мощности слоев значения реологических параметров: упругой постоянной λ , коэффициента жесткости μ , плотности \wp , внутреннего следящего давления $\widetilde{p} = 1.82$ ГПа.

Основное состояние шара является устойчивым и радиальносимметричным, характеризуется радиальной деформацией $0.0338 \le \varepsilon_{(\rho\rho)}^{o} \le 0.0370$, радиальным напряжением $0.00565 \ \Gamma\Pi a \le t_{(\rho\rho)}^{o} \le 0.0062 \ \Gamma\Pi a$, удлинением $0.99981 \le \delta^{o} \le 1.0$ и перемещением $-1.2 \ \text{км} \le u_{\rho}^{o} \le 0 \ \text{км}$.

По данным расчета по профилю ЦК: Охотское море (50 км, $\varphi = 47.054549$, $\lambda = 151.758582$) – о. Симушир (100 км, $\varphi = 46.827178$, $\lambda = 152.326821$) – Курило-Камчатский желоб (150 км, $\varphi = 46.600506$, $\lambda = 152.893315$) выполнена реконструкция возможных полей напряжений при значениях плотности $\wp + \Delta \wp$. Значение $\wp = 3.097839$ г/см³рассчитывается по данным геофизической модели РЕМ-О, $\Delta \wp$ определяется в каждой текущей точке согласно плотности по определенной сетке глубины и длины профиля. Используя аналитическое решение задачи в возмущенном состоянии [8], определяем численные значения параметров НДС, построенное для плотности $\wp + \Delta \wp$ по такой же сетке. Таким образом, в решение, построенное для средних значений плотности, упругости и жесткости среды для модели РЕМ-О встраивается неоднородное глубинное распределение плотностей. Введем в анализ параметр интенсивности напряжений, который

является положительно определенной результирующей функцией всех компонент тензора напряжений Пиола-Кирхгофа:

$$\begin{split} T_{u} &= \frac{1}{\sqrt{2}} \cdot \\ \cdot \sqrt{\left(t_{(\rho\rho)} - t_{(\phi\rho)}\right)^{2} + \left(t_{(\phi\rho)} - t_{(\lambda\lambda)}\right)^{2} + \left(t_{(\lambda\lambda)} - t_{(\rho\rho)}\right)^{2} + 3\left(t_{(\rho\phi)}^{2} + t_{(\phi\lambda)}^{2} + t_{(\rho\lambda)}^{2} + t_{(\lambda\rho)}^{2} + t$$

В табл.1 приведены максимальные и минимальные расчетные значения компонент тензора и интенсивности напряжений по глубине 35 км для профилей 50 -100 км и 100 – 150 км.

		Профиль	50 -100 км		Профиль 100 -150 км							
	глубина	0-10 км	глубина	10-35 км	глубина	0-10 км	глубина 10-35 км					
	Мах, ГПа	Min, ГПа	Мах, ГПа	Min, ГПа	Мах, ГПа	Min, ГПа	Мах, ГПа	Min, ГПа				
t _(pp)	-162.5	-198.1	-176.9	-203.3	-143.6	-176.8	-156.1	-181.3				
$t_{(\rho\phi)}$	68.495	57.219	70.396	62.393	62.355	51.645	64.014	56.195				
$t_{(\rho\lambda)}$	-7.146	-7.916	-7.803	-8.123	-7.306	-8.010	-7.921	-8.194				
$t_{(\phi\rho)}$	108.61	90.764	111.77	98.939	98.867	81.932	101.63	89.106				
$t_{(\varphi\varphi)}$	-384.3	-469.7	-417.9	-481.3	-338.5	-417.7	-367.4	-427.7				
$t_{(\rho\lambda)}$	924.94	827.94	947.92	902.96	944.75	858.22	965.27	925.31				
$t_{(\lambda \rho)}$	-11.31	-12.52	-12.34	-12.86	-11.56	-12.67	-12.53	-12.97				
$t_{(\lambda \varphi)}$	925.84	828.81	948.87	903.85	945.66	859.11	966.24	926.21				
$t_{(\lambda\lambda)}$	-244.7	-296.6	-266.2	-303.8	-217.5	-266.1	-236.2	-272.3				
T_u	$T_{u_{max}} =$	1663.4 ГПа	$T_{u_{min}} = 1456.$	1 ГПа	$T_{u_{max}}$ =1688.4 ГПа, $T_{u_{min}}$ =1503.3 ГПа							

Таблица 1. Расчетные значения компонент тензора и интенсивности напряжений

Распределение возможных полей напряжений и деформаций обусловлено граничными условиями, неоднородностью физико-механических свойств среды (в данном примере неоднородностью плотности), и законом состояния, которым определяется качественная и количественная способность к деформированию. Как следствие, имеем соответствующие поля распределения значений и градиентов компонент тензоров, результирующих параметров, характеризующих НДС. Из расчетных данных, приведенных в табл. 1 следует, что по профилю справа (100-150км) значения интенсивности напряжений $T_{u_{max}}$ и $T_{u_{min}}$ больше, чем слева (50-100 км). Это обусловлено бо́льшими и почти равными между собой значениями компонент тами касательных напряжений $t_{(\rho \phi)}$ и $t_{(\rho \lambda)}$ и $t_{(\lambda \rho)}$, значения которых справа и должны быть меньше с учетом заданного плотностного распределения. Количественное соответствие (табл.1) между касательными компонентами тензора напряжений, при котором $t_{(\rho \phi)}$ и $t_{(\rho \lambda)}$, и $t_{(\lambda \rho)}$ меньше на порядок,



Рис. 1. Реконструкция расчетного поля интенсивности напряжений центральной части схемы длиной 50 -150км по глубине 35 км.

чем $t_{(\varphi\lambda)}$ и $t_{(\lambda\varphi)}$, и компонентами $t_{(\rho\rho)}$, $t_{(\varphi\varphi)}$, $t_{(\lambda\lambda)}$ формирует и удерживает сло-истость земной коры.

Распределение изолиний расчетного поля значений интенсивности напряжений соответствует положению глубинных разломов и границам плотностных блоков. Выражена слоистость приповерхностных зон на глубине до 8 км, при этом максимальные значения интенсивности (1663.4 – 1688.4 ГПа) достигаются в нижней глубинной части профиля.

В рамках решения задачи упругой устойчивости равновесия и заданных петроплотностных данных представлена реконструкция возможного НДС земной коры ЦК. Хорошо моделируются неоднородная структура земной коры, которая является результатом перемещений поворота и сдвига, горизонтальных и вертикальных движений по всей глубине в гравитационном поле первоначально сплошной среды. Рельеф дневной поверхности профиля и его деформирование определяется в значительной степени глубинным распределением напряжений. Приведенные расчетные данные компонент и интенсивности тензора напряжений формируют и удерживают слоистую структуру земной коры.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 15-05-06638).

Литература

1. Викулин А.В. Физика Земли и геодинамика. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КамГУ им. Витуса Беринга, 2008. 463 с.

2. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 612 с.

3. Dziewonski A.M., Hales A.L., Lapwood E.R. Parametrically simple Earth models consistent with geophysical data // Phys. Earth Planet. Inter. 1975. V.10. № 1. P.12-48.

4. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Прошкина З.Н. Сравнительный анализ сейсмических и плотностных моделей земной коры Центральных Курил // Тихоокеанская геология. 2015. Т.34. №6. С. 45-56.

5. Гуревич Г.И. Об исходных предпосылках подхода к моделированию в тектонике // Некоторые вопросы механики деформируемых сред. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С.75-144.

6. Biot M.A. Non-linear theory of elasticity and the linearized case for a body under initial stress // Phil. Mag. 1939. V.27. P. 89-115.

7. Гузь А.Н. Основы теория упругой устойчивости деформируемых тел. Киев: Вища школа, 1986. 511 с.

8. Осипова Е.Б. Исследование устойчивости равновесия сжимаемого гиперупругого полого шара// ПМТФ. 2015. Т.56. №4. С.160-169. (DOI:10.15372/PMTF20150415).

МОДЕЛИРОВАНИЕ КОНВЕКТИВНЫХ ДВИЖЕНИЙ В ЛИТОСФЕРЕ ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКОЙ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ

В.В. Пак

ТОИ ДВО РАН, pakvv@poi.dvo.ru

Западно-Тихоокеанская зона перехода отличается активным тектогенезом, который характеризуется тепловым потоком высокой плотности, наличием мощных астеносферных линз и погружающихся в сторону континента сейсмофокальных зон (зон Бениофа), распространяющихся до глубин порядка 800 км. Она расположена между ложем океана и Тихоокеанским Тектоническим Поясом. Согласно современным представлениям, тектогенез в этой зоне перехода следует связывать с эндогенным потоком энергии.

В настоящее время разработан ряд численных моделей для исследования глубинных движений и напряженного состояния в верхней мантии этого региона. Однако моделирование взаимосвязи поверхностных и глубинных процессов, влияние глубинных течений на эволюцию рельефа дневной поверхности и процессы структурообразования в земной коры находится еще только на начальной стадии.

В докладе представлены результаты моделирования процесса образования астеносферной линзы и ее влияние на эволюцию дневной поверхности и границ раздела земной коры Западно-Тихоокеанской переходной зоны. В настоящее время существуют различные модели образования астенолинзы (седиментационная конвекция, глубинный диапиризм и т.д.). Мы моделировали этот процесс как результат адвекции легких дифференциатов (флюидов) с границы верхней и нижней мантии.

Для этой цели использовалась совместная численная модель многослойного тонкого пласта переменной толщины, расположенного на относительно более толстом слое, который представляет собой двухфазную флюидонасыщенную среду с вязким скелетом. Для описания течения в пласте используются уравнения смазки (уравнения Рейнольдса), а в подстилающем слое — уравнения компакции. Разработан метод сопряжения разнородных уравнений, не использующий каких-либо итерационных процедур. Представлены численные результаты исследования эволюции земной под влиянием образующейся астеносферной линзы в подстилающей части литосферы.

Рассмотрим расчетную область, которую можно разделить на 2 подобласти (D_1 и D_2). В отличие от модели, представленной в [1], нижняя подобласть D_2 заполнена двухфазной флюидонасыщенной средой с вязким скелетом. Движение скелета и флюида (легких дифференциатов) в подобласти D_2 описыватся уравнениями компакции.

$$\sum_{j=1}^{2} \frac{\partial}{\partial x_{j}} \left[\mu \left(\frac{\partial u_{i}}{\partial x_{j}} + \frac{\partial u_{j}}{\partial x_{i}} \right) \right] - \frac{\partial p}{\partial x_{i}} - \left(\rho_{s} \left(1 - \phi \right) + \rho_{f} \phi \right) g \delta_{i2} = 0,$$

$$- \frac{\partial p}{\partial x_{i}} - \frac{1}{\eta} V_{i} - \rho_{f} g \delta_{i2} = 0,$$

$$\sum_{i=1}^{2} \left(\frac{\partial u_{i}}{\partial x_{i}} + \frac{\partial V_{i}}{\partial x_{i}} \right) = 0,$$
(1)

где ρ_s и ρ_f – плотности скелета и флюида, δ_{ij} – символ Кронекера, g – ускорение силы тяжести, μ – вязкость скелета, η – проницаемость скелета, u_i – компоненты скорости скелета, u_i – компоненты потока флюида, p – давление.

Верхняя подобласть D_1 представляет в модели трехслойную земную кору (осадочный чехол, гранитный слой, базальтовый слой)), границы которой обозначим Z_i , $i = \overline{1,3}$. Ниже подошвы коры (граница z_4) мы добавим еще один слой, который будет представлять образующуюся астеносферную линзу, с плотностью ρ_r . В начальный момент его толщина близка к нулю.

Для описания движения жидкости в каждом слое подобласти D₁ использовались уравнения в приближении смазочного слоя, полученные в предположении, что горизонтальный масштаб возмущений существенно больше вертикального и плотность не убывает с глубиной.

$$\frac{\partial p}{\partial x_1} = \mu_k \frac{\partial^2 u_1}{\partial x_2^2}, \quad \frac{\partial p}{\partial x_2} = -\rho_k g, \quad k = \overline{1,3}$$

$$\sum_{i=1}^2 \frac{\partial u_i}{\partial x_i} = 0,$$
(2)

На поверхности задавались условия отсутствия напряжении, на границах раздела слоев – условия непрерывности скоростей и напряжений. Кроме этого, на подвижных границах раздела задавались кинематические условия отсутствия потока массы через границу, то есть нормальная составляющая скорости частиц жидкости на границе равна скорости движения. Решая с учетом краевых условий и подставляя полученные решения в условия отсутствия перетока массы через границы слоев получаются уравнения для Z:

$$\frac{\partial Z_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_1} \left[\sum_{j=1}^N \left(\gamma_j A_{ij} \frac{\partial Z_j}{\partial x_1} \right) - u_1 Z_{N+1} \right] + u_2, \quad i = \overline{1,3}$$
(3)

где

$$A_{ij} = A_{ji} = \sum_{l=i}^{N} h_l \sum_{m=j}^{N} h_m \sum_{k=j}^{N} \frac{1}{\mu_k} \frac{h_k}{1 + \delta_{mk}}, \quad i \le j, \quad j = \overline{1, N},$$

 $h_i = z_{i+1} - z_i,$

*у*_{*i*} – безразмерные скачки плотностей на границе раздела слоев.

В численной модели также учитываются процессы денудации-осадконакопления. В ранее разработанных моделях, эти процессы моделируются уравнением диффузии. Но в силу ограничений численных моделей, осадочный чехол не выделяют отдельно от кристаллического фундамента, предполагая, что они имеют одинаковые параметры. Однако, так как осадочные породы значительно отличаются от гранита и базальта как по плотности, так и по вязкости, в предлагаемой модели, осадочный чехол рассматривается как отдельный слой.

На границе сопряжения подобластей z_5 «сращивались» поля скоростей и напряжений подобластей D_1 и D_2 , а также задавалось условие перетока флюида в нижний слой D_1 .

Асимптотическое исследование уравнений показало существенное различие эволюции течения в поверхностном пласте на малых и на больших временах. Получено соотношение, связывающее движение границ поверхностной неоднородности и скорости на границе сопряжения, которое рассматривалось в качестве дополнительного граничного условия в модели. В [2] представленз модельные расчеты мгновенного поля скоростей и проведен сравнительный анализ результатов с использованием асимптотического граничного условия и без использования этого условия.

Для численного решения уравнений использовался модифицированный метод конечных элементов в сочетании с методом проекции градиента. По-

ложения границ слоев подобласти D_1 в каждый момент времени определялись путем численного решения уравнений. Применение асимтотическогого условия при решении уравнений позволило значительно ослабить ограничение на шаг по времени, характерного при решении жестких эволюционных систем, с сохранением вычислительной устойчивости. Была получена хорошая аппроксимация границ пласта на больших временах.

Проведено численное моделирование образования астеносферной линзы и иследуется ее влияние на эволюцию поля скоростей в подстилающей литосфере, а также релефа дневной поверхности и границ раздела слоев земной коры. Согласно результатам геофизических наблюдений, любая эволюция плотностных неоднородностей (создание различных форм рельефа) идет всегда при полной изостатической их уравновешенности в региональном масштабе. Поэтому предполагалось, что в начальный момент времени земная кора находится в состоянии изостазии, и впадина Охотского моря отсутствует.

По результатам моделирования, эволюция исследуемого процесса происходит следующим образом. В литосфере под подошвой коры в результате адвекции флюида аккумулируется астеносферная линза, вертикальный размер, которой со временем возрастает, а горизонтальный размер, наоборот сокращается. В результате она локализуется под корой Охотского моря. При росте этой линзы происходит подъем дневной поверхности и границ раздела коры, расположенных выше. Далее при продолжающемся росте линзы происходит опускание поверхности с образованием крупномасштабной впади-



Рис. 1. (а) Поле скоростей в литосфере зоны перехода океан-континент в момент времени 6 млн. лет. Цветом показано распределение максимальных скалывающих напряжений, величина которых представлена на шкале (в кбар). Стрелками показаны направления движения флюида, пунктирными линиями дневная поверхность и границы раздела земной коры. (б) Сплошными линиями показаны границы раздела земной коры: z_1 – дневная поверхность, z_2 – граница между осадочным чехлом и гранитным слоем, z_3 – граница между гранитным и базальтовым слоем и астенолизной, z_5 – граница между астенолизной и верхней мантией.

ны. Процессы эрозии-денудации значительно увеличивают глубину образующейся впадины. Финальная стадия этого процесса представлена на рис. 1.

Модельные расчеты показывают, что в исследуемом процессе образования впадины Охотского моря можно выделить его основные стадии: поднятие-рифт-депрессия. Это находится в полном согласии с данными геофизических наблюдений [3].

Литература

9. Пак В.В. Численное исследование эволюции поля скоростей в литосфере переходной зоны океан-континент // Физика геосфер: Девятый Всероссийский симпозиум, 21 - 24 сентября 2015 г., Владивосток, Россия. Тезисы докладов: Владивосток: Дальнаука, 2015. 590 с. С. 547-550.

10. Пак.В.В. Применение метода проекции градиента к численному решению совместной системы уравнений Стокса и уравнений Рейнольдса // Вычислительная механика сплошных сред. 2014. Т. 7. № 1. С. 23-29.

11. Neugebauer H.J. Models of lithospheric thinning // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 1987. V. 15. P. 421-443.

ИНДИКАЦИЯ СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ ПОТОКОВ В ОХОТСКОМ И ЯПОНСКОМ МОРЯХ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА ФОРАМИНИФЕР

С.П. Плетнев, В.К. Аннин

ТОИ ДВО РАН, pletnev@poi.dvo.ru

Открытие огромных запасов метана в зонах вечной мерзлоты и на дне океанов дает основание полагать, что его внезапные выбросы в атмосферу могли приводить к глобальным экологическим катастрофам. С этим связывают массовое вымирание и внезапное изменение климата в конце пермского периода, начале эоцена (PETM) и в конце последней ледниковой эпохи. Веским аргументом в пользу этих событий является резкий негативный сдвиг õ¹³С в карбонате раковин данного возраста.

Оценки потока современного метана из океана в атмосферу невелики. В водной и осадочной толщах происходит перехват газа метанотрофными бактериями. Благодаря биогеохимическим процессам, в зонах выхода метана синтезируется новое органическое вещество и сильно меняется химический состав окружающих вод с низкими значениями изотопа С¹³ (Леин, Иванов, 2009). Бентосные организмы в процессе строительства своих раковин и потребляя в пищу бактерии, также несут отрицательный изотопный сигнал. Надежным индикатором природной среды и метана зарекомендовали себя бентосные фораминиферы. Изотопный анализ живых фораминифер показал, что значения \tilde{o}^{13} С в пределах одного вида в зонах выхода метана на 0,4 – 1 ‰ ниже по сравнению с их фоновыми величинами (Rathbum et al., 2000).

Охотское море является одним из водоемов, богатейшим по запасам метана. В Охотском море не проводилось ориентированных исследований фораминифер в метановых экосистемах.

Анализом послужили поверхностные пробы осадков грунтов в Охотском и Японском море. Они отобраны на восточном и западном склоне острова Сахалин во время рейсов на НИС» Академик Лаврентьев» в 2010 и 2014 гг. Станции отбора расположены в интервале глубин от 200 до 1500 метров.

В составе фауны фораминифер определено 6 планктонных и 32 бентосных вида (Плетнев и др., 2014). Совместный анализ фораминифер и CH_4 позволил установить бентосные виды индикаторы метановых экосистем: с карбонатной раковиной [Uvigerina peregrina parvocostata Saidova, Valvulineria sadonica (Asano) и Nonionellina labradorica (Dawson)], с агглютинирующей раковиной [(Reophax dentaliniformis (Brady)].

Соотношение изотопов ($0^{16}/0^{18}$ и C^{12/·C¹³}) изучено в карбонате раковин первых трех видов, которые живыми встречены на 11 из 18 станций (см. табл. и рис.).. Вариации õ¹⁸0 как в пределах одного, так и между разными видами невелики (*U. parvocostata* - 3,43 - 3,60; *V. sadonica* - 2,81-3,04 и *N. labradorica* - 3,28 - 3,37 ‰). По-видимому, соотношение изотопов кислорода не является главным фактором при выборе видов-индикаторов метана. Значение õ¹⁸0 фораминифер зависит, прежде всего, от изменения объема планетарного льда (температура и соленость), глубины и витального эффекта, определяющего изотопное фракционирование у разных видов.

На полигоне небольшие амплитуды $\tilde{0}^{18}0$ обусловлены малой изменчивостью солености и температур, в связи с близким положением станций. Вместе с тем, эти же океанологические параметры существенно меняют соотношение $0^{16}/0^{18}$ в раковинах живых фораминифер. Так снижение солености на 2 ‰, в одном из фьордов Шпицбергена вызывает изменение значений $\tilde{0}^{18}0$ в раковинах *N. labradorica* на 0,5-1 ‰ (Shetye et al., 2011). Понижение придонной температуры с глубиной от 1000 до 3000 м в Южно-Китайском море уменьшает величину $\tilde{0}^{18}0$ вида *Cibicidoides wuellerstorfi* (Schwager) на 0,55 ‰. Большие амплитуды отмечены среди $\tilde{0}^{13}$ С, особенно у видов *V. sadonica* от - 0,72 до - 1,45 ‰ и *N. labradorica* от - 1,17 до - 2,00 ‰. Изменения $\tilde{0}^{13}$ С превышают фоновые значения и обусловлены какими-то локальными природными факторами. Ранее было показано, что одни и те же виды фораминифер на разных глубинах мало меняют $\tilde{0}^{13}$ С, но зависят от биопродуктивности, неорганического С_{орт}, витального эффекта и CH₄.

Изотопные данные *N. labradorica* и *V. sadonica* имеют линейный тренд вдоль оси абсцисс (см. рис.). Минимальное значение \tilde{o}^{13} C *V. sadonica* (-1,49 ‰) отмечено на станции 31, где зафиксирован активный выход метана. Отдельно расположились станции (5, 9, 33) с диффузным просачиванием метана (около - 1,00 ‰) через осадки. Снижение значений \tilde{o}^{13} C *V. sadonica* в обоих случаях, по-видимому, связано с потоком метана.

No, station	33	31	17	1	25	5	3		23	11	19	9	5
N. labradorica C ¹³	-1,49	-1,17	-1,2	2 -1,44	4 -1,9	-1,9		6	-1,76	-1,77	-1,88	-1,8	-2
N. labradorica O ¹⁸	3,34	3,38	3,45	3,35	3,37	7	3,34	Ļ	3,25	3,33	3,39	3,28	3,35
V. sadonica C ¹³	-0,98	-1,45	-0,7	9 -0,73	3 -0,7	-0,72		5 -0,76		-0,72	-1,01	-0,99	-1,06
V. sadonica O ¹⁸	2,81	2,95	3,02	2,84	3,04	ŀ	2,88	;	3,04	2,81	2,95	2,89	2,85
U. parvocostata C13	-0,93	-1,03	-0,9	0 -1,03	3 -1,1	0	-0,9	7	-1,08	-1,11	-1,01	-1,24	-0,97
U. parvocostata O18	3,49	3,54	3,50	3,44	3,43	3	3,60		3,43	3,45	3,48	3,56	3,47
Number of shells	58	102	112	213	570		330		744	136	588	106	864
CH4,ml/L	0,20	0,20	0,04	0,41	0,00)3	0,003		0,004	0,07	0,07	0,01	0,04
Японское море LV- 62													
No, station	22	21		30	28		31		33				
N. labradorica C ¹³	-1,71	-2,14		-1,88	-2,15	2,15 -2		2 -2,9					
N. labradorica O ¹⁸	3,97	3,62	4	4,23	4,13	4,13 4		4,22					
Number of shells	155	156		230	331	3	371		016				
CH4,ml/L	0,001	0,004	(0,0021	0,023	0,023 0		0,063					

Таблица 1 Содержание изотопов О¹⁸ и С¹³ в раковинах бентосных фораминифер Охотское море LV- 50

По оси абсцисс расположились и $\tilde{0}^{13}$ С вида *N. labradorica*. Его наиболее низкие значения $\tilde{0}^{13}$ С отмечены не в зоне метановых сипов, как *V. sadonica*, а на станциях (5, 19, 23) с высокой биопродуетивностью. Здесь же обильно представлен планктонный вид *Globigerina bulloides* Orb. - индикатор высокой биопродуктивности и апвеллинга. На зависимость между органическим потоком и фракционированием изотопов углерода в живых раковинах *N. labradorica* указывают данные по акватории Шпицбергена. Отмечено, что за счет роста первичной продукции снижаются значения $\tilde{0}^{13}$ С *N. labradorica* от - 1,7 до - 3,2 ‰. Этому факту не противоречат и наш вывод о том, что снижение значений $\tilde{0}^{13}$ С *N. labradorica* может быть связано не только с метаном, а также с увеличением потока органического вещества. Снижение числа видов и раковин планктонных фораминифер отмечено в зоне метановых сипов (>0,1 мл/л) на станциях 31, 33 и отсутствие их на 29. Это вероятно связано с их растворением.



Рис. Изменение изотопов углерода и кислорода (‰) в раковинах фораминифер по отдельным станциям. Ось абсцисс (X) – õ¹³C, ось ординат (Y) - õ¹⁸O. 1 – Uvigerina peregrina parvocostata: 2 – Valvulineria sadonica и 3 - Nonionellina labradorica

Прямое воздействие метана на фораминифер трудно оценить. На станциях с диффузным просачиванием метана активно развиваются метанотрофные бактерии, вырабатывая дополнительное органическое вещество. По-видимому, увеличение кормовой базы фораминифер и привело к возрастанию численности раковин наиболее адаптированных видов к

Необходимо отметить, что на бентосные сообщества влияет интенсивность и длительность выхода метана. На станции 1 отмечено самое высокое содержанием метана (75 мл/л), но это не отразилось на численности раковин, видовом и изотопном составе фораминифер. По-видимому, в этом районе данный метановый очаг возник совсем недавно.

Сходные результаты видового и изотопного состава фораминифер были получены в Японском море.

Таким образом, совместный анализ фораминифер и изотопии их раковин показал, что в Охотском и Японском морях трассерами метановых экосистем могут быть виды Nonionellina labradorica, Uvigerina peregrine parvocostata является вид *Valvulineria sadonica*. На примере анализа колонки LV50-05 проведено тестирование этих видов для оценки древних потоков метана.

Литература

1. Зонненшайн Л.П., Мурдмаа И.О., Баранов Б.В. и др. Подводный газовый источник в Охотском море к западу от острова Парамушир // Океанология. 1987. № 5. С. 795 – 800.

2. Леин А.Ю., Иванов М.В. Биогеохимический цикл метана в океане. М.: Наука, 2009. 576 с.

3. Rathburn A.E., Levin L.A., Hela Z. et al. Benthic Foraminifera associated with cold methan seeps on the Northeastern California margin: Ecology and stable isotopic composition // Mar. Micropaleontol. 2000. Vol. 38. P. 247 – 266.
ЭТАПНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ГАЙОТОВ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР (ТИХИЙ ОКЕАН)

С.П. Плетнев

ТОИ ДВО РАН, pletnev@poi.dvo.ru

Магеллановы горы – дугообразная цепь подводных вулканических гор, длиной более чем 1200 км, разделяет Восточно-Марианскую котловину на две впадины: Пигафета и Сайпан. На западе они граничат с Марианской системой желобов, а на юго-востоке - с поднятиями Больших Каролинских и Маршалловых островов. Их линейная протяженность по широте на 1200 км, приуроченность к зоне субдукции на западе и расположение на древнем участке океанической коры давно привлекает внимание исследователей как модельного объекта для проверки различных геодинамических построений. В период 2002-2017 гг. силами ГНЦ «Южморгео» при участии авторов были проведены геолого-геофизические исследования Магеллановых гор с борта НИС «Геленджик» Комплексные работы (батиметрическая съемка многолучевым эхолотом, геоакустическое, магнитное и фототелевизионное профилирование; сбор каменного материала драгами и погружными буровыми установками) значительно расширили представления о геоморфологии и геологии исследуемого района. В частности, было обосновано разделение Магеллановых гор на Западное и Восточное звено.

Геологический разрез Магеллановых гор сложен вулканитами, осадочными породами мезозоя – кайнозоя и в нем можно выделить три структурно-формационных яруса. Нижний сложен преимущественно вулканитами (толеиты, океаниды, плагиобазальты), характерными для островов и поднятий, и встречен до глубин 3000 м. Второй ярус образуют субщелочные и щелочные базальтоиды (пикриты, оливиновые базальты и трахибазальты). Они залегают в виде лавовых потоков небольшой мощности и широко распространены выше 3000 м. По мнению И.Н.Говорова [1], возраст горных сооружений исследуемого района позднеюрский – раннемеловой. Это хорошо согласуется со средне- и позднеюрским возрастом плит соседних котловин. Имеющиеся данные по абсолютному датированию базальтов на Магеллановых горах варьируют от барремского до маастрихтского возраста. Третий ярус сложен, преимущественно, осадочными породами мела и кайнозоя, которые по органическим остаткам микро – и макрофауны подразделены на возрастные комплексы: апт-сеноманский, сантон-маастрихтский, верхнепалеоцен-эоценовый, средне (?) - верхнемиоценовый. Рыхлые осадки сформированы в плиоцен-четвертичное время. Более детальная характеристика данных возрастных комплексов нами дана ранее [2,5], и она же послужила основой геологического анализа развития Магеллановых гор.

Главную роль в истории Магеллановых гор, вероятно, сыграли тектонические события на рубеже юры-мела или чуть ранее, когда в результате деформации океанической плиты, ее отдельные блоки начали воздыматься на 3000-3500 м. В это же время происходит мощное вулканическое излияние, и формируются основные морфологические черты будущих гайотов. Дальнейшее рельефообразование в апте – палеогене было обусловлено сложным взаимодействием процессов вулканизма, изменением уровня моря, абразией и рифообрастанием.

На основе соотношения мелководных и глубоководных литолого-палеонтологических признаков установлены ««трансгрессивные» и «регрессивные» фазы в развитии гайотов Магеллановых гор, которые нашли свое отражение в цикличности формирования типоморфных горных пород. Трансгрессии контролировали темпы и характер седиментации. В регрессивные эпохи расширяются площади мелководного осадконакопления и возникали даже перерывы седиментации.

В меловой истории гайотов Магеллановых гор отчетливо фиксируются следы двух (позднеальб-сеноманской и позднекампан-маастрихтской) трансгрессий. Они по времени совпадают с высоким стоянием уровня моря на окраинах континента [4], что доказывает их эвстатическую природу. Судя по макрофауне, вершины будущих гайотов в мелу были у поверхности океана. Глобальные изменения уровня океана контролировали смену рифовых экосистем пелагическими. В апте и начале альба на гайотах Федорова, Бутакова, Альба и Ита-Май-Тай накапливались терригенные конгломераты, гравелиты и песчаники, что в сочетании с глубоководными осадками в котловинах Сайпан (СКВ. 585 DSDP) и Пигафета (СКВ. 801 ODP) указывает на существование архипелаговой системы островов. Ранний мел был периодом активной абразии вулканических вершин во всей Мид-Пацифике, а ее средняя скорость оценивается до 1,5 км в миллион лет [5]. Многие современные вершины подводных гор покрыты шапками меловых рифогенных известняков разной мощности. Конфигурацию и рельеф вершинных поверхностей подводных гор определяли прочность пород, наличие окаймляющих коралловых рифов и скорость опускания вулканической постройки. Надо полагать, что выравнивание вершинного плато гайотов происходило не только в результате абразии, но и за счет аккумуляции осадков в пониженных участках рельефа. Такова была палеогеографическая обстановка в районе Магеллановых гор накануне первой трансгрессии.

Восточнее Магеллановых гор, на ряде гайотов Мидпацифики (СКВ. 865 ODP), кораллово-рудистовые экосистемы активно развивались в период с баррема по сеноман, сформировав карбонатную платформу с мощностью до 2 км. На Магеллановых горах наиболее древние коралловые постройки имеют аптский возраст (Федорова, Ита-Май-Таи, Бутакова). Метахронность в появлении первых рифостроителей можно объяснить возможной денудацией доаптских известняков на Магеллановых горах, но это не подтверждается отсутствием органики этого возраста в соседних котловинах. Вероятно, это различие было связано с более поздним выходом вершин Магеллановых гор к поверхности океана.

Позднеальб - сеноманская трансгрессия на Магеллановых горах развивалась на фоне глобального термохрона. Океаны были галокалинными и тепловодными [6]. Термальный вертикальный градиент был нейтральный, а придонные водные массы были заражены аммиаком, сероводородом и метаном. В океанах возникали условия аноксии. Одно из таких событий нами зафиксировано во второй половине сеномана (событие MCE-1) на гайотах Бутакова, Говорова и Маровой [5].

Позднекампан-маастрихтская трансгрессия зафиксирована на большинстве изученных гайотов Магеллановых гор. Ход трансгрессии, по-видимому, не был единым циклом, а прерывался регрессией и падением придонных температур. Изотопные данные по белемниту с гайота Геленджик показали низкие температуры в раннем маастрихте, равные 9-10°С [7].

Анализ глобального тренда уровня океана в кайнозое указывает на его регрессивный характер. Кайнозойские « трансгрессивные « фазы в развитии Магеллановых гор отмечены в периоды: поздний палеоцен – ранний эоцен, вторая половина среднего – начало позднего эоцена и поздний кайнозой. О трансгрессиях этого времени на Магеллановых горах можно говорить только условно, так как их вершины уже располагались ниже уровня моря. Однако типоморфность осадочных пород «трансгрессивных» фаз в мелу и палеогене свидетельствует о сходстве условий их седиментации. На Магеллановых горах отмечен повсеместный перерыв осадконакопления в олигоцене. Пелагическая седиментация на гайотах возобновляется в миоцене, но уже в более глубоководных условиях, чем в палеогене.

Время первой палеогеновой трансгрессии на Магеллановых горах хорошо совпадает с эпохой глобального термохрона на рубеже палеоцена и зоцена. Вторая трансгрессия тоже соотносится с пиком тепла, но он был менее интенсивен по сравнению с ранним. Позднекайнозойская «трансгрессивная» фаза отмечена тем, что на гайотах впервые формируются фации глубоководных осадков.

Помимо аптского времени, эпохи вулканической активности фиксируются по присутствию туфов и туффитов на гайотах Федорова, Грамберга, Ита-Май-Таи и Альба в маастрихте, среднем эоцене и миоцене.

Анализ рудного разреза кобольтомарганцевых корок на Магеддановых горах позволил от его подошвы к кровле выделить четыре возрастные генерации: слой I-1– поздний палеоцен - ранний зоцен, слой I-2 – средний-поздний эоцен, слой II – миоцен и слой III - плиоцен-четвертичного возраста.

Показано, что развитие рудных корок - процесс длительный и дискретный во времени. Так, перерыв между образованием слоев I-2 (средний эоцен) и II (поздний миоцен) составляет около 25 млн. лет.

Литература

1. Гайоты Западной Пацифики / Волохин Ю.Г., Мельников М.Е., Школьник Э.Л. и др. М.:Наука, 1995. 308 с.

 Мельников М.Е., Плетнев С.П., Седышева Т.Е. и др. Первые данные о геологическом строении гайота Бутакова, Магеллановы горы, ТИхий океан // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. Вып. 19. С. 231-249.

3. Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. – М.: Мир. 1966. 272 с.

4. Найдин Н.П., Похиалайнен В.П., Кац Ю.И., Красилов В.А. Меловой период: палеогеография и палеоокеанология. М.: Наука. 1986. 242 с.

 Плетнев С.П., Мельников М.Е., Смирнова О.А., Пунина Т.А., Захаров Ю.Д. Новые биостратиграфические данные по гайотам Магеллановых гор (Тихий океан) / Труды XV Всероссийского микропалеонтологического совещания (Геленджик, 12-16 сентября 2012). Москва. 2012. С. 132-135.

6. Vogt P.R. Volcanogenic upwelling of anoxic, nutrient-rich water. A possible factor in carbonate-bank reef demise and benthic faunal extinctions? // Bull. Geol. Soc. Amer. 1989. V. 101. P. 1225-1245.

 Zakharov Y.D., Melnikov M.E., Pletnev S.P. et al. Supposed deep-water temperature fluctuations in the Central Pacific during latest Cretaceous time: first evidence from isotopic composition of belemnite rostra // Cephalopods – Present and Past. Tokyo: Tokai University Press. 2010. P. 267-285.

О СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ ОКЕАНСКОГО СКЛОНА ЦЕНТРАЛЬНЫХ КУРИЛ: НОВЫЕ ДЕТАЛИ

<u>З.Н. Прошкина</u>, Р.Г. Кулинич, М.Г. Валитов

ТОИ ДВО РАН, pro-zo@yandex.ru

В 2005 г. Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН и Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН организовали геолого-геофизическую экспедицию в район Центральных Курил, где ранее была выделена так называемая «сейсмическая брешь» - район длительного сейсмического затишья [1].

Исследования выполнялись на НИС «Академик М.А. Лаврентьев» (рейс № 37) и включили в себя батиметрию, одноканальную сейсморазведку (НСП), гравиметрию, магнитометрию и геологическое опробование (драгирование и геологические трубки). В результате выполненных работ здесь была выявлена поперечная зона тектонической деструкции рифтогенного типа, разрушившая основные геологические сооружения океанского склона островной дуги - подводный хребет Витязя и междуговой прогиб, отделяющий его от главной Курильской островной гряды [2]. В последующем здесь были проведены еще две геолого-геофизические экспедиции, в задачу которых входила детализация ранее выполненных исследований (НИС «Академик М.А. Лаврентьев», рейсы № 41, 2006 г. и № 52, 2010 г.).

В результате, с учетом геолого-геофизических данных, полученных в прошлые годы, создана представительная база батиметрических, сейсмических, гравиметрических и магнитометрических данных, собрана большая коллекция геологических проб, включившая широкий спектр осадочных, вулканогенно-осадочных, вулканогенных и интрузивных пород. К этому добавились сильнейшие землетрясения, которые потрясли этот район в 2006 г. (М=8.3) и 2007 г. (М=8.2), закрыли «сейсмическую брешь» и дали возможность исследовать связь этих событий с новыми данными о структуре земной коры этого района.

Всё это послужило основой для всестороннего и активного изучения выявленного феномена, полученные результаты опубликованы в целом ряде работ геологического и геофизического направления [3-8]. В итоге решен широкий спектр вопросов, касающихся современного структурно-тектонического облика и глубинного строения фронтального островного склона Центральных Курил, его тектоно-магматической эволюции с позднего мела до плейстоцена и связи имевших здесь место сильнейших коровых землетрясений с блоковой структурой этого района.

Однако анализ указанных работ показывает некоторую разобщенность в интерпретации геолого-геофизических материалов, а также недостаточное или неадекватное использование имеющихся данных для решения задач, поставленных авторами работ как геологического, так и геофизического профиля. Особенно это проявляется в геологических работах, где структурные построения недостаточно полно увязаны со всей имеющейся геофизической информацией [7, 8]. В целом, на наш взгляд, в опубликованных к настоящему времени многочисленных работах отсутствует системный, комплексный подход к интерпретации геолого-геофизических данных. Восполнение этого пробела явилось целью настоящей работы.

Для реализации этой цели нами выполнен повторный комплексный анализ и геологическая интерпретация имеющейся базы геофизических данных. Ниже излагаются основные результаты выполненной работы.

В качестве исходного материала послужил весь имеющийся комплект геофизических карт, а также результаты геологического опробования донных пород и осадков с координатами станций указанного опробования. В помощь геологической интерпретации геофизических данных для уточнения структурно-вещественных характеристик зоны тектонической деструкции океанского склона Центральных Курил и её флангов нами была выпол-



Рис. Структурно-вещественная схема зоны деструкции Центральных Курил и ее флангов. 1- фундамент хр. Витязя, представленный преимущественно магматогенными формациями базитового ряда; 2 – интрузии и вулканические постройки базитового состава; 3 – участки фундамента хр. Витязя, представленные геологическими формациями сиалического ряда; 4 – выступы сиалического фундамента; 5 – граниты в фундаменте хр. Витязя; 6 – неглубокое залегание консолидированного фундамента в зоне разрушения хр. Витязя; 7 – блоковые выступы консолидированного фундамента в зоне разрушения хр. Витязя; 8 – подводный магматогенный пьедестал островов Курильской гряды; 9 – слабо литифицированные осадочновулканогенные отложения; 10 – слаболитифицированные осадочные отложения; 11 – границы крупных (а) осадочных и мелких (б) осадочных и вулканогенно-осадочных бассейнов; 12 – разноранговые разломы.

нена трансформация гравитационного и магнитного полей с выделением локальных аномалий. С этой же целью выполнен корреляционный анализ тесноты связи гравитационных и магнитных аномалий путем вычисления парного коэффициента корреляции в площадном варианте по сетке 10x10 км с построением соответствующей карты.

Общий анализ указанного геолого-геофизического комплекса позволил выявить новые детали структуры изучаемого района с уточнением вещественного состава отдельных его участков. Это позволило построить уточненный вариант структурной схемы зоны деструкции и её флангов, представленной на рисунке.

К основным результатам выполненной работы можно отнести следующее:

 в пределах фундамента неразрушенных сегментов хребта Витязя наряду с базитовыми магматогенными комплексами, оконтурены участки развития геологических формаций сиалического ряда, включая граниты;

 в зоне разрушения хребта Витязя уточнены площади неглубокого залегания фундамента, блоковых выступов различного состава, выделены участки межблоковых впадин, выполненных слаболитифицированными осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями;

- в пределах прогиба, отделяющего хребет Витязя от островной Курильской гряды, в зоне деструкции и в других местах океанского склона островной дуги в общем поле осадочных отложений выделены участки, представленные осадочно-вулканогенными образованиями;

- выделен подводный вулканогенно-плутонический пьедестал островов Курильской гряды;

- на всей исследованной площади выделены интрузии и вулканические постройки базитового ряда.

Полученные результаты существенно дополняют информацию, полученную на предшествующих этапах анализа геолого-геофизических данных полученных в экспедициях 2005-2010 г.г.

Литература

1. Федотов С.А. О закономерностях распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии // Тр. ИФЗ АН СССР. 1965. № 36. С. 66-93

2. Кулинич Р.Г., Карп Б.Я., Баранов Б.В., и др. О структурно-геологической характеристике « сейсмической бреши» в центральной части Курильской островной гряды// Тихоокеанская геология, 2007. Т.26, №1. С.5-19.

3. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Прошкина З.Н. Геофизические поля, блоковая структура и сейсмическая активность Центральных Курил // Тихоокеанская геология, 2012. Т.31. №6. С. 35-43

4. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Прошкина З.Н. Сравнительный анализ сейсмических и плотностных моделей земной коры Центральных Курил // Тихоокеанская геология, 2015. Т.34.№6. С. 45-56.

5. Бруссиловский Ю.В., Иваненко А.Н., Жуковин А.Ю., Цовбун Н.М. Геомагнитное изучение центральной части Курило-Камчатской островной дуги // Тихоокеанская геология. 2012, Т. 31. №6. С. 115-121.

6. Брусиловский Ю.В., Баранов Б.В., Бабаянц П.С. Анализ магнитного поля фронтальной области центральной части Курильской островной дуги // Геофизические исследования, 2014, том 15, № 3, С.13-23.

7. Леликов Е.П., Емельянова Т.А. Геология и вулканизм подводного хребта Витязя на Тихоокеанском склоне Курильской островной дуги // Океанология. 2011. Т.51. №2. С.329-343.

8. Леликов Е.П., Емельянова Т.А. Геохимия гранитоидов фундамента Курильской островодужной системы // Геохимия, 2014, № 8. С. 675-688.

3D ИНВЕРСИЯ МАГНИТОВАРИАЦИОННЫХ КРИВЫХ НА ОБСЕРВАТОРИИ «ХАБАРОВСК»

С.С. Старжинский

ТОИ ДВО РАН, ss_stars@poi.dvo.ru

Длительное время в ТОИ ДВО РАН проводятся магнитотеллурические (МТЗ) и магнитовариационные (МВЗ) зондирования для изучения геоэлектрического строения переходной зоны континент-Японское море. Исследования выполняются посредством регистрации магнитных и электрических вариаций естественного электромагнитного поля Земли в диапазоне периодов 1-10⁵ сек, что обеспечивает большую глубину (до сотен км) исследований. В настоящем исследовании используются геомагнитные вариации, записанные в геомагнитной системе координат (GM) на обсерватории «Хабаровск» (КНА, 47.6105° N, 134.6967° Е) в течение ряда лет. Как известно, три компоненты H_x , H_y , H_z геомагнитных вариаций в частотной области связаны линейной связью вида

$$H_{z}(f) = A(f)H_{x}(f) + B(f)H_{y}(f),$$
(1)

где комплексные коэффициенты A, B зависят от частоты f и распределения удельного электрического сопротивления (УЭС) в геоэлектрическом разрезе. Вид частотных зависимостей зависит от характера геоэлектричекого разреза. Так в случае горизонтально слоистого разреза A = 0 и B = 0. В двумерных (2D) и трёхмерных разрезах (3D) вид частотных зависимостей A(f), B(f), кроме частоты, определяется и местоположением пункта наблюдений относительно геоэлектрических неоднородностей. На основе рассчитанных коэффициентов A и B были получены инвертированные реальные индукционные стрелки, которые, как известно, указывают на проводящие области в горизонтальной плоскости. В нашем случае на высоких частотах они смотрят на запад, а с понижением частоты поворачиваются в сторону моря, отражая действие «берегового эффекта» в геомагнитных вариациях. Используя экспериментальные зависимости *A(f)*, *B(f)* и решая обратную задачу МТЗ можно построить модель геоэлектрического разреза, оптимально удовлетворяющую экспериментальным данным. Ранее выполненные MB исследования в Приморье и Хабаровском крае [1] показали, что в исследуемом разрезе широко представлены 3D неоднородности, в связи, с чем 2D интерпретация не вполне корректна. Поэтому мы воспользовались возможностью работать с программой трёхмерного моделирования ModEM, в настоящее время интенсивно используемой и развиваемой за рубежом [2,3], для её тестирования на наших данных. Расчёты выполнялись с использованием оборудования ЦКП «Дальневосточный вычислительный ресурс» ИАПУ ДВО РАН (https:// cc.dvo.ru). Программа ModEM решает регуляризованную обратную задачу, минимизируя функционал Ф

$$\Phi(\mathbf{m},\mathbf{d}) = \mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m})^T \mathbf{C}_{\mathbf{d}}^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m})) + \upsilon (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_{\mathbf{m}}^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)$$
(2)

для получения оптимальной модели разреза. Здесь **m** матрица модели, оптимально удовлетворяющая матрице данных **d**, данном случае экспериментальным зависимостям A(f), B(f), C_d есть диагональная матрица, содержащая значения обратные квадрату ошибок данных, **f(m)** матрица решений прямой задачи для модели **m**, **m**₀ определяет априорную стартовую модель разреза, а v регуляризирующий параметр, C_m трёхмерный сглаживающий и масштабирующий оператор.

Решение обратной задачи осуществлялось на сетке, содержащей $60 \times 60 \times 53$ ячеек по осям x, y, z, соответственно. В горизонтальной плоскости это соответствовало квадрату со стороной 600 или 1200 км, в центре которого размещалось начало координат, соответствующее обсерватории (см. рис. 1А). Размеры ячеек вблизи начала координат составляли 1, 10 км для разных вариантов счёта и увеличивались к краям в геометрической последовательности со знаменателем 1.2. Первая ячейка по вертикали принималась равной 50 м. Последующие размеры ячеек увеличивались в геометрической последовательности с тем же знаменателем. Счёт для разных вариантов сеток осуществлялся для оценки устойчивости модели. Значения УЭС $\rho = 0.3 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ моря в правой части модели не менялись в процессе инверсии. В стартовых моделях значения УЭС вне моря принимались равными 100 или 300 Ом м. В процессе счёта они менялись для достижения минимального расхождения с экспериментальными данными. Для исследования эффекта присутствия моря в модели были выполнены расчеты с морем и без него, что позволяло выделять особенности результирующей модели, обусловленные проводящей морской средой. В результате счёта была получена модель геоэлектрического разреза исследуемой области, содержащая 50 горизонтальных срезов, некоторые из которых приведены на рис. 1



Рис. 1. А-расположение области моделирования (квадрат со стороной 1200 км) и осей координат на местности. Б-распределение удельного сопротивления в модельном горизонтальном слое на глубине от 182 до 288 м, треугольником показано расположение обсерватории, чёрная полоса справа моделирует море с удельным сопротивлением ρ=0.3 Ом·м, логарифмический масштаб удельных электрических сопротивлений указан правее модели. В, Г- то же что на рис. Б, но для диапазона глубин 34-40 и 122-147 км, соответственно.

Обсерватория КНА в с. Забайкальское Хабаровского края располагается у восточной границы Среднеамурской равнины, которая на сопредельной стороне в Китае называется Саньцзянской низменностью. Мощность осадочного слоя Саньцзянской низменности, располагающейся к западу от обсерватории не првышает 1-2 км. К востоку от обсерватории лежит Сихотэ-Алинский орогенный пояс, прилегающий к Японскому морю. По гравиметрическим данным [4] толщина литосферного слоя под обсерваторией и Саньцзянской низменностью составляет 200 км с локальными поднятиями до 100-150 км. В Среднеамурской низменности по данным МТЗ [5] выделяются проводящие слои в низах земной коры на глубинах 30-60 км и в верхней мантии в диапазоне глубин 100-150 км.

В самой верхней части модели геоэлектрического разреза, представленной на рис. 1Б выделяются области с УЭС ≈50 Ом м к западу от обсерватории и вблизи береговой черты. При увеличении глубины до 20 км западная область пониженного УЭС сохраняет свои очертания. В то же время вблизи обсерватории на расстояниях, превышающих 10 км, появляются высокоомные ($\approx 600 \text{ Ом} \cdot \text{м}$) и низкоомные ($\approx 20 \text{ Ом} \cdot \text{м}$) участки, с увеличением глубины, меняющие свои очертания. Прибрежная проводящая область увеличивается в размерах. УЭС низкоомной области вблизи обсерватории принимают минимальные значения около 3 Ом·м (см. рис. 1В) на глубинах 34-40 км и исчезают при дальнейшем заглублении. При этом на глубинах 120-150 км прибрежная проводящая область приближается к обсерватории, отклоняясь к западу в нижней части, а УЭС под морем и Саньцзянской низменностью увеличивается, рис. 1Г. При достижении глубин превышающих 200 км области западнее обсерватории становятся более проводящими, а восточнее менее проводящими. Этот предел глубин под Саньцзянской низменностью совпадает здесь с толщиной литосферы, полученной по гравиметрическим данным [4]. Здесь же на удалениях от обсерватории на расстояние порядка 300-400 км на глубинах 300-400 км появляется общирная высоко проводящая зона параллельная береговой черте, и которая исчезает на глубинах порядка 700 км. Для выяснения достоверности этой зоны в полученной модели осуществлялся счёт задачи со стартовой моделью, не содержащей море. При этом на полученной модели геоэлектрического разреза, эта проводящая зона не выделялась, что позволяет говорить о том, что её присутствие в полученной модели может быть связано с компенсацией «берегового эффекта» в геомагнитных вариациях, вызываемого проводящей морской водой. Для разрешения этого вопроса необходимы как дополнительные расчёты, так и привлечение дополнительных профильных и площадных экспериментальных данных.

Литература

1. Старжинский С.С. Результаты магнитовариационных исследований в Приморье // Физика Земли. 2004. № 7. С. 1-9.

2. Egbert, G.D., and Kelbert A. Computational recipes for electromagnetics inverse problems //Geophys. J. Int. 2012. V. 189. P. 251-267. doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05347.x

3. Kelbert A., N.M. Meqbel, G.D. Egbert and K. Tandon ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data // Comp. Geosci. 2014. V. 66. P. 40-53. ISSN 0098-3004, http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2014.01.010

4. Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф., Романовский Н.П., Каплун В.Б., Горнов П.Ю. Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 2. С. 3-17.

5. Каплун В.Б. Геоэлектрический разрез литосферы центральной части Среднеамурского осадочного бассейна по данным магнитотеллурических зондирований (Дальний Восток) // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. №2. С. 86-98.

ВОЗРАСТНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПОРОД ОСТРОВОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО

<u>В.Т. Съедин,</u> О.Л. Смирнова, Е.П. Терехов, А.А. Гаврилов

ТОИ ДВО РАН, sedin@poi.dvo.ru

На акватории залива ПВ имеется множество мелких и крупных островов, которые могут быть объединены в 3 группы по их географическому расположению: 1 – острова западной части залива, расположенные в западной прибрежной части Амурского залива (о-ва Фуругельма, Сибирякова, Антипенко и др.); 2 - острова центральной части залива, где сосредоточены большинство больших и малых островов, которые разграничивают Амурский и Уссурийский заливы; 3 - острова восточной части залива ПВ, расположенные в восточной прибрежной части Уссурийского залива (о-ва Аскольд, Путятина и др.).

Острова центральной части залива локализованы в полосе, которая протягивается в юго-западном направлении от п-ва Муравьева-Амурского на расстояние около 60 км. Наиболее крупными из них являются о-ва Русский, Попова, Рейнеке, Рикорда, Стенина и Большой Пелис. В тектоническом плане эти острова являются морским продолжением Муравьёвского горст-антиклинория северо-восточного простирания [1], северная (континентальная) часть которого представлена п-овом Муравьева-Амурского. Эта положительная структура обрамлена с запада и востока впадинами (грабенообразными структурами) Амурского и Уссурийского заливов и отделена от них соответственно Муравьевским и Артемовским глубинными разломами северо-восточного простирания [2; 3; 4; Т.К. Кутуб-Заде и др., 2002].

Настоящая работа посвящена геологическим исследованиям, которые выполнялись начиная с 2005 г на всех крупных островах центральной части залива ПВ – от самого северного из них (о-в Русский) до самых - южных (о-ва Большой Пелис и Матвеева). Предварительные результаты исследований сводятся к следующему: 1 – на островах присутствуют одни и те же типовые комплексы (или типы) магматических и осадочных пород, которые в разных количественных соотношениях развиты на том или другом отдельном острове (все типы пород - магматические и осадочные широко представлены только на о-ве Большой Пелис). Мелкие о-ва обычно сложены каким-то одним типом пород; 2 – определены возрастные (моложе, древнее) взаимоотношения различных типов пород между собой, т. е. установлены их относительные возраста; 3 – на некоторых островах обнаружены типы пород, которые здесь не были описаны ранее (в частности, осадочные породы на о-вах Рейнеке и Рикорда, образования муравьёвского комплекса на о-ве Русский).

Остров Попова мы рассматриваем как эталонный объект для магматических пород островов центральной части залива ПВ [5, 6]. Здесь выделяется шесть типов магматических пород, которые являются характерными образованиями для всех о-вов центральной части залива Петра Великого [7; 8]: 1 – серые, розовато-серые и серовато-розовые среднезернистые гранитоиды седанкинского комплекса (кварцевые диориты, гранодиориты, граниты); 2 – лейкократовые мелко-среднезернистые габбро (пограничный комплекс); 3 - меланократовые габброиды (муравьевский комплекс); 4 - розовые лейкократовые гранит-порфиры (островной комплекс); 5 - кислые вулканические породы (островной комплекс); 6 - вулканические образования андезитовой толщи (базальты, андезито-базальты, андезиты). Образования андезитовой толщи мы предлагаем относить к «матвеевской» свите (или комплексу), поскольку наиболее полно они представлены на о-ве Матвеева, который эти породы слагают практически полностью. Каждый из выделенных типов пород отвечает отдельному комплексу – известному ранее или новому, который описан или выделен на этих островах нами впервые [5-9].

Проведенные исследования и имеющиеся литературные данные позволяют предложить новую схему последовательности формирования различных типов пород (осадочных и магматических) для островов центральной части залива ПВ.

Наиболее древними породами района исследований являются осадочные образования поспеловской свиты, развитые в северной части о-ва Русский. Согласно традиционным представлениям (Т.К. Кутуб-Заде и др., 2002 и более ранние работы) они относятся к породам ранне-позднепермского возраста (P₁₋₂ ps). Новые палеонтологические данные (определения по неморским двухстворчатым моллюскам) подтвердили присутствие слоёв раннепермского возраста в составе поспеловской свиты по современной стратиграфической шкале [9].

Гранитоиды седанкинского комплекса ((Тип 1 для магматических пород) и вулканогенно-осадочные породы владивостокской свиты относятся к позднепермским (более молодым) геологическим образованиям островов центральной части залива ПВ. Породы седанкинского комплекса играют значительную роль в строении всех крупных островов залива (о-ва Русский, Попова, Рейнеке, Рикорда, Стенина и Большой Пелис). Они представленны главным образом хорошо раскристаллизованными среднезернистыми гранитоидами. Традиционно, на основании преимущественно геологических данных, (Т.К. Кутуб-Заде и др., 2002; и др.) гранитоиды седанкинского комплекса относятся к позднепермским образованиям. Для них существует большое количество старых радиоизотопных датировок (64 – 615 млн. лет) по данным Э.С. Овчарека (1985 г.), которые неприемлимы для квалифицированного суждения о возрасте этих гранитоидов Недавние определения, полученные по цирконам из гранитоидов седанкинского комлекса (Таблица) дают разброс 249-432 млн. лет, т.е. силур - поздняя пермь [10]. При том, датировка для эталонного массива (район Седанки) отвечает поздней перми – 260.7 ± 3.1 млн. лет. Мы принимаем позднепермский возраст пород седанкинского комплекса.

Вулканогенно-осадочные образования владивостокской свиты, согласно предыдущим исследователям (Т.К. Кутуб-Заде и др., 2002; и др.), широко представлены в западной части о-ва Русский, а также на о-вах Большой Пелис, Попова, Рейнеке и Рикорда. По нашему мнению образования владивостокской свиты действительно имеют широкое развитие на о-вах Русский (западная часть о-ва, зона глубинного Муравьевского разлома) и Большой Пелис, тогда как на о-вах Попова и Рейнеке они имеют крайне ограниченное распространение. Наши исследования показали, что их выходы (не более первых десятков метров) расположены в северо-восточной части о-вов Попова и Рейнеке. Мы считаем, что эти вулканиты владивостокской свиты являются одновозрастными образованиями (а, возможно, и комагматами) гранитоидов седанкинского комплекса. Позднепермский возраст образований владивостокской свиты определен на основании палеонтологических данных (Т.К. Кутуб-Заде и др., 2002; и др.). Нами получена одна датировка по туфам владивостокской свиты на о-ве Русский (мыс Средний), которая отвечает раннепермскому (295 ± 7 млн. лет) времени (Таблица). Мы принимаем позднепермский возраст владивостокской свиты.

Более высокое стратиграфическое положение по сравнению с породами седанкинского комплекса и владивостокской свиты занимают раннемезозойские (триасовые и раннеюрские) осадочные образования. Первоначально отложения раннего и среднего триаса (Т1-2) на островах центральной части залива ПВ выделялись только на о-ве Русский, где они детально изучены Ю.Д. Захаровым [11]. Затем были сделаны находки единичных экземпляров представителей радиоляриевого семейства Ruesticyrtiidae (Triassocampe), зародившегося вблизи границы раннего и среднего триаса и вымершего в начале норийского яруса позднего триаса, в осадочных отложениях о-вов Большой Пелис и Матвеева (1-ый камень Матвеева), которые ранее относились к ранне-позднепермской (Р1-2) решетниковской свите (Кутуб-Заде и др., 2002 г.). Это позволило обосновать распространение триасовых отложений, помимо о-ва Русский, и на других островах центральной части залива ПВ [5, 6]. В настоящее время эти данные дополнены находками комплексов радиолярий конца среднего – позднего триаса (Т2-3) в осадочных отложениях островов Матвеева (1-ый камень Матвеева), Большой Пелис и Рейнике. Кроме того, пограничные слои позднего триаса и ранней юры впервые прослежены на острове Матвеева (1-ый камень Матвеева) в разрезе мощностью около 60м. Этот разрез представлен толщей переслаивающихся алевролитов, алевроаргиллитов, кремнисто-глинистых пород и вулканомиктовых песчаников, которая несет признаки дистальных турбидитов, сформировавшихся в гемипелагической области у основания континентального или островного склона. При этом, отложения триаса и юры разделены метровым слоем мелкозернистых вулканомиктовых песчаников, который маркирует термальный рэт (самый конец позднего триаса) – начало геттангского яруса ранней юры, так как налегающие раннеюрские слои охарактеризованы комплексом радиолярий близким к характерному комплексу зоны Parahsuum simplum Yao, первые появления индекс-вида которой всемирно известны несколько выше основания геттангского яруса. Эти данные позволяют сказать, что процессы осадкообразования в зоне о-вов центральной части залива ПВ протекали длительное время, периодически сопровождаясь тектономагматической активизацией.

Выше осадочных пород триасового возраста залегают образования андезитовой толщи (матвеевский комплекс - Тип 6 для магматических пород), которые представлены главным образом вулканитами среднего состава и их агломератовыми туфами. Породы этой толщи участвуют в строении южных частей о-в Попова и Большой Пелис, а также слагают северную часть о-ва Рейнеке, весь о-в Матвеева и некоторые мелкие о-ва вблизи о-вов Рейнеке и Рикорда. Вулканиты андезитовой толщи рвут осадочные образования триасового возраста, образуя в последних дайки и силлы (наблюдения на о-вах Большой Пелис и Матвеева). В то же время, образования андезитовой толщи, прорываются лейкократовыми габбро, меланократовыми габброидами и розовыми лейкократовыми гранит-порфирами.

Лейкократовые мелко-среднезернистые габбро пограничного комплекса (Тип 2 для магматических пород) играют значительную роль в геологическом строении о-ва Попова, а также известны на о-вах Рейнеке, Рикорда и Большой Пелис. Они являются более молодыми породами, чем образования андезитовой толщи, осадочные породы триасового возраста и гранитоиды седанкинского комплекса. Согласно наблюдаемым взаимоотношениям лейкократовое габбро лежат гипсометрически выше гранитоидов седанкинского комплекса (о-ва Попова и Большой Пелис), а также рвут породы андезитовой толщи (о-в Рейнеке). В то же время, в лейкократовом габбро отмечаются прожилки и дайки (мощностью в первые метры) меланократовых габброидов. Лейкократовое габбро также перекрываются кислыми вулканитами и прорываются лейкократовыми гранит-порфирами. Особенно хорошо эти взаимоотношения видны на о-вах Попова (западная часть острова, мыс Андреева) и Рейнеке. Имеется одно определение изотопного возраста (225 ± 20млн. лет) по лейкократовым габбро (Таблица), которое отвечает рубежу раннего и среднего триаса [5, 6].

Стратиграфически выше лейкократовых габбро находятся меланократовые габброиды муравьевского комплекса (Тип 3 для магматических пород). Они широко распространены на о-ве Попова (в основном северная часть острова) и Рикорда, где слагают лавовые потоки, дайки и небольшие

Таблица. Радиоизотопные возраста магматических пород. 1,2, 10-14 – о-в Русский; 3-8 – о-в Попова; 9 – п-ов Муравьева-Амурского (седанкинский массив). 1-8 – определения выполнены по породам К-Аг методом (ИГЕМ РАН, аналитик В.А. Лебедев). 9-14 – определения по цирконам по [10]; 8 – береговая зона пролива Старка по [5, 6].

N₂	№ пробы	ŀ	Соординаты	Тип пород	Возраст млн. лет
1	MC-3	N42°59'77''	E131°45′02″	туф	295±7
2	MC-2	N42°59'7''	E131°45′02″	гранит-порфир	163±4
3	П-48-11	N42°55′710″	E131°43′877″	гранит-порфир	167±4
4	П-48-6	N42°55′985″	E131°43′817″	гранит-порфир	167±3
5	П-2-1	N42°58'140''	E131°43′062″	кислый вулканит	180±4
6	П-3-1	N42°58'334''	E131°43′598″	кислый вулканит	210±5
7	П-29-1	N42°59'165''	E131°43′717″	кислый вулканит	220±5
8	170-3			габбро	225±20
9	VV05	N43°12′08″	E131°59′20″	гранит	260.7±3.1
10	VV02	N43°02′08″	E131°53′03″	гранит	422.2±2.5
11	VV11	N42°58′32″	E131°51′03″	гранит	301.7±2.4
12	VV12	N42°58′55″	E131°45′11″	гранит	249.7±3.5
13	VV13	N43°01′59″	E131°48′54″	гранодиорит	431.9±2.7
14	VV15	N43°03′11″	E131°47′45″	порфирит	423.7±3.2

субвулканичекие тела, а также известны на о-вах Рейнеке, Большой Пелис и Матвеева. Меланократовые габброиды прорывают лейкократовое габбро и содержат включения последних в виде ксенолитов. В то же время, на них лежат мощные потоки кислых вулканитов (западная и северо-восточная части о-ва Попова), а также они подвержены воздействию гранитного вещества лейкократовых гранит-порфиров. Эти взаимоотношения позволяют считать меланократовые габброиды муравьевского комплекса моложе седанкинских гранитоидов, пород владивостокской свиты, образований андезитовой толщи и лейкократовых габбро, но в тоже время древнее - некоторой части кислых вулканитов (кислые вулканиты 2-го этапа) и розовых лейкократовых гранит-порфиров.

Розовые лейкократовые гранит-порфиры островного комплекса (Тип 4 для магматических пород) являются типоморфными образованиями островов центральной части залива ПВ. Они известны на всех крупных островах, где формируют небольшие массивы обычно по периферии тел из других пород, субвулканические тела, дайки, а их комагматы (кислые вулканиты) - лавовые потоки и силлы, которые встречаются в более древних образованиях. Самое крупное самостоятельное тело лейкократовых гранит-порфиров находится на п-ве Ликандера (юг о-ва Попова), а наиболее хорошо выраженные силлы их комагматов (кислых вулканитов) располагаются в юго-восточной (береговой) части о-ва Рейнеке и в южной части о-ва Рикорда. Имеется 3 определения возраста гранит-порфиров (163-167 млн. лет), полученные для образцов о-вов Попова (п-ов Ликандера) и Русский. Эти определения

соответствуют средне-позднеюрскому времени (Таблица). Соответственно, лейкократовые гранит-порфиры, и их комагматы являются самыми молодыми (средне-позднеюрскими) магматическими породами островов центральной части залива ПВ.

Кислые вулканические породы (Тип 5 для магматических пород) широко развиты на островах центральной части залива ПВ. Они играют значительную роль в геологическом строении о-вов Русский (западная часть), Попова (северная часть), Рейнеке (восточная часть) и Большой Пелис (южная часть острова). Имеющиеся данные по определению их возраста и изученные взаимоотношения кислых вулканитов с другими типами магматических пород позволяют считать, что среди них имеются разновозрастные образования. Часть кислых вулканитов входят в состав владивостокской свиты (о-ва Русский, Большой Пелис), что предполагает их позднепермский возраст. Другая часть кислых вулканитов (о-ва Попова и Рейнеке) является, вероятнее всего, комагматами (?) розовых лейкократовых гранит-порфиров. Эти кислые вулканиты, наряду с последними, являются самыми молодыми магматическими породами островов центральной части залива ПВ. Имеется 3 определения изотопного возраста для кислых вулканитов о-ва Попова (Таблица), которые ложатся в интервал 180-220 млн. лет, что соответствует позднетриас-раннеюрскому времени. Исходя из этих данных, можно предполагать проявление на островах центральной части залива ПВ ещё одного - позднетриасового (или позднетриас-раннеюрского ?) обособленного этапа кислого вулканизма.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы:

1. Необходимо пересмотреть традиционную точку зрения, согласно которой все магматические породы островов центральной части залива Петра Великого формировались в позднепермское время. Скорее всего, следует говорить о длительном периоде образования этих пород, который охватывает время от поздней перми до средней (и/или поздней) юры.

2. Начиная с позднепермского времени, выделяются: 2 этапа кислого магматизма – позднепермский (седанкинские гранитоиды, вулканиты владивостокской свиты) и юрский (розовые лейкократовые гранит-порфиры островного комплекса и их комагматы); один этап андезитового вулканизма (образования андезитовой толщи - матвеевский комплекс); а также 2 этапа базитового магматизма (лейкократовое габбро пограничного комплекса и меланократовые габброиды муравьевского комплекса). Не исключено, что можно говорить и о третьем (позднетриасовом) самостоятельном этапе проявления кислого вулканизма.

3. Предлагается новая схема последовательности формирования различных типов пород для островов центральной части залива ПВ, которая охватывает период времени от ранней перми до поздней юры: 1 – Наиболее древними породами здесь являются ранне-позднепермские осадочные образования поспеловской свиты; 2 – позднепермские гранитоиды седанкинского комплекса и их одновозрастные вулканогенно-осадочные образования владивостокской свиты; 3 - осадочные образования триасового возраста; 4 – вулканиты андезитовой толщи (матвеевского комплекса); 5 - лейкократовые мелко-среднезернистые габбро пограничного комплекса; 6 - «меланократовые габброиды» муравьевского комплекса; 7 - кислые вулканиты позднетриасового возраста; 8 - розовые лейкократовые гранит-порфиры и их комагматы островного комплекса средне-позднеюрского возраста. Эти породы, скорее всего, являются самыми молодыми образованиями островов центральной части залива ПВ.

Таким образом, согласно проведенным исследованиям с учетом взаимоотношений пород различных типов, данных радиоизотопного возраста и палеонтологических определений, именно так представляется последовательность геологических событий на островах центральной части залива ПВ.

Работа выполнена при финансовой поддержке экспедиционного гранта программы «Дальний Восток» № проекта 16-I-1-006 Э.

Литература

1. Васильковский Н.П. Строение цоколя шельфа залива Петра Великого // Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978. С. 64-81.

 Валитов М.Г., Кононец С.Н., Кулинич Р.Г. Структурно-плотностные модели земной коры зоны сочленения Центральной котловины с прилегающим континентом // Исследования дальневосточных морей России. Кн. 3: Геологические и геофизические исследования. М.: Наука, 2007. С. 53–60.

3. Кулинич Р.Г. Особенности геологического строения Приморского края по геолого-геофизическим данным: автореф. дис. ... канд. геол. - мин. наук. Владивосток, 1969. 27 с.

4. Кононец С.Н., Съедин В.Т., Харченко Т.А., Валитов М.Г., Изосов Л.А. Физические свойства магматических пород о-ва Попова (залив Петра Великого, Японское море) // Тихоок. геология. 2014. Т. 33. № 2. С. 39-52.

5. Изосов Л.А., Съедин В.Т., Емельянова Т.А и др. Новые данные по геологии островов залива Петра Великого (Японское море). Остров Попова // Вест. ДВО, 2013. № 2. С. 13-21.

6. Изосов Л.А., Съедин В.Т., Емельянова Т.А и др. Позднепермские магматические формации островов зал. Петра Великого на примере о-ва Попова // Океанологические исследования дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана: в 2-х кн. Владивосток: Дальнаука, 2013. Кн. 2. С. 85-98.

 Съедин В.Т. Магматические комплексы о. Попова (залив Петра Великого, Японское море) // Тектоника и глубинное строение востока Азии. VI Косыгинские чтения: доклады всерос. конф. 20-23 января 2009 г. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2009. С. 232-236.

Съедин В.Т. Магматические комплексы острова Попова залива Петра Великого (новые представления) // Океанография залива Петра Великого и прилегающей части Японского моря: тез. докл. 2-ой научной конференции, 15-17 мая 2013, г. Владивосток. – Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 32.

9. Уразаева М.Н., Силантьев В.В., Изосов Л.А., Терехов Е.П. Неморские двухстворчатые моллюски из нижнеперских отложений острова Русский // Ученые записки Казанского университета (Естественные науки), 2013. Том 155, кн. 2. С. 190-202.

10. Tsutsumi Y., Yokoyama K, Kasatkin S. A. and Golozubov V.V. Zircon U-Pb age of granitoids in the Maizuru Belt, southwest Japan and the southernmost Khanka Massif, Far East Russia // J. Mineral.and Petrol. Science, 2014. V. 109. P. 97-102.

11. Триас и юра Сихотэ-Алиня. Кн. 1. Терригенный комплекс. /П.В. Маркевич, Ю.Д. Захаров. Владивосток: Дальнаука, 2004. 417 с.

12. Кутуб-Заде Т.К., Олейников А.В., Сясько А.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек и акватории зал. Петра Великого. Отчет Славянской партии о результатах геологического доизучения масштаба 1: 200 000 листов K-52-XI, XII, XVII, XVIII, K-53-VII за 1994-2002 гг. Отчет Приморской ТГФ .2002.

ВОЗРАСТНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР (ТИХИЙ ОКЕАН)

<u>В.Т. Съедин¹</u>, В.В. Авдонин², М.Е. Мельников³

¹ТОИ ДВО РАН, sedin@poi.dvo.ru ²МГУ им. Ломоносова, Москва, Россия ³ГНЦ «Южморгеология», Геленджик, Россия

Начиная с 70-х годов прошлого века, резко активизировались геологические исследования океанов и прежде всего – Тихого океана. Ученые нашей страны принимали самое активное участие в этих работах, участвуя в отечественных («Вестпак», «Литос», «Мировой океан» и др.) и международных программах - в том числе и по проектам океанического бурения (проекты DSDP и ODP). Результатам этих исследований стали многочисленные публикации, посвященные как отдельным структурам Мирового океана, так и обобщающие исследования. В частности, Ю.М. Пущаровский, обобщая в 80-ые годы материалы по Тихому океану, высказал идею о единых этапах эволюции различных структур Тихого океана. Он писал [1]: «В области, охватывающей Центральную и Северную Пацифику, отчетливо проявляются три тектоно-магматических этапа: 1 – позднеюрско-раннемеловой, 2 – позднемеловой-раннекайнозойский, 3 – позднекайнозойский – современный». Он считал, что на первом этапе в условиях рассеянного спрединга «формировались абиссальные плиты и сопряженные с ними поднятия с утолщенной корой» (Шатского, Хесса и др.); во втором этапе образовывались «наложенные тектоно-магматические структуры» - вулканические хребты, приуроченные к разломным зонам (Императорский, Лайн и др.); на третьем этапе «(продолжающемся и поныне) развивались локальные зоны спрединга в Северо-Восточной Пацифике (Хуан де Фука, Калифорнийский залив и др.)». Позднее Э.Д. Голубева [2; 3] приняла и в какой-то степени развила идею Ю.М. Пущаровского о единых тектоно-магматических этапах в эволюции Тихого океана. Она, на основании анализа многочисленных данных по радиоизотопным возрастам вулканитов, предложила выделять 4 «этапа эволюции магматизма океанических структур» Тихого океана: 1 – позднетриасово-юрско-раннемеловой (от 200 до 100 млн. лет); 2 – позднемеловой-палеоценовый (100- 55 млн. лет); 3 – эоцен-олигоценовый (55-25 млн. лет); 4 – миоцен-голоценовый (25-0 млн. лет). В отличие от Ю.М. Пущаровского Э.Д. Голубева (в целом приняв его идеологию и возрастные интервалы) распространила выделенные этапы на весь Тихий океан, а также несколько изменила (сделала древнее) 1-ый (позднеюрско-раннемеловой) этап и разбила на два этапа третий (позднекайнозой – современный по Ю.М. Пущаровскому) на два более мелких этапа. Указанные исследователи говорили о проявлении единых тектоно-магматических этапов в эволюции различных районов Тихого океана.

Цель настоящей работы провести анализ данных по радиоизотопному датированию вулканитов Магеллановых гор и выявить среди имеющихся определений естественные возрастные группы – возрастные комплексы. На основе полученных возрастных комплексов выделить тектоно-магматические этапы эволюции магматизма гайотов Магеллановых гор и сопоставить их с тектоно-магматическими этапами известными для всего Тихого океана.

В основу работы положены многочисленные (около 50 проб) определения изотопного возраста, полученные нами К-Аг методом в одной лаборатории (аналитик В.А. Лебедев, ИГЕМ РАН). Начиная с 2000 г, нами получено 47 определений возраста. Эти и опубликованные данные (всего 66 датировок по 10 гайотам) сведены на гистограмму (Рис.).

Магеллановы горы расположены восточнее Марианских островов в западной (наиболее древней) части Тихого океана. Начиная с 80-х годов прошлого столетия, Магеллановы горы становятся объектом непрерывных исследований как отечественных, так и зарубежных ученых [4-8 и др.]. Прежде всего, это связано с тем, что на них были обнаружены значительные скопления Fe-Mn образований. Немаловажное значение имеет и тот факт, что район Магеллановых гор расположен в нейтральных водах и в тоже время достаточно близко к территории большинства стран, активно занимающихся геологическими исследованиями океанов. В нашей стране изучением гайотов Магеллановых гор занимались как сотрудники различных институтов Академии Наук СССР, так и разных организаций Министерства Геологии - «Дальморгеология», «Севморгеология» и «Южморгеология» [4-7 и др.]. Особое место в изучении гайотов Магеллановых гор занимают многолетние (начиная с 2000 г.) детальные исследования, выполняемые ГНЦ «Южморгеология». Научным куратором и руководителем этих работ был М.Е. Мельников. В результате проведенных ГНЦ «Южморгеология» исследований был поднят большой объём каменного материала (в т.ч. и вулканических пород), изучение которого легло в основу настоящей работы.

На самом раннем этапе изучения Магеллановых гор исследователи обратили внимание, что эти структуры сложены разновозрастными геологическими (в т.ч. и вулканическими) образованиями. Разными авторами выделялись 2 (нижний или ранний; верхний или поздний) или 3 (ранний, средний, поздний) возрастных вулканических комплекса как для отдельных гайотов, так и для всех Магеланновых гор [4-7 и др.]. Однако четкие морфологические привязки и возрастные параметры для выделенных комплексов обычно отсутствуют. Позднее М.Е. Мельников [5] предложил выделять 4 возрастных вулканических комплекса в пределах Магеллановых гор: 1 – комплекс «основания подводных гор» (предположительно рубеж юры – раннего мела); 2 - комплекс, «слагающий непосредственно тело гайотов»; 3 - комплекс «активизации вулканической деятельности в кампанское время»; 4 – комплекс «щелочных базальтов среднего миоцена, слагающих шлаковидные конусы на плато гайотов». Отметим, что, в целом довольно удачно выделенные М.Е. Мельниковым комплексы, базировались на ограниченном количестве данных и не в полной мере отражают время проявления и особенности вулканизма гайотов Магеллановых гор.

В настоящее время нами на гайотах Магеллановых гор на основе имеющихся определений изотопного возраста, биостратиграфичесих данных, а также материалов глубоководного бурения выделены 4 крупных вулканических комплекса: 1 - позднеюрско-раннемеловой (самый ранний мел); 2 – раннемеловой (апт-альбский); 3 – позднемеловой (турон-кампанский); 4 – кайнозойский. Каждый из возрастных комплексов соответствует определенному тектоно-магматическому этапу эволюции Магеллановых гор, а также характеризует конкретное морфологическое пространство гайотов (основание-пьедестал, основное тело, небольшие осложняющие (наложенные) структуры 2-го порядка) и геохимические особенности слагающих их вулканических пород.

<u>Позднеюрско-раннемеловой</u> комплекс не подтвержден изотопными датировками по породам с гайотов Магеллановых гор (Рис.). Его выделение основывается на общегеологической ситуации в этой части Тихого океана, а также на материалах бурения. Большинство исследователей считает, что эта часть Тихого океана сформировалась в позднеюрско-раннемеловое время [1-6 и др.]. В скв. 801С (котловина Пифогета), расположенной несколько северо-восточнее Магеллановых гор (в понимании М.Е. Мельникова), вскрыты вулканокластические турбидиты (126.5-318.3 м) позднеапт-раннесеноманского возраста, а также - щелочной силл позднеюрского (157.4 \pm 0.5 млн. лет) и толеитовые базальты среднеюрского (166.8 \pm 4.5 млн. лет) возраста [9]. В скв. 462А (котловина Науру), разбурены верхний, средний и нижний вулканические комплексы. Возраст верхнего составляет 110 \pm 3 (ранний альб), а нижнего - 131 (готерив) млн. лет [3, 6, 10]. Эти данные указывают на проявление в этом районе Тихого океана средне-позднеюрского (скв.



Рис. Гистограмма распределения радиоизотопных возрастов (К-Аг и Аг-Аг методы) для гайотов Магеллановых гор

801С) и раннемелового магматизма (скв. 462А), что позволяет предполагать этот этап вулканизма и на гайотах Магеллановых гор. Вероятно, в позднеюрско-раннемеловое время образовались основания (или пьедесталы, или цоколи) (до 4500-4000 м) гайотов.

Раннемеловой (апт-альбский) возрастной вулканический комплекс выделяется на основании многих датировок, полученных по гайотам (Рис) и подтверждается материалами глубоководного бурения. Определения в интервале 120 - 96 млн. лет (ранний апт-ранний сеноман) в количестве 14 проб имеются для 4-х гайотов – Говорова, Альба, Ита-Май-Тай и Бутакова. Они получены как K-Ar, так и Ar-Ar методом. Наиболее древние определения (от 120 ± 0.8 до 117 ± 0.9 млн. лет) получены Ar-Ar методом для гайота Ита-Май-Тай [8]. В скв. 462А, 800А и 802 разбурены базальтовые силлы соответственно раннеальбского (110 ± 3 млн. лет), позднебарремского (126.1 ± 0.7 и 126.1 ± 0.9 млн. лет) и позднеаптского (114.6 ± 3.2 млн. лет) возрастов [9; 10]. Кроме этого, в нескольких скважинах (скв. 585; 800A; 801C) DSDP и ODP, расположенных вблизи гайотов, разбурены мощные толщи (до 220 м) вулканокластических осадков (турбидитов) апт-альбского возраста. Согласно имеющимся геологическим данным, в апт-альбское время на гайотах накапливались грубообломочные терригенные осадки – конгломераты, гравелиты и песчаники, а сами гайоты в это время представляли собой архипелаг островов [11; 12]. Все указанные данные свидетельствуют о том, что в раннемеловое (апт-альбское, вероятно, с самого позднего баррема до раннего сеномана) время район Магеллановых гор и сами гайоты представляли собой область активного вулканизма. Это позволяет уверенно выделять в эволюции гайотов Магеллановых гор раннемеловой (апт-альбский) вулканический комплекс и соответствующий ему тектоно-магматический этап.

Позднемеловой (турон-кампанский) возрастной вулканический комплекс также выделяется на основании многих датировок, полученных по гайотам Магеллановых гор (Рис), и подтверждается материалами глубоководного бурения. Определения (40 проб) отвечающие позднемеловому времени (поздний сеноман-маастрихт) получены для 9 из 10, охарактеризованных возрастами гайотов. Значительная часть определений (11 из 40 проб) для гайотов Альба (6 проб), Паллада (3 пробы) и Федорова (2 пробы), находящиеся в интервале 96.6-86.7 млн. лет (поздний сеноман- турон-коньяк), получены Ar-Ar методом [8], а остальные определения - К-Ar методом. Датировки, полученные К-Аг методом, располагаются в интервале 93.5-66.0 млн. лет (турон-маастрихт), при этом только 6 определений имеют возраст, отвечающий маастрихту (72-66 млн. лет), а остальные располагаются в интервале 93.5-76.0 млн. лет (турон-кампан). Необходимо отметить, что определения, полученные Ar-Ar методом, располагаются довольно плотной группой в интервале 96.6 ± 0.7 - 86.7 ± 0.4 млн. лет, который охватывает примерно 10.0 млн. лет. В то время как определения, полученные К-Аг методом, располагаются в интервале 93.5-66.0 млн. лет (турон-маастрихт), занимая время почти в 30 млн. лет. Скорее всего, такой разброс в датировках, полученных K-Ar методом, можно связать с некоторыми особенностями определения возраста пород этим методом, которые часто приводят к «омоложению» истинного возраста в измененных (а в море обычно других и нет!) породах. Тем не менее большинство датировок (23 из 29) приходятся на турон- кампанское время. В скважинах, которые располагаются вблизи гайотов Ита-Май-Тай и Федорова (скв. 199, 585), разбурены кампан-маастрихтские турбидиты с прослоями вулканических туфов и гиалокластитов [5, 7; 13 и др.]. Это свидетельствует об активном вулканизме в позднемеловое время на гайотах, расположенных вблизи этих скважин. Все указанные данные свидетельствуют о том, что в позднемеловое (турон-кампанское) время гайоты Магеллановых гор представляли собой область активного вулканизма. Это позволяет уверенно говорить о наличии на гайотах Магеллановых гор позднемелового вулканического комплекса и, соответственно, выделять в эволюции гайотов Магеллановых гор позднемеловой (турон-кампанский) тектоно-магматический этап. На гистограмме распределения радиоизотопных возрастов (Рис.) выделяется два отчетливо выраженных пика приуроченные к меловому времени, каждый из которых можно, с определенной долей условности, сопоставить с раннемеловым и позднемеловым тектоно-магматическим этапами эволюции гайотов Магеллановых гор. В течение этих меловых этапов было сформировано основное тело гайотов – от глубин 4000-3500м до их современных вершин.

<u>Кайнозойский возрастной вулканический комплекс (комплекс активизации)</u> также выделяется на основании датировок, полученных по гайотам Магеллановых гор (Рис). Определения (12 проб) отвечающие кайнозойскому времени (65-15 млн. лет, ранний палеоцен-средний миоцен) имеются для 5 из 10, охарактеризованных возрастами гайотов. Все определения получены К-Аг методом. При этом на гайоте Говорова имеется 8 датировок отвечающих кайнозойского времени, а на остальных 4-х гайотах - по одному: гайот Гордина (65.0 ± 2.0 млн. лет, ранний палеоцен); гайот Коцебу (42.3 ± 1.6 млн. лет, средний эоцен); гайот Паллада (54 ± 4.0 млн. лет, поздний палеоцен-ранний эоцен); гайот Альба(15.0 ± 2.0 млн. лет, средний миоцен). На гайоте Говорова датировки кайнозойского возраста характеризуют интервал от палеоцена до раннего миоцена (62.0 – 23.2 млн. лет). Самое «молодое» определение, отвечающее среднемиоценовому времени (15.0 ± 2.0 млн. лет), получено для гайота Альба [14]. В целом определения, отвечающие кайнозойскому времени, распределяются следующим образом: 1 – отвечает раннему палеоцену; 2 – позднему палеоцену; 4 – раннему эоцену; 2 – среднему эоцену; 1 – позднему эоцену; 1 – рубежу позднего олигоцена-раннему миоцену: 1 – среднему миоцену. Основная часть датировок (9 проб) характеризует позднепалеоцен-эоцевое время. Мы полагаем, что кайнозойский вулканический комплекс отвечает крупному (порядка 50 млн. лет) одноименному тектоно-магматическому этапу в эволюции гайотов Магеллановых гор, который характеризует скорее всего, процесс кайнозойской тектонической активизации этих структур. В этот период на основных телах гайотов формируются небольшие наложенные структуры 2-го порядка, обычно приуроченные к их платообразной поверхности. Согласно работе [15] на всех гайотах Магеллановых гор обнаружены многочисленные локальные «осложняющие» вулканические постройки в виде конусов и куполов. Их количество на одном гайоте изменяется от нескольких десятков до сотни и более единиц. Размеры этих структур варьируют от первых сотен метров в поперечнике до 10 км (преобладают 1.0-2.5 км), а высота – от 30 до 650 м (преобладают до 400 м). Формирование этих локальных «осложняющих» структур указанные авторы связывают с позднемеловой (кампан-маастрихт) и кайнозойской тектоно-магматической активизацией основного тела гайотов. Имеющиеся радиоизотопные определения для пород кайнозойского вулканического комплекса гайотов Магеллановых гор (Рис), а также анализ обширного материала по возрастам вулканитов подводных хребтов, гор и островов Тихого океана [16] и Филиппинского моря [17], позволяют разделить крупный кайнозойский (порядка 50 млн. лет) тектоно-магматический этап в эволюции этих структур на 3 более мелких этапа. Предлагается выделить следующие тектоно-магматические этапы для гайотов Магеллановых гор: 1 – позднепалеоцен-среднезоценовый; 2 – позднеолигоцен-раннемиоценовый; 3 – среднемиоцен-позднемиоценовый (плиоценовый?).

Итак, выделенные на основании изучения вулканизма тектоно-магматические этапы гайотов Магеллановых гор в целом отвечают ранее определенным этапам эволюции Тихого океана. Более того, они дополняют и уточняют время и интервал проявления тектоно-магматической активизации для других структур Тихого океана, особенно в кайнозое.

Литература

1. Пущаровский Ю.М. О магматических провинциях и тектонике Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984. № 11. С. 13-18.

2. Голубева Э.Д. Толеитовые базальты Тихого океана (петрология и геохимия). Влад-ок: ДВО АН СССР, 1990. 136 с.

3. Голубева Э.Д. Эволюция магматизма Тихого океана. Влад-ок: Дальнаука, 2009. 132 с.

4. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука, 1995. 368 с.

5. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ФГУГП «Южморгеология», 2005. 230 с.

6. Петрологические провинции Тихого океана. М.: Наука, 1996. 444 с.

7. Рашидов В.А и др. Геолого-геофизические исследования гайотов Магеллановых Тихого океана // Вестник КРАУНЦ (Науки о Земле). 2003. № 1. С. 103-126.

8. Koppers A.P., et. al. The Magellan seamount trail: implications for Cretaceous hotspot volcanism and absolute Pacific plate motion // Earth and Planet. Sci. Lett. 1998. V. 163. P. 53-68.

9. Pringle M.S. Radiometric ages of basalts basement recovered at Sites 800, 801 and 802, Leg 129 Western Pacific Ocean // Proc. ODP, Sci. Results. 1992. Vol. 129. P. 389-404.

10. Batiza R. et.al. Sammury and index to petrologic and geochemical studies of LEG 61 basalts // Init. Reps. DSDP. 1982. Vol. 61. P. 829-839.

11. Initial Reports of the DSDP . 1985. Vol. 85. 998 p.

12. Плетнев С.П. Палеогеография осадочных бассейнов западной части Тихого океана (Поздний мел-кайнозой) // Автореф. докт. дисс. Владивосток: Дальнаука. 2012. 45 с.

13. Плетнев С.П. и др. Геологическое развитие гайотов Магеллановых гор и сопредельных районов в меловое время // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Владивосток: Дальнаука. 2014. С. 251-253.

14. Мельников и др., Среднемиоценовые вулканические постройки на гайоте Дальморгеология (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоок. Геол. 2000, Т. 19, № 5. С. 38-46.

 Мельников и др. Вулканические постройки на гайотах Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоок. Геол. 2016, Т. 35, № 6. С. 38-46.

16. Clourd V. and Bonnevill A. Ages of Seamounts, islands and plateus on the Pacific Plate (ver. 2.0. October 2000) // http: //www.ufp.pf/geos.

 Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И. Тектоно-магматические этапы Филиппинского моря и эволюция его впадины // Физика геосфер: 7-ой Всерос. симпозиум (материалы докладов).
Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 405-417.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Е.П. Терехов

ТОИ ДВО РАН, terekhov@poi.dvo.ru

Кайнозойская история образования западной части Японского моря в работах подавляющего большинства предшественников представляет описа-

ние процесса значительного (первые сотни км) перемещения блоков земной коры. Согласно многочисленным авторам, Восточно-Корейская возвышенность, западное Южное Корейское плато, возвышенность Криштофовича и юго-западная часть о-ва Хонсю до позднего олигоцена входили в состав северной части Корейской окраины (Корейского плато). В позднем олигоцене Корейское плато было разбито на 4-е вышеуказанных блока, которые в процессе формирования Японского моря были перемещены в юго-западном направлении, до их современного положения [1, 2, 3, 4, 5]. Наибольшее перемещение испытал блок, представляющий собой юго-западное Хонсю, северная часть этого блока переместилась к юго-востоку на расстояние около 600 км [6].

В олигоцене блоки, представляющие сейчас возвышенности Восточно-Корейскую и Криштофовича, контактировали с юго-западной частью о-ва Хонсю (район п-ова Ното) [4], где широко развит комплекс Хида (Xida terrane). Комплекс Хида состоит из 3-х тектонических структур: район гнейсов Хида (Xida gneiss region), пояс Уназуки (Unazuki belt) и Окраинный пояс Хида (Xida marginal belt) [7]. Возраст, состав и условия формирования пород комплекса Хида говорят о резко отличном геологическом строении фундамента этого района и возвышенностей Криштофовича и Восточно-Корейской. Гнейсы возвышенности Криштофовича сформировались в позднеархей-раннепротерозойское время, тогда как наиболее древние гнейсы комплекса Хида в палеозое (350 млн лет); гранитоидный магматизм на возвышенностях Криштофовича и Восточно-Корейской проявился в среднем палеозое и раннем мелу, а в районе гнейсов Хида в триасе - ранней юре; на возвышенностях Криштофовича и Восточно-Корейской не установлены какие-либо следы проявления мафического магматизма, который был развит в среднем (базальты) и позднем палеозое (габбро) в районе гнейсов Хида и (габбро) в поясе Уназуки. Палеозойские осадочные породы Восточно-Корейской возвышенности не метаморфизованы, в то время как первично-осадочные палеозойские породы комплекса Хида метаморфизованы до гнейсов и сланцев. Кроме того, в Окраинном поясе Хида установлены серпентиниты, с которыми ассоциируют гранат-глаукофановые, гранат-эпидот-глаукофановые сланцы [8] и эклогиты [9]. Эти породы отсутствуют на возвышенностях Криштофовича, Восточно-Корейской и Уллындо (западное Южное Корейское плато). Таким образом, геологическое строение возвышенностей Криштофовича, Восточно-Корейской, Уллындо и юго-западной части о-ва Хонсю указывает на то, что современный бордерленд п-ова Корея и юго-западное Хонсю в докайнозойское время не являлись единой структурой.

В качестве доказательства нахождения юго-западной Японии рядом с п-овом Корея в доолигоценовое время, некоторые авторы использовали сходство (с их точки зрения) геологического строения района развития пород комплекса Хида и ряда структур п-ова Корея. Район гнейсов Хида до раскрытия Японского моря являлся северо-восточным продолжением структур юго-восточной части КНДР [4] или массива (пояса) Гуенгги (Gyeonggi) (Южная Корея; [10]). А пояс Уназуки, входящий в состав комплекса Хида, рассматривается как бывшее северо-восточное продолжение пояса Окчхон (Okchon) (Южная Корея) [10], [11].

Юго-восточная часть КНДР представлена массивом (поясом) Нангрим (Nangrim). Массивы Нангрим и Гуенгги сложены докембрийскими гнейсами и сланцами, сформировавшимися в палеопротерозое (возраст метаморфизма около 2000 млн лет). На этих метаморфических породах несогласно залегают метаосадочные породы – гнейсы, кварциты, мрамора и амфиболиты – протолиты которых формировались в среднем - позднем протерозое [12]. Геологическое строение указанных массивов отличается от геологического строения района гнейсов Хида, где метаморфические породы сформировались в палеозое (350 млн лет) и триасе (250 млн лет), а их протолиты отлагались в раннем - среднем палеозое[7], [13], [14]. История геологического развития пояса Окчхон, также, отличается от таковой пояса Уназуки. Седиментационный бассейн Окчхон сформировался в докембрии (неопротерозое) в то время как осадконакопление в бассейне Уназуки происходило в позднепалеозой – третичное время. Региональный метаморфизм в бассейне Окчхон проявился в период поздняя пермь – ранняя юра, тогда как в Уназуки в триасе. Гранитоидный магматизм в поясе Окчхон существовал в пермь - юрский и мел – третичный периоды, а в Уназуки в юре[15], [16], [17]. Очевидно, что развитые на о-ве Хонсю структуры (район гнейсов Хида и пояс Уназуки) комплекса Хида в докайнозойское время не являлись продолжением структур КНДР (Нангрим) или Корейского п-ова (Гуенгги, Окчхон).

Некоторые исследователи считают, что юго-западная часть о-ва Хонсю является частью пра Южно-Корейского плато, «оторванной» в раннем миоцене в процессе формирования Цусимской котловины и трога Уллын. При этом, бордерленд Корейского п-ова, представленный современными Северным и Южным Корейским плато, остался на месте [18, 19]. Очевидно, что и в этом случае Южно-Корейское плато (состоит из Западного Корейского плато и возвышенности Криштофовича) и, наиболее близко расположенный к плато, современный бордерленд юго-западной части о-ва Хонсю – о-ва Оки должны иметь сходное геологическое строение. Литературные данные [11, 20, 21, 22] говорят о том, что докайнозойская история геологического развития Южного Корейского плато отличается от таковой о-ов Оки. Гнейсы плато (хр. Уллындо, Усан) сформировались в позднеархей-раннепротерозойское время, тогда как основной объем гнейсов Оки – в раннем триасе. Гранитоидный магматизм в западной части Южного Корейского плато и возвышенности Криштофовича проявился в среднем палеозе и раннем мелу, а на островах Оки в триасе. Геологическое строение Южного Корейского плато, юго-западного Хонсю и о-ов Оки, указывает на то, что в докайнозойское время ни юго-западная часть о-ва Хонсю, ни его бордерленд не входили в состав Южного Корейского плато.

Таким образом, п-ов Корея и его бордерленд (возвышенности Восточно-Корейская, Криштофовича, западная часть Южного Корейского плато) имеют докайнозойскую историю геологического развития совершенно иную, чем докайнозойская история юго-западного Хонсю и его бордерленда (о-ва Оки). Это указывает на несостоятельность моделей [1, 2, 3, 4, 5], согласно которым юго-западная часть о-ва Хонсю – это блок земной коры, ранее (до олигоцена) входивший в состав Корейского плато, переместившийся, процессе образования Японского моря, до своего современного положения.

Литература

1. Lallemand S., Jolivet L. Japan Sea: a pull-apart basin? // Earth and Planetary Science Letters. 1985/86. V. 76. P. 375-389.

2. Otofuji Y., Tetsumaru Itaya T., and Takaaki Matsuda T. Rapid rotation of southwest Japanpalaeomagnetism and K-Ar ages of Miocene volcanic rocks of southwest Japan Geophys. J. Int. (1991) 105, 397-405

3. Jolivet L., Tamaki K., H., Fournier M. Japan Sea, opening history and mechanism: A synthesis Journal of Geophysical Research. 1994. V. 99. № BII. P. 22,237-22,259.

4. Kim H.-J., Lee G.-H., Choi D.-L. et al. Back-arc rifting in the Korea Plateau in the East Sea (Japan Sea) and the separation of the southwestern Japan Arc from the Korean margin // Tectonophysics. 2015. V. 638. P. 147–157.

5. Mashuma H. Opening tectonics of the Japan Sea inferred from geological relationships between North Kyushu, SE Korea and the East China Sea. Conference Paper September 2015.

6. Otofuji Y., Matsuda T. Amount of clockwise rotation of Southwest Japan: Fan shape opening of the southwestern part of the Japan Sea // Earth and Planetary Science Letter. 1987.

7. Hida Belt http://www.geo.arizona.edu/geo5xx/geo527/Japan/hida/index.html

8. Nakamizu M., Okado M., Yamazaki T. et al. Metamorphic rocks in the Omi-Renge serpentenite mélange, Xida Marginal Tectonic Belt, Central Japan // Mem. Geol. Soc. Japan. 1989. № 33. P. 21-35.

9. Takasu A., Sakura T., Kashiwabara Y. et al. Zoned amphibole in an eclogite from the Xida Marginal belt in Hakuba district, Nagano Prefecture. Japane Geoscience Rept. Shimane Univ., 2003. V. 22. P. 167-172.

10. Hiroi Y. Subdivision of the Hida metamorphic complex, central Japan, and its bearing on the geology of the Far East in pre-Sea of Japan time // Tectonophysics. 1981. V. 76. Issues 3-4. P. 317-333.

11. Suzuki K., Adashi M. Middle Precambrian detrital monazite and zircon from the Hida gneiss on Oki-Dogo Island, Japan: their origin and implications for the correlation of basement gneiss of Southwest Japan and Korea // Tectonophysics. 1994. V. 235. Issue 3. P. 277–292.

12. Chough S.K. Geology and Sedimentology of the Korean Peninsula // Earth Environmental Sciences. Seul National University, 2013. 348 p.

13. Khan I.H., Suzuki K., Shibata K. et al. Late Permian CHIME age of the Xida Gneiss and early Triassic age of the Mizurashi Granite in the Amo area of the Xida terrane. Central Japan // J. Earth Planet. Sci. Nagoya Univ., 1995. V. 42. P. 31-43.

14. Arakawa Y., Saito Y., Amakawa H. Crustal development of the Hida belt, Japan: Evidence from Nd-Sr isotopic and chemical characteristics of igneous and metamorphic rocks // Tectonophysics. 2000. V. 328. Issues 1–2, P. 183-204.

15. Chough S.K., Kwon S.-T., Ree J-H., Choi D.K. Tectonic and sedimentary evolution of the Korean peninsula: a review and new view. Earth-Science Reviews 52 2000. P.175–235.

16. Oh C.W., Kim S.W., Ryu I.C., et al. Tectono-metamorphic evolution of the Okcheon Metamorphic Belt, South Korea: Tectonic implications in East Asia // The Island Arc. 2004. V. 13. P. 387-402.

17. Hiroi Y. Progressive Metamorphism of the Unazuki Pelitic Schists in the Hida Terrane, Central Japan // Contribution Mineralogy and Petrology. 1983. V. 82. P. 334-350.

18. Yoon S.H., Sohn Y.K., Chough S.K Tectonic, sedimentary, and volcanic evolution of a backarc basin in the East Sea (Sea of Japan) Marine Geology 352 (2014) 70–88.

19. Jolivet L., Tamaki K. Neogene kinematics in the Japan sea region and volcanic activity Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., McWilliams, M., et al., 1992 Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 127/128, Part 2. P. 1311-1331.

20. Hoshino M. Two-pyroxen amphibolites in Dogo, Oki Island, Shimane-Ken, Japan. J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol. 1979. № 74. P. 87-99

21. Shibata K., Nozawa T. K-Ar ages of gorblende form the Xida metamorphic rocks. Jap Ass Mineral Petrologist Econ Geol 73. 1978. P137-141.

22. Dallmeyer R.D., Takasu A. 40Ar/39Ar mineral ages from the Oki metamorphic complex, Oki-Dogo, southwest Japan: implications for regional correlations Journal of Asian Earth Sciences Vol. 16. Issue: 4. 1998. P. 437-448.

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВЕРХНЕЙ ТЕРРАСЫ ОСТРОВНОГО СКЛОНА ЯПОНСКОГО ЖЁЛОБА В ОЛИГОЦЕНЕ

С.В. Точилина

ТОИ ДВО РАН

Развитие сложной системы островная дуга - Японский желоб продолжает вызывать большой интерес и острые дискуссии. Изучению этой системы уделялось очень большое внимание и было разработано несколько международных проектов, по которым проведены геолого-геофизические исследования. Первый этап работ, посвящённый сейсмопрофилированию, был проведен Японской национальной нефтяной корпорацией и Океанологическим институтом Токийского университета. В результате были получены глубинные сейсмические профили островного склона JNOC-1, JNOC-2. Интерпретация сейсмических разрезов послужила основой для определения заложения глубоководных скважин. По профилю JNOC-1 в 57 рейсе «Glomar Challenger» были пробурены разрезы 438А, 438В, 439, имеющие большое значение для геологического развития островного склона желоба.

<u>Основная задача</u> настоящей работы: определение возраста первого осадочного слоя, покрывающего фундамент. Установление возраста этого слоя служит важным репером при разработке модели геологического развития обсуждаемой структуры. По первому осадочному слою определяется граница окончания тектономагматического этапа и начало развития осадочного процесса.

Основные цели: 1) изучение структурного состава радиолярий – индикаторов солености 32-34 psu 2) проведение корреляции.

<u>Материал.</u> Керны глубоководных разрезов 438А, 438В и 439 получены от руководства проекта DSDP (И.О. Мурдмаа, ИО АН). Кроме этого были использованы материалы драгирования, полученные в нескольких рейсах ТОИ ДВО РАН.

Leg	Site	Pos	ition	Water Depth, m
57	438B	40°37,75' N	143°13,52' E	1568
'''	439	40°37,61' N	143°18,63' E	1666

N⁰	Станция	Коорд	цинаты	Глубина, м
1	756	42°17,8' с.ш.	131°16,6' в.д.	850-750
2	1061	42°26,9' с.ш.	131°47,4' в.д.	800-770
3	1115	42°23,5' с.ш.	131°44,2' в.д.	1000-950
4	1126/1	42°23,0' с.ш.	131°52,7' в.д.	1580-1500
5	1136	42°23,8' с.ш.	131°54,6' в.д.	1000-950
6	1140	42°24,6' с.ш.	131°55,0' в.д.	730-700

Японское море

<u>Метод</u>: количественное содержание радиолярий в 1 г сухого осадка (см. гистограмму – рис. 1).

Изучению обсуждаемых глубоководных разрезов посвящены десятки биостратиграфических работ, но возраст базальных слоёв – олигоцен – определен только в двух работах Г. Келлер (1980) и С.В. Точилиной (1981).

<u>Скв. 439</u>. Основная цель бурения верхней террасы островного склона Японского желоба было вскрытие фундамента, показанного по ГСЗ – JNOC-1. Поэтому бурение проводилось в несколько этапов: бурение 438В с подъемом керна продолжилось бурением 439, но в этом разрезе подъем керна происходил только с глубины 506 м.

В основании разреза вскрыты конгломераты вулканических пород: по дацитам скв. 439 керн 36-СС, глуб. 1144 м, 40 Ar/ 39 Ar получены абсолютные даты возраста 23,4 ± 5,5 млн. лет (Moore, Fujioka, 1980). Кроме этого были получены даты по андезиту: скв. 439 керн 36-СС, глуб. 1144 м, 39 Ar/ 36 Ar – 24,9 ± 1 Ма. Эта часть разреза (1144-1000 м) соответствует границе позднего олигоцена и раннего миоцена по International Chronostratigraphic Chart (2017).

Конгломераты перекрыты 144-метровой деформированной толщей литифицированных песчаников с фоссилиями моллюсков.



Рис. 1. Основной склон Японского желоба DSDP Leg 57 скв. 439-10-2 (106-109 см) навеска = 12 мг 11083 экз./1гр R зона Cyrtophormis incrassatum

Выше по разрезу вскрыта толща, пронизанная вулканическим стеклом и также деформирована трещинами и резкими контактами (sharp contact). Поэтому в нижней части разреза были выделены только слои, содержащие радиолярии олигоцена.Выше по разрезу выделены радиоляриевые зоны (рис. 2). Мелководные условия седиментации в позднем олигоцене сменились погружением структуры в раннем миоцене, о чем свидетельствует резкое повышение разнообразия радиолярий в зонах Eusyringium vinassai, Cyrtophormis incrassatum, Spirotunica haeckelii. Корреляция структурного состава радиоляриевых зон осуществлялась с районами: острова Садо; хребта Окусири; континентального склона северо-запада Японского моря. Близость состава позволяет сделать вывод о принадлежности верхней террасы островного склона желоба к единой Япономорской провинции. Палеоба-



Рис. 2. Скв. 439 координаты: 40°37.61′ с.ш., 143°18.63′ в.д. (глуб. воды: 1666 м)

тиметрический анализ показал сложные условия седиментации на границе олигоцена и раннего миоцена, судя по фации твердых песчаников, переслоенных вулканическим стеклом (палагонитом), пиритом и др.

Кремнисто-вулканогенная формация была выделена в северной части Япономорской провинции по двум компонентам – биологической - радиолярии (Tochilina, 1991) и литологической (Murdmaa et al., 1980). Биологическая компонента доминирует, т.к. по распространению фоссилий планктонных организмов реконструируется палеоциркуляция.

Заключение. Анализ структурного состава радиолярий позднего олигоцена позволяет сделать вывод о принадлежности верхней террасы островного склона желоба к единой Япономорской провинции, а не к оси желоба. Присутствие в ориктоценозе радиолярий в средиземноморской области Приаралья и Таджикской депрессии позволяет сделать вывод о связи водных пространств Тетического и Тихого океана. В олигоценовую эпоху произошли крупные тектоно-магматические события, изменившие общую циркуляцию водных масс Мирового океана.

Литература

23. Точилина С.В. Стратиграфия кайнозоя севера Императорского хребта (горы Детройт, Мейджи, по материалам глубоководного бурения) // Геология, геофизика и минеральное сырьё Сибири: матер. 2-й научно-практической конференции. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2015. Т. 1. С. 105-106.

24. International Chronostratigraphic Chart. 2016. http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ ChronostratChart2016-04.pdf

25. Keller G. Benthic Foraminifers and Paleobathymetry of the Japan Trench Area, Leg 57, DSDP // Initial Rep. of DSDP. 1980. Vol. 56/57. P. 835-865.

26. Moore G., Fujioka K. Age of origin of dacite boulder conglomerate anomalously near Japan Trench // Initial Rep. of DSDP. 1980. V. 56/57. 1980. P. 1083-1088.

27. Murdmaa I. et al. Geochemistry of the Japan Trench sediments recovered on DSDP Leg 56, 57 // Initial Rep. of DSDP. 1980. V. 56/57. P. 1213-1232.

28. Tochilina S.V. The Oligocene – Miocene boundary at the juncture of the Japan and Kuril Island arcs // Fifth International Congress on Pacific Neogene stratigraphy and IGCP-246, Japan, 1991. P. 114-115.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПОЛУОСТРОВА ГАМОВА (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ПРИМОРЬЕ)

<u>Т.А. Харченко</u>, М.Г. Валитов

ТОИ ДВО РАН, harchenko_an@mail.ru

Исследуемый район находится на юге Приморского края, в пределах Лаоелин-Гродековской складчатой системы, на западе Пограничной структурно-формационной зоны [1; 2]. Район характеризуется развитием терригенных нижне-верхнепермских континентальных формаций и обширными полями проявления палеозойского, мезозойского и кайнозойского магматизма. Геологическое строение рассматриваемой территории изучено достаточно хорошо [1; 3].

Однако геохронологическая позиция отдельных интрузивных комплексов до сих пор вызывает дискуссии. В основном это связано с малым количеством абсолютных возрастных определений, сделанных на данной площади. Традиционно возраст интрузий определялся исходя из возраста прорываемых ими осадочных пород и пород их покрывающих.

В данной работе рассматриваются гранитоидные массивы (позднепермского и раннеюрского возраста), расположенные на полуострове Гамова и прилегающей к нему с севера части континента (рис.).

Авторами предпринята попытка дифференцировать разновозрастные интрузивные комплексы по распределению петрофизических свойств: плотности и магнитной восприимчивости. Для этого на п-ве Гамова (рис., врезка), отбирались образцы магматических пород позднепермского гамовского тоналит-гранитного (P₂g) и раннеюрского гвоздевского гранит-лейкогранитного (J₁g) комплексов. Помимо отобранных авторами коллекции образ-



Рис. Геологическая карта-схема анализируемого участка [1]. Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения (Q_1-Q_{III}); 2 – кайнозойские осадочные отложения; 3 – кайнозойские эффузивные образования; 4 – раннеюрский гвоздевский комплекс гранит-лейкогранитовый (γ -l γ J₁g); позднепермский гамовский тоналит-гранитовый комплекс: 5 – вторая фаза: граниты биотитовые, лейкограниты, дайки, жилы аплитов, пегматоидных гранитов, диорит-порфиритов (γ_2P_2g); первая фаза: 6 – гранодиориты (γ δ₁P₂g); 7 – кварцевые диориты и тоналиты (qδ₁P₂g); 8 – нижне-верхнепермские терригенные отложения решетниковской свиты ($P_{1,2}$ rs); 9 – сусловский комплекс перидотит-габбровый (ν vR₃s?); 10 – тектонические нарушения: а) достоверные; 6) предполагаемые; в) выделенные по геофизическим данным; (буквами обозначены: 3-П – За-

падно-Приморский, 3 – Зарубинский разломы); г) надвиги; 11 – точки отбора образцов.

цов (232 шт.), в данной работе использовались образцы, К.Ю. Крамчанина (81 шт.). Для сравнения физических величин образцов, отобранных нами, и петрофизических характеристик этих же комплексов, распространенных севернее (рис.), приводятся данные из справочника [4]. Статистическая обработка проводилась отдельно для данных полученных авторами и взятых из справочника.

В строении гамовского комплекса участвуют породы двух интрузивных фаз. Кварцевые диориты, тоналиты и гранодиориты первой фазы, образуют единый ряд пород, связанных между собой постепенными переходами. Особенностью минерального состава являются очень низкие содержания калиевого полевого шпата (обычно не более 5-6 %) и повышенная меланократовость пород при высоком содержании кварца. Темноцветные минералы в обеих разностях представлены роговой обманкой и биотитом от 10 до 20-25%, причем в кварцевых диоритах преобладает роговая обманка, а в гранодиоритах – биотит [5].

Кварцевые диориты характеризуются более высокой плотностью (таб.): $\sigma_{cp.} = 2.842 \text{ г/см}^3$; ($\sigma_{cp.} = 2.801 \text{ г/см}^3$ по [4]) и магнитной восприимчивостью: $\chi_{cp.} = 352.5 \cdot 10^{-6} \text{ сИ}$; ($\chi_{cp.} = 509.0 \cdot 10^{-6} \text{ с. И по [4]}$), по сравнению с гранодиоритами ($\sigma_{cp.} = 2.719 \text{ г/см}^3$; ($\sigma_{cp.} = 2.671 \text{ г/см}^3$ по [4]). Значения магнитной восприимчивости изменяются от 104.8 до $379 \cdot 10^{-6} \text{ с. И}$, ($\chi_{cp.} = 231.9 \cdot 10^{-6} \text{ с. CH}$; ($\chi_{cp.} = 350.0 \cdot 10^{-6} \text{ с. U}$ по [4])).

Породы второй фазы гамовского комплекса распространены только в северно-западной части анализируемой территории. Породы имеют среднезернистую структуру, состоят из кварца (35-45%), калиевого полевого шпата (25-30 %), плагиоклаза (25-30 %) и темноцветного минерала, преимущественно биотита (3-8 %).

Средняя плотность гранитов этой фазы составляет $\sigma_{ep} = 2.584$ г/см³, что характерно [6], для биотитовых гранитов с одинаковым содержанием плагиоклазов и калиевых полевых шпатов. Низкие значения магнитной восприимчивости ($\chi_{ep} = 126.1 \cdot 10^{-6}_{en}$ СИ), обусловлены высоким содержанием кварца и незначительным присутствием темноцветных минералов, преимущественно биотита (таб.).

Позднепермский возраст гамовского комплекса установлен на основании прорывания массивами этого комплекса пермских отложений решетниковской свиты и залегания на них верхнетриасовой (?) тальминской толщи на соседней площади. Определение абсолютного возраста из гранодиоритов п-ва Гамова показали соответственно 251, 252, 260 млн. лет [1] и 254 ± 4 млн. лет [5], что также подтверждает их позднепермский возраст.

В западной части рассматриваемого района и в северо-восточной части п-ва Гамова выделяются раннеюрские интрузивные породы гвоздевского комплекса (J₁g), которые прорывают, помимо гамовского комплекса, отложения решетниковской свиты. Таблица. Физические свойства гранитоидных комплексов

Породы	Геол. индекс	обр-ов Кол-во	Плотность, r/cm ³ min max cp	Коэф. вар- ии, %	Магнит. юстриим. 10 ⁻ _{ед.} СИ ^{min} тах ср	Коэф. вар- ии, %
Раннеюрский гвоздевский гр	анит-лейк	огран	итовый комі	ллекс		
Граниты биотитовые, гранит-порфиры, штоки дайки лейкогранитов, аплитов [4]	lγ-γJ ₁ g	64	$\frac{2.417}{2.774}$ 2.593	2.55	$rac{2.0}{404.4}$ 80.5	108.7
Граниты биотитовые, гранит-порфиры	$\gamma_1 J_1 g$	32	$\frac{2.549}{2.655}$ 2.600	0.92	23.0 94.3 45.9	46.0
Позднепермский гамовский	тоналит-	грани	товый компл	Iekc		
Граниты биотитовые, лейкограниты, аплиты [4]	$\gamma_2 P_2 g$	29	2.450 2.732 2.584	2.21	$\frac{2.0}{865.4}$ 126.1	135.5
Гранодиориты [4]	$\gamma \delta_1 P_2 g$	54	2.545 2.793 2.671	2.51	$\frac{21.7}{1131.3}$ 350.0	6.69
Гранодиориты	$\gamma \delta_1 P_2 g$	254	2.598 2.798 2.719	1.25	$\frac{104.8}{379.2}$ 231.9	18.6
Кварцевые диориты, тоналиты [4]	$q\delta_1P_2g$	21	$\frac{2.668}{2.851}$ 2.801	1.15	$\frac{302.0}{1005.8}$ 509.0	35.2
Кварцевые диориты, тоналиты	$q\delta_1P_2g$	11	2.802 2.872 2.842	0.84	205.3 517.5 352.5	25.5
Породы комплекса представлены биотитовыми гранитами, как правило, желтоватой или розоватой окраски, среднезернистыми, состоящими из кварца (35-40 %), калиевого полевого шпата и плагиоклаза примерно в равных количествах и биотита (5-8 %), иногда с редкими зернами роговой обманки. Лейкограниты характеризуются более низким содержанием биотита (не более 2-3 %), который часто, почти нацело замещен хлоритом или мусковитом в зонах грейзенизации.

Породы раннеюрского гвоздевского комплекса характеризуются нормальной для гранитов плотностью [6], среднее значение 2.600 г/см³ ($\sigma_{cp.} = 2.593$ г/см³ [4]) и очень низкими значениями магнитной восприимчивости ($\chi_{cp.} = 45.9 \cdot 10^{-6}_{en.}$ СИ; ($\chi_{cp.} = 80.5 \cdot 10^{-6}_{en.}$ СИ [4])). По химическому составу гвоздевские граниты аналогичны гранитам

По химическому составу гвоздевские граниты аналогичны гранитам второй фазы гамовского комплекса. Основанием для выделения гвоздевского комплекса в качестве самостоятельного петрографического подразделения раннеюрского возраста послужили определения радиоизотопного возраста гранитов. Один из них выполнен (К-Аг метод по биотиту) для гранитов на п-ве Гамова составляет 200 млн. лет, а все остальные установлены на сопредельной территории Китая, где они колеблются в интервале от 180 до 227 млн. лет [7].

Проведенные исследования петрофизических свойств (плотности и магнитной восприимчивости) показали, что выделенные магматические комплексы на п-ве Гамова, контрастны по своим физическим свойствам, и каждый из них характеризуется вполне конкретными физическими параметрами.

Отмеченное выше сходство по петрохимическому составу раннеюрских гранитоидов гвоздевского комплекса и гранитов второй фазы позднепермского гамовского комплекса, находит свое подтверждение и в физических величинах. Из этого авторы делают предположение об одинаковом времени и условии их формирования, и склоняются к более молодому (раннеюрскому) возрасту образования гранитов второй фазы гамовского комплекса.

Породы позднепермского гамовского тоналит-гранитного комплекса (отобранные на п-ве Гамова) отличаются повышенной плотностью и пониженными значениями магнитной восприимчивости. Это может быть связано с несколькими факторами: расположение блока на окраине континента (воздействие деструктивных геодинамических процессов) и совпадение восточной границы блока с Западно-Приморским разломом, разделяющим складчатые системы (разломная зона является проницаемой средой для мантийных флюидов).

Таким образом, проведенные исследования показали, что каждый тип магматических пород, выделенный по геологическим данным, характеризуется вполне конкретным набором петрофизических параметров. Это позво-

ляет рассматривать физические свойства, как дополнительный вполне надежный критерий выделения магматических пород.

Литература

 Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000, Ханкайская серия, листы К-52-XII (Владивосток), К-52-XVIII (Зарубино). СПб., Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2004.

2. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Ч. III: Основные черты тектоники и истории развития. Препринт. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 60 с.

3. Тектоно-магматические системы аккреционной коры (Сихотэ-Алинь) / Ред. Г.Б Левашов. Владивосток, изд-во ДВО АН СССР, 1989. 340 с.

 Сокарев А.Н., Кулинич Р.Г., Прошкина З.Н. Петрофизика Япономорского сектора зоны перехода от континента к Тихому океану: справочник физических свойств горных пород. – Владивосток: Дальнаука, 2010. – 216 с.

5. Круг Н.Н., Голозубов В.В., Касаткин С.А., и др. Гранитоиды гамовского интрузива, его особенности, индикаторная и геодинамическая роль (Южное приморье). // Геология и геофизика, 2015, т. 56, № 12, С. 2134-2152.

Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика / Под ред. Н.Б. Дортман, - 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Недра, 1984, 455 с.

 Коваленко С.В. Раннеюрские граниты Западного Приморья // Мезозойские магматические и метаморфические образования Дальнего Востока: Материалы V петрограф. совещ. Хабаровск: ДВИМС, 2001. С. 41-43.

СТРАТИГРАФИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ПОДНЯТИЯ ЯМАТО ЯПОНСКОГО МОРЯ

<u>И.Б. Цой</u>, Н.Г. Ващенкова, Л.Н. Василенко, Н.К. Вагина, М.Т. Горовая, Ю.И. Мельниченко

ТОИ ДВО РАН, tsoy@poi.dvo.ru

Поднятие Ямато – наиболее крупная возвышенность дна Японского моря с континентальным типом коры, расположенная в его центральной части и окруженная глубоководными котловинами. Возвышенность характеризуется сложным рельефом и состоит из хребтов Северное Ямато (Кита-Ямато), Южное Ямато (Ямато), возвышенности Такуё и плато Тояма [1-3]. Вершинные поверхности Ямато представляют слабо расчлененные плато, на которых возвышаются холмы высотой 100-200 м [3]. Вдоль западного и северного склонов банки Кита-Ямато в интервале глубин 1000-1500 м и 1500-2000 м протягиваются широкие наклонные террасы, на бровке которых располагаются цепочки одиночных гор. Южные склоны крутые (15°-20°), прорезаны долинами и ложбинами.

Геологическое строение поднятия Ямато является ключевым для понимания происхождения и развития Японского моря [1-5]. Относительно хорошо изучены породы геологического фундамента. Он состоит из консолидированных докайнозойских пород, сложенных, позднепротерозойскими гнейсами и амфиболитами, гранитоидами позднепалеозойского и позднемелового возраста, палеозойскими и мезозойскими вулканогенно-осадочными породами [1, 2]. Кайнозойские породы представлены палеоценовыми прибрежно-морскими осадочными породами, олигоцен–раннемиоценовыми базальтоидами трахиандезитового комплекса, туфогенно-терригенной толщей континентального генезиса и морскими осадками среднего миоцена–голоцена. Кайнозойский осадочный чехол поднятия прерывистый и маломощный. Его мощность обычно меньше 0,5 км, на крутых склонах она минимальна до полного выклинивания, максимальна (около 1 км) она в депрессиях между поднятиями фундамента [4, 5].

Сложный рельеф возвышенности, осложненный многочисленными вулканическими постройками, и прерывистый характер чехла затрудняли опробование и изучение стратиграфии осадочного чехла возвышенности. Бурение проведено только в глубоководном троге Ямато, разделяющем Северное и Южное Ямато (799 DSDP, U1425 IODP), а также на северо-восточном склоне возвышенности (302 DSDP). Осадочный чехол был опробован драгированием крутых склонов и обрывов склонов возвышенностей и гор поднятия Ямато в 6 рейсах НИС «Первенец» (1975-1981 гг.), а также в 30/31 рейсе на НИС «Профессор Богоров» (1990 г.) и 35-ом рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» (1986 г.).

Для настоящей работы было проведено комплексное микропалеонтологическое (диатомеи, силикофлагеллаты, радиолярии, споры и пыльца) и петрографическое изучение вулканогенно-осадочных пород из геологической коллекции ТОИ ДВО РАН и обобщение с ранее изученными и опубликованными данными. Всего было проанализировано 167 образцов, поднятых на 66 станциях.

Проведенное исследование позволило выделить 6 разновозрастных комплексов вулканогенно-осадочных пород, один из которых (комплекс 1, нижний миоцен) континентального генезиса, а пять (комплексы 2-6, конец нижнего миоцена–голоцен) – морского (рисунок).

Комплекс 1 (нижний миоцен), сложенный преимущественно туфопесчаниками, туфоалевролитами и туфодиатомитами, установлен на Северном и Южном Ямато преимущественно в интервале глубин 1550-1000 м. Они содержат примесь вулканического пепла, что свидетельствует о синхронных вулканических извержениях в этом районе. На основе обнаруженных в породах данного комплекса многочисленных пресноводных диатомей и спо-



Схема стратиграфии осадочного чехла поднятия Ямато Японского моря. 1 – алевролиты, алевроаргиллиты, глины; 2 – алевропесчаники; 3 – песчаники; 4 – туффиты; 5 – туфопесчаники; 6 – туфоалевролиты, туфогенные глины, туфоаргиллиты, туфоалевролиты; 7 – диатомовые глины; 8 – диатомиты; 9 – туфодиатомиты; 10 – туфоконгломераты, гравелиты; 11 – баритовые конкреции; 12 – фосфориты, фосфатизированные породы; 13 – морские отложения; 14 – континентальные озерные отложения; 15 – вулканиты трахиандезитового комплекса позднего олигоцена–раннего миоцена; 16 – позднепротерозойские амфиболиты, гнейсы; 17 – позднепалеозойские гранитоиды; 18 – нижнемеловые песчаники; 19 – позднемеловые вулканиты; 20 – палеоценовые алевроаргиллиты; 21 – предполагаемые неосгласия; 22 – микропалеонтологические группы, обнаруженные в комплексах осадочных пород: D – диатомеи, S – силикофлагеллаты, R – радиолярии, P – споры и пыльца. NPD – кодовый номер северотихоокеанских диатомовых зон [8] с уточненным возрастом границ [9].

рово-пыльцевых комплексов установлен раннемиоценовый возраст и континентальное (озерное) происхождение пород этого комплекса. Выделенные диатомовые и спорово-пыльцевые комплексы близки недавно описанным комплексам из пород возвышенности Криштофовича [6, 7], а также комплексам из одновозрастных отложений Приморья и Японии, что предполагает единый этап развития япономорского региона в раннем миоцене.

Комплекс 2 (конец нижнего миоцена) установлен на северном склоне Северного Ямато в интервале глубин 1900-1800 м). Он сложен песчаниками с комплексом радиолярий, который формировался предположительно в верхнебатиальных условиях и тёплых водных массах в конце раннего миоцена [10]. Вместе с песчаниками подняты конгломераты и гравелиты, которые состоят из гравия и гальки различной окатанности, представленной гранитами, песчаниками, кварцем, а также, как правило, хуже окатанными базальтоидами и их туфами. Хорошо окатанная гальки – явно местного происхождения – соответствуют поднятым здесь же породам фундамента. Вероятно, осадочный комплекс 2 является базальным для морских отложений осадочного чехла.

Комплексы 3-6 (средний миоцен-голоцен) установлены на северо-западном склоне Северного Ямато и в меньшем объеме на Южном Ямато. Они сложены разнообразными морскими туфогенно-осадочными породами (диатомитами, диатомовыми глинами, алевролитами, туфодиатомитами, туффитами и др.). Комплексы 3 (средний миоцен) и 4 (верхний миоцен) на Северном Ямато включают многочисленные фосфориты, фосфатизированные породы и баритовые конкреции, образование которых связывается с активной гидротермальной деятельностью. Содержащиеся в породах этих комплексов многочисленные диатомовые водоросли и силикофлагеллаты свидетельствуют о высокой продуктивности вод и формировании осадков преимущественно в относительно мелководных, близких к шельфовым, условиях. Комплекс 5 (плиоцен) представлен плотными алевритовыми глинами, диатомовыми глинами и алевролитами, комплекс 6 (верхний плейстоцен-голоцен) - разнообразными породами с существенной долей пирокластики (туффиты, туфопесчаники, туфогенные глины и др.). В породах комплекса 6 заметное количество составляют бентосные диатомеи, характерные для прибрежных вод, что предполагает близость береговой зоны и возможность существования наземных условий в районе поднятия Ямато в плейстоцене. Это предположение подтверждают находки эпифита Istmia nervosa Kütz., обитающего на макрофитах – водорослях и водных высших растениях, и фитолитов.

На основе полученных данных обсуждаются условия формирования осадочного чехла и эволюция поднятия Ямато Японского моря в кайнозое.

Работа проводилась при финансовой поддержке программ "Дальний Восток" (проекты №15-I-1-003, №15-I-1-004о) и частично ФНИ ТОИ ДВО РАН (тема 7).

Литература

1. Берсенев И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.

2. Geology and Geophysics of the Japan Sea / Ed. by N. Isezaki et al. Tokyo: TERRAPUB, 1996. 488 p.

3. Мельниченко Ю.И. Морфотектоника морей северо-западной окраины Тихого океана: диссер. канд. геол.-минер. наук: 25.00.28. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2003. 177 с.

4. Васильев Б.И; Карп Б.Я; Строев П.А. и др. Строение подводной возвышенности Ямато (Японское море) по геофизическим данным. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1975. 97 с.

5. Tamaki K. Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications // Bull. Geol. Surv. of Japan. 1988. V. 39. № 5. P. 269-365.

6. Цой И.Б., Усольцева М.В. Миоценовые пресноводные диатомеи из отложений восточного склона подводного плато Уллын (возвышенность Криштофовича) Японского моря // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24, № 3. С. 62-80.

7. Цой И.Б., Горовая М.Т., Василенко Л.В. и др. Возраст и условия формирования пород осадочного чехла плато Уллын Японского моря по микропалеонтологическим данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25, № 1. С. 85-108.

8. Yanagisawa Yu., Akiba F. Revised marine diatom biostratigraphy of the Miocene sequence in the Matsushima area, northeastern Japan // Bull. Geol. Surv. Japan. 1998. V. 50. № 7. P. 431-448.

9. Tada R., Murray R.W., Alvarez Zarikian C.A. et al. Methods // Proc. IODP, 346: College Station, TX (Integrated Ocean Drilling Program). doi:10.2204/iodp.proc.346.102.2015. P. 1-71.10

10. Василенко Л.Н. Новые данные по миоценовым радиоляриям из отложений подводного хребта Северного Ямато (Японское море) // Геология дальневосточных морей России и их обрамления: матер. науч. конф. (г. Владивосток, 16 сентября 2016 г.). Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2016. С. 14-17.

ОТРАЖЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ В ЛИНЕЙНЫХ СТРУКТУРАХ РЕЛЬЕФА ПРИБАЙКАЛЬЯ

А.В. Черемных, А.С. Черемных

ИЗК СО РАН, Иркутск, cherem@crust.irk.ru

Тектонические напряжения верхней части земной коры Прибайкалья изучаются геолого-структурными и сейсмологическими методами [1, 2 и др.]. Установлено, что на современном этапе развития региона для Центрального Прибайкалья характерен режим растяжения, которому предшествовали обстановки сдвига и сжатия литосферы. Сдвиговые напряжения и условия растяжения связывают с ранне- и позднеорогенным этапами развития региона [3-5]. Последнюю эпоху сжатия относят к плиоцен-четвертичному времени [6].

Рельеф Прибайкалья сформировался в кайнозое в результате деформации мел-палеогеновой поверхности выравнивания. Поэтому остаточные деформации дневной поверхности должны отражать наиболее поздние этапы тектонического развития района. Кроме того, следует учитывать, что верхняя часть земной коры имеет разломно-блоковую структуру, в пределах которой основные деформации чаще наблюдаются в зонах крупных разломов. На анализе линейных элементов рельефа – мегатрещин в окрестностях линеаментов основан структурно-геоморфологический метод [7], базирующийся на обобщенных М.В. Гзовским ориентировках разрывов в сдвиговых зонах. Метод успешно используется для реконструкции осей напряжений неотектонического и современного этапов тектогенеза. Структурно-парагенетический анализ линеаментов применен К.Ж. Семинским для реконструкции кинематики сдвиговых зон Алакит-Мархинского кимберлитового поля. Особенностью этого исследования является выделение двух этапов, при которых оси напряжений, сохраняя пространственную ориентировку, меняли знак [8].

Цель исследования: реконструировать кинематический тип новейших разломов Обручевской системы и тектонические напряжения в их окрестностях дистанционными методами. Для достижения цели решены следующие задачи: 1. На основе анализа рельефа откартирована внутренняя структура разломов в районе Бугульдейского дизьюнктивного узла; 2. Структурно-парагенетическим методом реконструированы обстановки формирования основных разломных зон; 3. Полученные результаты сопоставлены с геолого-структурными реконструкциями.

Для картирования новейших разрывов использовались топографические карты масштабов 1:25000 и 1:100000 и цифровые модели рельефа. Выделены линеаменты, хорошо выраженные в рельефе уступами, обрывами и смещениями водотоков или форм рельефа, а также дислокации, слабо проявленные в рельефе. Эти данные были использованы при построении карты разломно-блоковой структуры участка исследования (рис. 1а).

Комплексные геолого-геофизические исследования, проведенные ранее [9], позволили оценить ширину Приморской и Прихребтовой разломных зон в северо-восточной части площади, которая составила около 5 км для каждой. Эти значения взяты за основу для дизьюнктивов СВ простирания. На рисунке, в пределах разломных зон, наблюдаются линейные элементы рельефа, параллельные или причленяющиеся к магистральному сместителю разлома (Приморский, Ольхонский и Бугульдейский дизьюнктивы), либо скопления различно ориентированных дислокаций (Прихребтовый и Куртунский разломы). Были построены розы-диаграммы азимутов простирания линейных элементов рельефа в пределах этих разломов и тектонического блока.

Сопоставление роз-диаграмм линейных элементов рельефа Ольхонской, Приморской и Прихребтовой разломных зон с трафаретами показало, что ориентировка хорошо выраженных в рельефе линеаментов соответствует сбросу, а максимумы роз-диаграмм дислокаций слабо выраженных в ре-



Puc. 1. Результаты картирования и структурно-парагенетического анализа линейных элементов рельефа в окрестностях Бугульдейского разломного узла.

а – разломно-блоковая структура верхней части земной коры: 1 – разломные зоны и блок (обозначения в кружках): 1 – Ольхонская, 2 – Приморская, 3 – Прихребтовая, 4 – Бугульдейская, 5 – Куртунская, Б - блок; 2 – линеаменты, откартированные при анализе топокарт 1:100000 (а – хорошо выраженные в рельефе, б – слабо проявленные); 3 – линеаменты, откартированные на топоосновах более крупного масштаба (а – хорошо выраженные, б – слабо проявленные);
 4 – населенные пункты; б – сопоставление роз-диаграмм азимутов простирания линеаментов с парагенезами разрывов в зонах [11]: І – левостороннего сдвига; II – сброса; III – взброса.

льефе - взбросу. При этом ориентировка структурных элементов парагенеза взбросов повернута по часовой стрелке на 10-15° относительно сбросов (рис. 16). Бугульдейская и Куртунская разломные зоны характеризуются небольшой длиной и шириной, поэтому для них получено по одной диаграмме. Результаты структурно-парагенетического анализа свидетельствуют о левосдвиговом характере перемещения по Бугульдейскому и правостороннем сдвиговом смещении по Куртунскому дизьюнктиву. Хорошо проявленные в рельефе линеаменты блока, вероятнее всего, образовались в условиях сжатия. А угловые соотношения максимумов на розе-диаграмме азимутов простирания линеаментов, слабо проявленных в рельефе, характерны для парагенеза разлома, образовавшегося при сдвиговых деформациях с левосторонним перемещением крыльев. Результаты проведенного исследования согласуются с выводами, полученными ранее при структурно-парагенетическом анализе разрывов и трещиноватости горных пород Прибайкалья [10, 12 и др.]. Так, основные разломы района исследования претерпели несколько этапов деформации. Сжатие северо-запад – юго-восточной ориентировки отражено в остаточных деформациях как в зонах дизьюнктивов, так и в блоках. Левосторонние сдвиги реконструированы на периферии разломных зон Приольхонья и сделан вывод о том, что данный этап был позднее этапа сжатия, но ранее этапа растяжения [12]. Далее разломы активизировались при кайнозойском рифтогенезе. Структурно-парагенетический анализ линеаментов в окрестностях Бугульдейского дизьюнктивного узла позволил получить подобные выводы, предполагающие кайнозойский возраст реконструируемых полей напряжений.

Некоторые виды представленного исследования выполнены при поддержке РФФИ проекты 16-05-00154 и 16-35-00141.

Литература

1. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука. СО. 1989. 158 с.

2. Мельникова В.И., Радзиминович Н.А. Механизм очагов землетрясений Байкальского региона за 1991-1996 гг. // Геология и геофизика, 1998, Т. 39, № 11, С. 1598–1607.

3. Леви К.Г., Аржанникова А.В., Буддо В.Ю., Кириллов П.Г., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ружич В.В., Саньков В.А. Современная геодинамика Байкальского рифта // Разведка и охрана недр, 1997, № 1, С. 10–20.

4. Delvaux D., Moyes R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnitchenko A., Ruzhich V., San'kov V. Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part II: Cenozoic rifting // Tectonophysics. 1997. V. 282, No 1. P. 1–38.

 San'kov V.A., Miroshnitchenko A.I., Levi K.G., Lukhnev A.V., Melnikov A.I., Delvaux D. Cenozoic stress field evolution in the Baikal rift zone // Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod. – 1997. – V. 21, N 2. – P. 435–455.

6. Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н. Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео». 2009. 316 с.

 Сим Л.А. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000, с. 326–350.

 Семинский К.Ж., Семинский Ж.В. Спецкартирование разломных зон земной коры и его возможности в исследовании структурного контроля кимберлитов в Алакит-Мархинском поле Якутской алмазоносной провинции. / К.Ж. Семинский, Ж.В. Семинский. – Иркутск: Издво ИРНИИТУ, 2016. – 204 с.

9. Семинский К.Ж., Кожевников Н.О., Черемных А.В., Поспеева Е.В., Бобров А.А., Оленченко В.В., Тугарина М.А., Потапов В.В., Бурзунова Ю.П. Межблоковые зоны северо-западного плеча Байкальского рифта: результаты комплексных геолого-геофизических исследований по профилю п. Баяндай – м. Крестовский // Геология и геофизика, 2012. Т. 53, №2. С. 250–269.

10. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН: Гео, 2003. 244 с.

11. Семинский К.Ж. Спецкартирование разломных зон земной коры. Статья 1: Теоретические основы и принципы // Геодинамика и тектонофизика, 2014. Т. 5, № 2. С. 445–467.

12. Черемных А.В. Внутренняя структура разломных зон Приольхонья и эволюция напряженного состояния верхней коры Байкальского рифта // Геодинамика и тектонофизика, 2010, Т. 1, № 3, С. 273–284.

МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЙСМОАКУСТИКО-ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН

МОДЕЛИРОВАНИЕ РАЗНОМАСШТАБНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ И ДАННЫЕ НАБЛЮДЕНИЙ

<u>М.Г. Алексанина¹</u>, В.И. Пономарев², П.А. Файман², В.А. Дубина

¹ ИАПУ ДВО РАН, ²ТОИ ДВО РАН margeo@satellite.dvo.ru

На основе анализа спутниковых изображений и численного моделирования разномасштабной циркуляции исследуются течения, и вихри синоптического масштаба в северо-западной части Японского моря.

Для идентификации струйных течений и вихрей синоптического масштаба использовалась многоканальная спутниковая информация AVHRR NOAA, MODIS\AQUA, Landsat. Вектора скорости течения на поверхности моря для отдельных течений и вихрей рассчитывались по перемещениям маркеров, выбранных на парах спутниковых изображений. Для расчета скорости течения в значительных по площади районах северо-западной части Японского моря, использовалась разработанные в ИАПУ РАН (Алексанин, Алексанина, Карнаикий, 2011) технология обработки спутниковой информации и метод максимальной кросс-корреляции. Для моделирования изменчивости системы течений и вихрей использовались существенно отличающиеся нестационарные численные гидродинамические модели циркуляции океана, в том числе модель МГИ, разработанная Н.Б.Шапиро и Э.Н. Михайловой в Морском гидрофизическом институте и модель РИАМ ОМ, разработанная в институте Прикладной механики университета Кюшу в Японии. В качестве граничных условий на поверхности моря для горизонтальной составляющей скорости задавалось касательное напряжение трения ветра, для вертикальной – условие свободной поверхности. На дне моря и контуре берега задавалось условие прилипания. В модели РИАМ ОМ, реализованной для области, включающей Японское, Охотское моря и северо-западную часть океана, на открытой горизонтальной границе задавались температура, соленость и скорость течения с пятисуточным разрешением по данным численных экспериментов с глобальной моделью океана HYCOM, а также годовой ход расхода реки Амур.

Поля концентрации морского льда, полученные по данным спутниковых наблюдений, задавались на регулярной сетке с пятисуточным разрешением. Численные эксперименты выполнены для многолетнего периода с 1992 по 2000г. Горизонтальное разрешение модели 5 км, вертикальное 36 уровней. В этом эксперименте, главным образом, исследуются циклонические и антициклонические вихри над Японской котловиной, ее материковым склоном и желобом Татарского пролива.

В результате моделирования и анализа спутниковых изображений выявлены характерные особенности вихревой структуры течений в северо-западной части Японского моря и заливе Петра Великого. Выделены короткоживущие и квазистационарные антициклонические и циклонические вихри глубокого моря, вихревые пары и вихревые дорожки антициклонических вихрей над кромкой шельфа и склонами Японской котловины. Показана сезонная и синоптическая изменчивость системы течений и вихрей в Татарском проливе Японского моря, обусловленная изменениями поля скорости ветра.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 15-05-03805 и проектов Дальний Восток 15-I-1-0030, 15-I-1-0470.

БАЗА ДАННЫХ СЕЙСМОАКУСТИКО-ГИДРОФИЗИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ ВАРИАЦИЙ ПАРАМЕТРОВ ГЕОСФЕР

Громашева О.С.¹, <u>Юнаева Т.Д.</u>², Яковенко С.В.¹

¹ТОИ ДВО РАН, gromasheva@poi.dvo.ru ² МГУ им. адм. Г.И. Невельского, tanya.yunaeva@mail.ru

В лаборатории физики геосфер отдела акустики океана ТОИ ДВО РАН осуществляется мониторинг деформационных процессов переходной зоны геосфер в южной части Приморского края на МЭС ТОИ ДВО РАН «м. Шульца» с использованием береговых лазерных деформографов в горизонтальном и вертикальном исполнениях [1].

В основном регистрация сверхнизкочастотных волновых процессов, периоды колебаний которых составляют от нескольких минут до нескольких суток, выполняется береговыми и погружными приборами, их работа основана на лазерно-интерференционных методах. Эти исследования необходимо дополнять гидрологическими данными, поэтому в состав комплекса включены акустический доплеровский профилограф (фиксирует изменчивость скорости морских течений при буксировке научно-исследовательским судном с выводом информации на ноутбук и синхронизацией с данными ГЛОНАСС), комплексный измеритель параметров течения (регистрирует электропроводность, температуру воды, давление в стационарном режиме), гидрологический зонд КВК (измеряет флуктуации основных параметров морской среды при стационарной постановке либо при выполнении гидрологических разрезов) [2].

Возрастающий объем получаемых данных выводит на первый план задачу создания информационных систем, осуществляющих структурирование информации, ее оптимальное хранение, быстрый доступ к необходимым фрагментам данных. Основой такой системы является база данных(БД),снабженная поисковыми средствами. Разработка БД является актуальной проблемой оптимизации процесса обработки и описания результатов. При проектировании такой БД должны учитываться принципы создания реляционных баз данных с учетом специфики работы с большими потоками информации и большими объемами данных.

База данных должна обеспечивать:

эффективное хранение данных экспериментов;

структурирование параметров и результатов измерений;

 – функциональный доступ к массивам исходных и обработанных данных;

- визуализацию исходной информации эксперимента и его результатов.

В настоящее время в ТОИ ДВО РАН есть ГИС с подобными данными. Несмотря на то, что данный проект предназначен только для просмотра и хранения информации, на его основе была разработана концептуальная модель системы хранения сейсмоакустико-гидрофизической информации.

При создании концептуальной модели БД были учтены следующие требования:

– Связь исходных данных и данных результатов. Реляционная база данных должна иметь четкую структуру таблиц, поля которых связаны между собой кодом ID, позволяющим присвоить единственное имя каждому бинарному файлу, характеристикам которого соответствует поле с данным ID. Это позволяет вносить новые данные одновременно в несколько таблиц.

– Безусловное сохранение данных. Результаты обработки бинарных файлов используются далее для моделирования, поэтому некорректное изменение или удаление данных может привести к фатальным последствиям (поэтому функциональная кнопка «Удалить» не предусмотрена). Система поддерживает первичные и внешние ключи и обеспечивает целостность данных на уровне ядра, что предотвращает несовместимые операции обновления или удаления данных. Использование системы проверки корректности результатов позволяет избежать появления ложных данных в базе.

БД отвечает общим требованиям: минимальная зависимость от аппаратуры; простота и легкость перенастройки на новые аппаратные средства; возможность дополнения при расширении области исследования; доступный и интуитивно-понятный интерфейс для пользователя. БД соответствует специфическим требованиям, связанным с особенностями акустико-гидрофизических данных и применяемой аппаратурой.

Параметрами хранения в БД экспериментов являются:

 данные об условиях эксперимента – величины, определяющие характер эксперимента (текстовые и числовые данные);

 непосредственно экспериментальные данные – хранятся в массиве бинарных файлов;

 – результаты эксперимента – величины, полученные в ходе обработки и исследования экспериментальных данных (числовые данные и изображения).

В качестве среды для разработки БД был выбран MS SQL Server. По сравнению с другими средствами разработки, например, MS Access, эта система управления базами данных обладает рядом преимуществ. Access – это программа, управляющаябазой данных на стороне клиента, то есть все операционные процессы в Access выполняются непосредственно на вашем персональномкомпьютере. Процессоры баз данных, основанной на системе MS SQL Server – системы, использующие сервер, хранят данные на высокопроизводительном компьютере - сервере,взаимодействие с которым происходит с помощью локальной сети.

Каждая из отдельно взятых таблиц спроектирована согласно критериям подбора столбцов данных – основная таблица содержит информацию об

Дата/Время	25.02.2016 12:12:00	~	Сила ветра	5,5	
Гип прибора	ГКСЮ	~	Температира	22	~
асположение	Ангар	~	Давление	55	
астота записи	1500			territ.	
	00				
Сомментарии					
Сомментарии		_			

Puc.1 Интерфейс базы данных сейсмоакустико-гидрофизического комплекса для измерения вариаций параметров геосфер

эксперименте: дата и время, тип используемого прибора, местоположение, частота дискретизации, длительность записи, комментарии и качество данных эксперимента.

Каждому полю таблицы следует присвоить уникальное имя, определить тип данных, которые будут в него вводиться, и описать содержимое поля, т.е. ввести текстовые комментарии, в которых указано назначение данного поля.

Наполнение БД состоит из модулей:

«Данные» – отражает характеристики эксперимента, такие как дата и время, тип используемого прибора (которых может быть несколько и они привязаны к местоположению), местоположение(где расположен прибор), частота дискретизации, длительность записи(в среднем около 60 минут), комментарии и качество данных эксперимента.

«Метеоусловия» параметры, при которых происходил эксперимент: сила ветра(измеряется в м/с) и его направление(используются сокращения, такие как: C,C3,CB и другие), температура окружающей среды и давление.

Модули форм и запросов представляет основная форма – базовое диалоговое окно, через которое пользователь может добавлять данные новых экспериментов и обновлять уже существующие, делать выборку по интересующим параметрам, просматривать базу данных по модулям, осуществлять поиск по заданным условиям.

Первым этапом в разработке реляционной БД является создание концептуальной модели – «метамодели». На этапе проектирования метамодели базы данных необходимо составить четкую структуру объектов, событий, их характеристик, установить связи между ними, обозначить классы, к которым будут принадлежать объекты и события, установить иерархию классов объектов. Создание четкой структуры на этапе проектирования метамодели позволит перейти к этапу моделирования концептуальной схемы (модели) базы данных [3].

Пошаговая разработка БД от разделения на компоненты деятельности до создания универсальной модели данных состоит из следующих этапов:

- создание концептуальной модели;
- описание предметных областей;

– классифицирование блоков информационного фундамента и их связей;

- формирование таблиц метаданных;
- переход к вещественной модели БД;
- создание диалоговых структур (запросы и формы);
- наполнение данными посредством диалоговых операций;

 реализация вещественной моделиБД на основе созданной концептуальной модели.

Информационные системы с использованием реляционных баз данных могут быть использованы не только для решения задачи управления инфор-

мацией, но и для решения родственных локальных задач, возникающих на определенных этапах исследований вариаций параметров геосфер. Следующим шагом проектирования информационной системы сейсмоакустико-гидрофизического комплекса станет создание объектно-ориентированной базы данных [4]. Объектно-ориентированный подход на сегодняшний день является самым актуальным и перспективным направлением разработки баз данных. Объектно-ориентированная база данных (ООБД) – база данных, в которой данные моделируются в виде объектов, их атрибутов, методов и классов. Объектно-ориентированные базы данных применяются в тех случаях, когда требуется высокопроизводительная обработка данных, имеющих сложную структуру. Однако управление ООБД позволяет использовать все преимущества объектно-ориентированного программирования и основывается на тех же концепциях: инкапсуляция, наследование и полиморфизм. Такой подход является наиболее эффективным, предоставляя практические возможности для создания гибкой БД, оптимизировать работу с данными.

Литература

1. Чупин В. А., Долгих Г. И., Щербатюк А. Ф. Гидрофизические исследования при изучении динамики морских волн в шельфовой зоне // Вестник ДВО РАН. 2011. №2.

 Яковенко С.В., Будрин С.С., Долгих С.Г., Чупин В.А., Швец В.А. Гидрофизический лазерно-интерференционный комплекс Приборы и техника эксперимента. 2016. № 2. С. 121-126

3. Громашева О.С. Объектно-ориентированная база данных океанографических измерений «ACPOSIT- BEKTOP» // Акустика океана. Докл. XV шк.-сем. им. акад. Л.М. Бреховских, совм. с XXIX сессией РАО, М. ГЕОС. 2016. С. 289-292

4. Gromasheva O. S. Development of the "ACPOSIT-VECTOR" information system for acoustic experiments planning and analysis Proc. of Meetings on Acoustics. 2016 Acoustical Society of America [DOI: 10.1121/2.0000345] Proceedings of Meetings on Acoustics, V. 24, 055002 (2016); http://asa.scitation.org/doi/pdf/10.1121/2.0000345Vol. 24/

О СИЛЬНЫХ ФЛУКТУАЦИЯХ ИНТЕНСИВНОСТИ АКУСТИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ В СЛУЧАЙНО-НЕОДНОРОДНОМ МЕЛКОМ МОРЕ С ГАЗОНАСЫЩЕННЫМИ ДОННЫМИ ОСАДКАМИ

О.Э. Гулин, И.О. Ярощук

ТОИ ДВО РАН, gulinoe@poi.dvo.ru

Разработка статистических моделей, проливающих свет на особенности распространения низкочастотного звука в случайном море, является актуальной проблемой подводной акустики на протяжении последних десятилетий [1,2]. Хотя основы теории были заложены 40 лет назад [2,3], до сих пор данная тематика является недостаточно разработанной. Прежде всего, это касается зависимости возникающих в процессе распространения звука флуктуационных эффектов от параметров среды. В настоящем докладе представлены результаты моделирования средней интенсивности акустического сигнала частоты 500 Гц в условиях мелководного океанского шельфа при наличии сильно проницаемого дна. В этой ситуации влияние объемных случайных неоднородностей достигает максимальной величины, что весьма важно учитывать в практических приложениях, поскольку подобные параметры дна характерны, в частности, для районов с газонасыщенными осадочными породами [4], которые в настоящее время активно исследуются в том числе и акустическими методами.

Рассмотрим морскую среду с горизонтальными границами, включающую водный слой и слой жидких донных осадков. В водном слое с постоянной плотностью ρ_0 , средний профиль скорости звука $c_0(z)$ испытывает слабые двумерные флуктуации $\delta c(r,z) = c(r,z) - c_0(z), |\delta c/c_0| << 1 ((r,z) - c_0(z))$ координаты цилиндрической системы). Случайное поле скорости звука $\varepsilon(r,z) = -2\delta c(r,z)/c_0$ считаем гауссовым со средним значением, равным нулю $\langle \varepsilon(r,z) \rangle = 0$ (угловые скобки означают усреднение по ансамблю случайных реализаций), и некоторой анизотропной корреляционной функцией $B_{\epsilon}(r_1 - r_2, z_1 - z_2) \equiv \langle \epsilon(r_1, z_1) \epsilon(r_2, z_2) \rangle$, имеющей амплитуду $B_{\epsilon}(0, 0) = \sigma_{\epsilon}^{-2}$ (безразмерная интенсивность флуктуаций) и масштабы пространственной корреляции по горизонтали L_r и глубине L_z. Модельное жидкое дно примем однородным со значениями плотности, скорости звука и поглощения: ρ_1, c_1, β_1 . Поле давления p(r,z) в стохастическом волноводе от монохроматического источника, расположенного в точке r = 0, $z = z_0$, удовлетворяет линейным уравнениям акустики с двумерно-неоднородными коэффициентами c(r,z). Представим его в волновой зоне источника посредством разложения по локальным модам данного случайного волновода (безразмерная плотность в воде $\rho_0 = 1$):

$$p(r,z) = r^{-1/2} \sum_{m=1}^{M} G_m(r) \varphi_m(r,z);$$

$$\frac{\partial^2}{\partial z^2} \varphi_m(r,z) + \left[k^2(r,z) - \kappa_m^2(r)\right] \varphi_m(r,z) = 0.$$
(1)

Собственные функции ϕ_m на поверхности (z = H) и на дне (z = 0) моря удовлетворяют граничным условиям: $\phi_m(r,H) = 0$, $\phi_m(r,0) + g_m(r)\phi'_m(r,0) = 0$, где $g_m(r)$ характеризует импеданс дна. В (1) $\kappa_m(r)$ - волновые числа локальных мод (собственные значения «вертикальной» задачи), квадрат волнового числа $k^2(r,z) = k_0^2(z)[1 + \varepsilon(r,z)]$ - случайная функция, $k_0 = \omega/c_0(z)$. В работах [5,6] показано, что для нерегулярного волновода мелкого моря с типичной слабой интенсивностью и плавным характером флуктуаций в пренебрежении обратно рассеянным полем модовые амплитуды $G_m(r)$ удовлетворяют

следующему квадратурному представлению:

$$G_{m}(r) = A_{m}(r) \exp\left\{ \int_{0}^{r} \left[i\kappa_{m}(\xi) - (2a_{m})^{-1} \sum_{l=1}^{M} a_{l} V_{ml}(\xi) \right] d\xi \right\},$$
(2)

где $\kappa_m r >> 1, a_m = \phi_m (0, z_0), A_m = i a_m [8\pi i \kappa_m (r)]^{-1/2}, m = 1, 2...M.$ В выражении

(2) элемент кососимметрической матрицы
$$V_{mn}(r) = \int_{0}^{\infty} \frac{\phi_m(r,z)}{\rho(r,z)} \frac{\partial \phi_n(r,z)}{\partial r} dz$$
,

 $V_{mn}(r) = -V_{nm}(r), V_{nn} = 0$, описывает межмодовое взаимодействие из-за горизонтальных изменений, вызванных флуктуациями скорости звука. Матрицу взаимодействия мод в нашем случае можно переписать также в виде [6]:

$$V_{mn}(r) = [\kappa_n^2(r) - \kappa_m^2(r)]^{-1} \int_0^H dz \frac{\varphi_m(r,z)\varphi_n(r,z)}{\rho(z)} k_0^2(z) \frac{\partial \varepsilon(r,z)}{\partial r}$$
. Отсюда и на осно-

вании (2) в рамках метода малых возмущений следует [6,7], что межмодовое взаимодействие является некоторой знакопеременной добавкой к решению, слабо зависящей от расстояния, а накопление влияния слабых флуктуаций обеспечивается в основном первым членом в экспоненте, представляющим адиабатическое приближение. Однако, за границами метода малых возмущений, как показывает моделирование, этот вывод справедлив лишь отчасти. Вычислив функции модовых амплитуд $G_m(r)$ из соотношения (2), находим среднюю интенсивность звукового поля в виде:

$$\langle I \rangle = \left\langle \left| p \right|^2 \right\rangle = r^{-1} \sum_n \left\langle \left| G_n \right|^2 \left| \varphi_n \right|^2 \right\rangle + r^{-1} \sum_{(n \neq m)} \left\langle G_n G_m^* \left(\varphi_n \varphi_m^* \right) \right\rangle$$
(3)

Далее приведены результаты статистического моделирования, использующие представления (2)-(3) для решения исходной стохастической задачи (1). В качестве модели для вычислений был выбран мелководный трехслойный волновод (см. работы [7,8]). В его водной толще конфигурация профиля скорости звука представляет собой регулярный термоклин (характерный для осеннего периода на шельфе Японского моря, где проводились измерения), на который накладываются двумерные флуктуации скорости звука. Флуктуации описываются анизотропной корреляционной функцией вида

$$B_{\varepsilon}(r_{1}-r_{2},z_{1}-z_{2}) = \sigma_{\varepsilon}^{2} \exp\left(-\frac{|r_{1}-r_{2}|}{L_{r}} - \frac{|z_{1}-z_{2}|}{L_{z}}\right).$$
Числовые характеристики

водного слоя следующие: глубина H = 50 м, приповерхностный слой 15 м, в котором $c_0(z) = 1525$ м/с и интенсивность флуктуаций $[\delta c/c_0]^2 = 10^{-6}$; придонный слой толщиной 10 м имеет $c_0(z) = 1500$ м/с и $[\delta c/c_0]^2 = 10^{-6}$; слой линейного термоклина имеет толщину 25 м, 1500 м/с $\leq c_0(z) \leq 1525$ м/с и $[\delta c/c_0]^2 = 10^{-5}$. Параметры однородного жидкого дна волновода: отношение плотностей $\rho_1/\rho_0 = 1.3$, скорость звука $c_1 = 1490$ м/с, поглощение $\beta_1 = 0.01$. Для расчетов использована частота звука 500 Гц. Средняя интенсивность звукового поля $\langle I \rangle$ рассчитывалась усреднением по ансамблю из 3000 случайных реализаций.

Рассмотренному волноводу присуща средняя скорость звука у дна $c_0(0) > c_1 = 1490$ м/с. В такой ситуации звуковое поле формируют лишь вы-мод для моделирования было взято 8, поскольку только они формируют звуковое поле на расстояниях r > 100 м от источника. В данном случае акустическое поле в волноводе затухает весьма быстро, поэтому представляет интерес исследование распространения звука на сравнительно небольшие дистанции. Как видно из рис. 1, эффект замедления спадания средней интенсивности, установленный ранее в работах [6-8] для акустически более жестких морских осадков, измеряется теперь десятками децибел на расстояниях в несколько километров от источника, а к дистанции 10 км превышает 100 дБ. Столь значительный результат объясняется сильными флуктуациями волновых чисел мод к и, прежде всего, их мнимых частей, отвечающих за поглощение звука дном. Как следствие, наблюдается большой разброс уровней интенсивности в отдельных реализациях, и происходит быстрое развитие сильных флуктуаций интенсивности звукового поля, которая подчиняется логнормальному закону распределения плотности вероятности. Индекс сцинтилляций, являющийся характеристикой силы флуктуаций интенсивности, значительно превышает 1 уже на небольших расстояниях от источника *r* > 1 км.

Таким образом, показан аномальный характер распространения низкочастотного акустического сигнала при наличии крупномасштабных флуктуаций скорости звука в условиях мелководных шельфовых акваторий с высокой степенью проницаемости дна. Последнее характерно для районов с залеганием газонасыщенных осадков.

Рис. 1. Потери при распространении, представленные относительно значения интенсивности в свободном поле на расстоянии 1 м от источника. Штриховая кривая – усредненная по периодам осцилляций интенсивность звукового поля в детерминированной модели волновода (с $\varepsilon = 0$). Сплошная жирная кривая - наличие двумерных флуктуаций скорости звука $\varepsilon(r,z)$ с указанной в тексте корреляционной функцией и пространственными масштабами $L_r = 5$ км, $L_r = 10$ м. Источник расположен на глубине z₀ =25 м, горизонт наблюдения z = 40 м от поверхности моря.



Литература

1. Колер В., Папаниколау Дж.К. Распространение волн и подводная акустика. Мир. М., 1980.

- 2. Флатте С.М. Распространение звука во флуктуирующем океане. Мир. М., 1982.
- 3. Dozier L.B., Tappert F.D. // J. Acoust. Soc. Am. 1978. 63. P. 353-365.
- 4. Григорьев В.А., Луньков А.А., Петников В.Г. // Акуст. журн. 2015. 61, № 1. С. 90-100.
- 5. Гулин О.Э. // Акуст. журн. 2006. 52, № 1. С. 23-29.
- 6. Gulin O.E., Yaroshchuk I.O. // Journ. Comp. Acoust. 2014. 22, No. 1. 1440006(1-14)
- 7. Гулин О.Э., Ярощук И.О. // Докл. АН. 2014. 458, № 1. С. 97-101.
- 8. Гулин О.Э., Ярощук И.О. // Акуст. журн. 2017. 63, № 2. С. 158-164.

ОБ ЭФФЕКТЕ ПЕРЕМЕЖАЕМОСТИ АКУСТИЧЕСКОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ ПРИ РАСПРОСТРАНЕНИИ НИЗКОЧАСТОТНОГО ЗВУКА В СЛУЧАЙНО-НЕОДНОРОДНОМ МЕЛКОМ МОРЕ

И.О. Ярощук¹, Ху Тао², Сон С.², <u>О.Э. Гулин</u>¹

¹ТОИ ДВО РАН, gulinoe@poi.dvo.ru ²Институт Акустики Китайской академии наук

В статистической радиофизике хорошо известно явление перемежаемости интенсивности волнового поля при прохождении радиосигналов через случайно-неоднородную среду [1]. Данное явление заключается в том, что при развитии сильных флуктуаций поля в случайной среде пространственное распределение интенсивности представляет собой нерегулярное чередование максимумов и минимумов (пиков и впадин). Это означает, что при измерении уровней сигнала время от времени наблюдаются то замирания, то, наоборот, резкие усиления (выбросы) интенсивности. Ранее в работах [2-5] неоднократно обсуждался вопрос о достаточно быстром развитии сильных флуктуаций акустического поля при распространении низкочастотного сигнала в условиях мелководных районов океанского шельфа. Как результат, наличие объемных случайных неоднородностей, например, внутренних волн, или других гидродинамических возмущений, приводит к изменению самого закона потерь при распространении звука по сравнению с детерминированными условиями. Это предсказывает статистическая теория, подкрепляемая модельными расчетами [3-5]. Однако, статистические характеристики, такие, как средняя интенсивность волнового поля, содержат в себе усредненную информацию. В настоящем докладе рассмотрены отдельные случайные реализации интенсивности звукового поля, более интересные для интерпретации результатов измерений. Поведение интенсивности в отдельных реализациях детальнее показывает причины возникновения тех или иных статистических эффектов под влиянием случайных неоднородностей.

Как и в предыдущей работе (см. сообщение в данном сборнике), рассмотрим морскую среду с горизонтальными границами, включающую водный слой и слой жидких донных осадков. В водном слое с постоянной плотностью ρ_0 , средний профиль скорости звука $c_0(z)$ испытывает слабые двумерные флуктуации $\delta c(r,z) = c(r,z) - c_0(z), |\delta c/c_0| << 1 ((r,z) - координаты$ цилиндрической системы). Случайное поле скорости звука $\varepsilon(r,z) = -2\delta c(r,z)/2$ c_0 считаем гауссовым со средним значением, равным нулю $\langle \varepsilon(r,z) \rangle = 0$ (угловые скобки означают усреднение по ансамблю случайных реализаций), и некоторой анизотропной корреляционной функцией $B_{c}(r_{1}-r_{2},z_{1}-z_{2}) \equiv \langle \varepsilon(r_{1},z_{1}) \rangle$ $\varepsilon(r_2,z_2)$, имеющей амплитуду $B_{\varepsilon}(0,0) = \sigma_{\varepsilon}^2$ (безразмерная интенсивность флуктуаций) и масштабы пространственной корреляции по горизонтали L. и глубине L₂. Модельное жидкое дно примем однородным со значениями плотности, скорости звука и поглощения: ρ_1, c_1, β_1 . Поле давления p(r,z) в стохастическом волноводе от монохроматического источника, расположенного в точке $r = 0, z = z_0$, удовлетворяет линейным уравнениям акустики с двумерно-неоднородными коэффициентами c(r,z), и ищется посредством разложения по локальным модам данного случайного волновода (безразмерная плотность в воде $\rho_0 = 1$):

$$p(r,z) = r^{-1/2} \sum_{m=1}^{M} G_m(r) \varphi_m(r,z);$$

$$\frac{\partial^2}{\partial z^2} \varphi_m(r,z) + \left[k^2(r,z) - \kappa_m^2(r) \right] \varphi_m(r,z) = 0.$$
(1)

Собственные функции ϕ_m на поверхности (z = H) и на дне (z = 0) моря удовлетворяют граничным условиям: $\phi_m(r,H) = 0$, $\phi_m(r,0) + g_m(r)\phi'_m(r,0) = 0$, где $g_m(r)$ характеризует импеданс дна. В (1) $\kappa_m(r)$ - волновые числа локальных мод, квадрат волнового числа $k^2(r,z)$ - случайная функция. Модовые амплитуды $G_m(r)$ удовлетворяют следующему экспоненциальному выражению:

$$G_{m}(r) = A_{m}(r) \exp\left\{ \int_{0}^{r} \left[i\kappa_{m}(\xi) - (2a_{m})^{-1} \sum_{l=1}^{M} a_{l} V_{ml}(\xi) \right] d\xi \right\},$$
(2)

где $\kappa_m r >> 1$, $a_m = \varphi_m (0, z_0)$, $A_m = i a_m [8\pi i \kappa_m(r)]^{-1/2}$, m = 1, 2...M. В экспоненту формулы (2) входит кососимметрическая матрица $V_{mn}(r) = -V_{mn}(r)$, $V_{mn} = 0$, описывающая межмодовое взаимодействие из-за горизонтальных изменений в среде, вызванных флуктуациями скорости звука. Данная матрица вза-имодействия мод в нашем случае имеет следующий вид:

$$V_{mn}(r) = \int_{0}^{H} \frac{\phi_m(r,z)}{\rho(r,z)} \frac{\partial \phi_n(r,z)}{\partial r} dz = [\kappa_n^2(r) - \kappa_m^2(r)]^{-1} \int_{0}^{H} dz \frac{\phi_m(r,z)\phi_n(r,z)}{\rho(z)} k_0^2(z) \frac{\partial \varepsilon(r,z)}{\partial r}$$
(3)

Выражение (3) показывает, что, во-первых, как в любом нерегулярном волноводе, наиболее эффективно взаимодействуют соседние моды, а, во-вторых, при малости знаменателя $[\kappa_n^2(r) - \kappa_m^2(r)]^{-1}$, происходят выбросы и провалы (в зависимости от знака) в поведении решения (2) для модовых амплитуд G_m(r). Расчеты показывают, что в волноводах с потерями такое наблюдается нередко, поскольку флуктуации скорости звука приводят к весьма нерегулярному пространственному поведению волновых чисел мод, которые то сближаются, то расходятся. Правда, следует отметить, что эффекты от взаимодействия мод имеют, в основном, локальный характер: изза производной по r в формуле (3) накапливающееся влияние флуктуаций скорости звука возможно лишь благодаря параметрической зависимости от расстояния собственных функций и собственных значений. В рамках же метода малых возмущений, когда данной зависимостью в (3) пренебрегается, накапливающихся эффектов просто нет, и только первый член в формуле (2), соответствующий адиабатическому приближению, описывает эффекты накопления с расстоянием. Вычислив функции модовых амплитуд G_m(r) из соотношения (2), находим интенсивность звукового поля в отдельных реализациях в виде некогерентной и когерентной сумм:

$$I = |p|^{2} = r^{-1} \sum_{n} |G_{n}|^{2} |\varphi_{n}|^{2} + r^{-1} \sum_{(n \neq m)} G_{n} G_{m}^{*} (\varphi_{n} \varphi_{m}^{*})$$
 (4)

Далее на рис. 1 в качестве примера для отдельных реализаций приведены результаты вычислений интенсивности звукового поля согласно выражениям (2)-(4). Расчеты выполнены в процессе статистического моделирования решения исходной стохастической задачи (1) для мелководного трехслойного волновода, описанного в предыдущем сообщении (также, см. работы [4,5]). Заметим, что вторая сумма в (4) (когерентная) описывает осцилляционную пространственную структуру интенсивности, поэтому для анализа влияния флуктуаций она исключалась из рассмотрения усреднением по пространственному периоду осцилляций. Флуктуации скорости звука задавались анизотропной корреляционной функцией вида $B_{s}(r_{1}-r_{2}, z_{1}-z_{2}) =$

$$\sigma_{\varepsilon}^2 \exp\left(-\frac{|r_1 - r_2|}{L_r} - \frac{|z_1 - z_2|}{L_z}\right)$$
 с вертикальным масштабом $L_z = 10$ м и горизон-

тальным $L_r = 5$ км. Для расчетов использована частота звука 500 Гц.

Из верхнего графика рис. 1 видно, что в реализациях интенсивности на разных расстояниях чередуются подъемы уровня в 5-18 дБ и его падения, достигающие еще большей величины, в полном соответствии с выводами теоретического анализа, приведенного выше. Хотя, как показывает моделирование, приведенные реализации не являются типичными, они служат иллюстрацией реальной возможности наблюдения в экспериментальных работах сильных флуктуаций уровня потерь при распространении в мелком



Рис. 1. Потери при распространении относительно значения интенсивности в свободном поле на расстоянии 1 м от источника. Верхний график - потери для трех реализаций из ансамбля по формулам (2)-(4), маркеры – адиабатическое приближение. Источник расположен на глубине z₀ =25 м, горизонт наблюдения z = 30 м от поверхности моря. Нижний график - экспериментальные кривые интегральной по глубине интенсивности по измерениям в Желтом море [6], центральная частота сигнала 260 Гц.

море, которые могут достигать значительных величин в 10-20 дБ и более в зависимости от проницаемости дна и параметров случайных возмущений. Нижний график на рис. 1 является иллюстрацией уровней интенсивности, измеренных в Желтом море в экспериментах 2010 г. Глубина в районе измерений составляла 35-40 м, примерно посередине слоя располагался достаточно резкий термоклин, проходящие внутренние волны имели разномасштабную структуру, от коротких до длинных, дистанция наблюдения $r \approx 10$ км от источника.

Литература

1. Рытов С.М., Кравцов Ю.А., Татарский В.И. Введение в статистическую радиофизику. Ч.2. Случайные поля. Наука. М., 1978.

2. Ярощук И.О., Гулин О.Э. Метод статистического моделирования в задачах гидроакустики. Дальнаука. Владивосток, 2002.

3. Gulin O.E., Yaroshchuk I.O. // Journ. Comp. Acoust. 2014. 22, No. 1. 1440006(1-14)

4. Гулин О.Э., Ярощук И.О. // Докл. АН. 2014. 458, № 1. С. 97-101.

5. Гулин О.Э., Ярощук И.О. // Акуст. журн. 2017. 63, № 2. С. 158-164.

6. Hu Tao, Ma Li, Guo Zhongyuan, et al. Acoustic propagation fluctuation caused by internal waves in the Yellow sea // Proc. of ICA. 2010. Sydney. Australia.

РАСЧЕТ АКУСТИЧЕСКОГО ПОЛЯ АНТЕННОЙ РЕШЕТКИ НА ГРАНИЦЕ ВОДА-ВОЗДУХ

<u>В.И. Корочениев¹</u>, Е.В. Лисунов²

¹Дальневосточный Федеральный Университет, vkoroch@mail.ru ² ГС РАН, РИОЦ г. Владивосток. lisunov.evgeniy@gmail.com

В работе представлен расчет упругой продольной волны, источник которой расположен внутри замкнутого объема, заполненного материалом с параметрами, отличными от параметров внешней среды.

Источник располагается в воде, произвольно криволинейной границы раздела сред вода-воздух. Такое расположение выбрано исходя из практического значения. Техногенный источник волн, сейсмический (в грунте), всегда располагаются далеко от центра Земли и очень близко к границам раздела сред. Это может быть как землетрясение, так и любой другой взрыв. В статье за источник взят любой низкочастотный излучатель, который условно принимается как некоторая виртуальная акустическая решетка. Виртуальная антенна энергетически заменяет реальный источник (взрыв)

Уравнение Гельмгольца запишем в виде: $\Delta P + k^2 P = \delta(r - r_0)$ (1)

Граничные условия: $P_{1(BOJEJ)} = P_{2(BOJE)} V_{1(BOJEJ)} = V_{2(BOJE)}$ Решение уравнения (1) будем искать в виде: [1]

$$\begin{cases} G_1(\overline{r}, \overline{r_0}) = \frac{e^{ik_1R}}{R} + K_{omp} \frac{e^{-ik_1R}}{R} \\ G_2(\overline{r}, \overline{r_0}) = \frac{e^{ik_2R_{np}}}{R_{np}} K_{np} \end{cases} \begin{cases} G_1(\overline{r}, \overline{r_0}) = \frac{e^{ik_1R}}{R} + K_{omp} \frac{e^{-ik_1R}}{R} \\ G_2(\overline{r}, \overline{r_0}) = \frac{e^{ik_2R_{np}}}{R_{np}} K_{np} \end{cases}$$

 $G_1(\overline{r},\overline{r_0})$ и $G_2(\overline{r},\overline{r_0})$ – функции Грина [2]

где Котр – функция, зависящая только от угловых координат (имеет смысл коэффициента отражения волн от границы раздела), Кпр – функция, также зависящая от угловых координат (имеет смысл коэффициента прохождения волн во второе полупространство), R = - расстояние между точкой расположения источника и точкой наблюдения, Rпр = - расстояние между точкой расположения некоего мнимого источника прошедших через границу раздела волн и точкой наблюдения. (рис.1)

НЧ источник находится под водой и излучает с частотой f

В данном случае были заданы следующие параметры: для первой среды (вода) - плотность ρ1=1000 кг/м³, скорость распространения продольных

волн c1=1500 м/с, для второй среды (воздух) - плотность ρ2=1,29 кг/м³, скорость распространения продольных волн c1=330 м/с; рабочая частота f=1 Гц, угол падения "луча", формируемого антенной α=20°. Виртуальная антенная решетка располагается в первой среде (вода) и состоит из девяти точечных излучателей, расположенных на расстоянии полдлины волны друг от друга.

Используем коэффициент прохождения из выражения (2) и запишем в виде:



Рис. 1. Схематическое изображение расположения поверхности раздела двух сред и антенной решетки, формирующей звуковой пучок, падающий на границу раздела

$$K_{np}(\varphi,\gamma) = \frac{\rho_1}{\rho_2} \cdot \frac{h_0^{(1)}(k_1 R S(\varphi,\gamma)) + K_{omp}(\varphi,\gamma) \cdot h_0^{(2)}(k_1 R S(\varphi,\gamma))}{h_0^{(1)}(k_2 R S_{np}(\varphi,\gamma))}$$

Поскольку в условия на границе входят производные по нормали к границе $S_{\Gamma P}$ в конечные выражения для K_{OTP} , $K_{\Pi P}$ входят производные $\frac{\partial R}{\partial n} \Big|_{S_{\Gamma P}}$ и $\frac{\partial R_{np}}{\partial n} \Big|_{S_{\Gamma P}}$. Для поверхности $S_{\Gamma P}$ произвольной геометрии эти выражения бу-

дут довольно громоздкими, что затруднит расчет. В рассматриваемом случае поверхность раздела предполагается эллипсоидальной, поэтому можно получить более простые выражения для производных по нормали.

Переходя к координатам вытянутого эллипсоида вращения с, ф, (рис. 2.3) из сферической системы координат г, ф, ү (рис. 2.2) с помощью формул перехода

$$\zeta(r,\varphi,\gamma) = \frac{\sqrt{c^2 + r^2 + \sqrt{\left(c^2 + r^2\right)^2 - \left(2 \cdot r \cdot c \cdot \cos(\gamma)\right)^2}}}{\sqrt{2} \cdot c},$$

φ=φ,

$$\eta(r,\varphi,\gamma) = \frac{\sqrt{2} \cdot r \cdot \cos(\gamma)}{\sqrt{c^2 + r^2 + \sqrt{\left(c^2 + r^2\right)^2 - \left(2 \cdot r \cdot c \cdot \cos(\gamma)\right)^2}}},$$

где $c = \sqrt{a^2 - b^2}$,

для производных по нормали можно получить следующие выражения: [3]

$$\frac{\partial R}{\partial n}\Big|_{S_{IP}} = \frac{\partial R}{\partial \zeta}\Big|_{S_{IP}} = \frac{\left(\frac{\zeta \cdot c^2 - c \cdot r_0 \cdot \zeta \cdot \cos(\varphi \mathbf{1}(\varphi, \gamma)) / \sqrt{\zeta^2 - 1 + \eta^2} - c\sqrt{\zeta^2 - 1 + \eta^2} \cdot r_0 \cdot \partial(\cos(\varphi \mathbf{1}(\varphi, \gamma))) / \partial\zeta}\right)}{\sqrt{\frac{c^2 \cdot ((\zeta^2 - 1)(1 - \eta^2) + \zeta^2 \eta^2) + c}{\sqrt{\zeta^2 - 1 + \eta^2} \cdot \cos(\varphi \mathbf{1}(\varphi, \gamma))}}},$$

$$\frac{\partial R_{np}}{\partial n}\Big|_{S_{rp}} = \frac{\partial R_{np}}{\partial \zeta}\Big|_{S_{rp}} = \frac{\frac{\partial R_{np}}{\partial \zeta}\Big|_{S_{rp}}}{\sqrt{\frac{c^2 \cdot ((\zeta^2 - 1)(1 - \eta^2) + \zeta^2 \eta^2) + r_{np}^2(\varphi, \gamma) - \gamma)}{\sqrt{\frac{c^2 \cdot ((\zeta^2 - 1)(1 - \eta^2) + \zeta^2 \eta^2) + r_{np}^2(\varphi, \gamma) - \gamma)}}},$$

где

$$\frac{\partial r_{np}}{\partial \zeta} = r_0 \frac{k_1}{k_2} \frac{\frac{\partial (\cos(\varphi l(\varphi, \gamma)))}{\partial \zeta} + \frac{\cos(\varphi l(\varphi, \gamma) \cdot \sin(arc(\varphi, \gamma))}{\cos(arc(\varphi, \gamma))} \cdot \frac{\partial arc(\varphi, \gamma)}{\partial \zeta}}{\cos(arc(\varphi, \gamma))},$$

$$\begin{split} \frac{\partial (arc(\varphi,\gamma))}{\partial \zeta} &= \frac{\sqrt{\frac{k_2}{k_1}} \cdot \left(\frac{\partial \varphi l(\varphi,\gamma)}{\partial \zeta} - \frac{\sin(\varphi l(\varphi,\gamma))}{\cos(\varphi l(\varphi,\gamma))^2} \cdot \frac{\partial \cos(\varphi l(\varphi,\gamma))}{\partial \zeta}\right)}{1 + \frac{k_2}{k_1} \cdot \left(\frac{\sin(\varphi l(\varphi,\gamma))}{\cos(\varphi l(\varphi,\gamma))}\right)^2},\\ 1 &+ \frac{k_2}{k_1} \cdot \left(\frac{\sin(\varphi l(\varphi,\gamma))}{\cos(\varphi l(\varphi,\gamma))}\right)^2,\\ \frac{\partial \varphi l(\varphi,\gamma)}{\partial \zeta} &= \frac{\frac{\partial (\cos(\varphi l(\varphi,\gamma)))}{\partial \zeta}}{\sqrt{1 - \cos(\varphi l(\varphi,\gamma)^2}},\\ (\gamma) &= \begin{cases} -1, \ (-\pi \leq (\gamma - 2\pi \cdot n) < 0) \ or \ (\pi < (\gamma - 2\pi \cdot n) < 2\pi), \ n - uenoe\\ 1, \ (0 \leq (\gamma - 2\pi \cdot n) \leq \pi) \ or \ (-2\pi \leq (\gamma - 2\pi \cdot n) < -\pi), \ n - uenoe \end{cases}, \end{split}$$

$$kf_{2}(\gamma) = \begin{cases} -1, \ (-\pi \leq (\gamma - 2\pi \cdot n) < 0) \text{ or } (\pi < (\gamma - 2\pi \cdot n) < 2\pi), \ n - \mu enoe\\ 1, \ (-\frac{\pi}{2} \leq (\gamma - 2\pi \cdot n) \leq \frac{\pi}{2}) \text{ or } (-2\pi \leq (\gamma - 2\pi \cdot n) < -\frac{3\pi}{2}) \text{ or}\\ \text{ or } (\frac{3\pi}{2} \leq (\gamma - 2\pi \cdot n) \leq 2\pi), \ n - \mu enoe \end{cases}$$

После того, как будет найден скалярный потенциал колебательной скорости Ф, давление р можно будет найти по формуле:



$$p_{1,2} = i \cdot 2 \cdot \pi \cdot f \cdot \rho_{1,2} \cdot \Phi_{1,2}, \overline{v}_{1,2} = -grad\Phi_{1,2}$$

 kf_1

На рисунках 2 - 3 показаны рассчитанные с помощью разработанных методов и программ графики зависимости давления (модуля) и интенсивности (нормальная к границе раздела компоненты) от координат на участке вблизи падения "луча", формируемого виртуальной антенной решеткой, на границу раздела вода-воздух. На частоте f=1 Гц. На данных графиках значения вычисленной величины показаны яркостью цвета, рядом с каждым графиком приведена шкала, по которой можно оценить значение исследуемой величины в соответствии с яркостью цвета.

На приведенных графиках можно наблюдать максимумы, соответствующие падающему на границу раздела двух сред звуковому узконаправленному пучку, сформированному виртуальной антенной решеткой, установленной под определенным углом наклона к границе.

Результат работы можно использовать для анализа акустических полей на границах раздела сред и разработки приборов контроля в воздухе, если в воде их расположение невозможно.

Литература

1. Короченцв В.И., Розенбаум А.Н. Анализ и синтез систем связи управления движением подводных объектов по аномалиям физических полей

2. В.И. Короченцев. Волновые задачи теории направленных и фокусирующих антенн. // Владивосток, Дальнаука, 1998, 198 с.

3. Л.В. Губко, В.И. Короченцев, С.А. Шевкун. Поле точечного пульсирующего источника в твердой среде, граничащей с воздушной средой // Физика геосфер, 2007. С.263-266.

ЭФФЕКТИВНЫЙ СПОСОБ ОБРАБОТКИ АКУСТИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ ПРИ КОНТРОЛЕ НЕСПЛОШНОСТЕЙ В ТВЕРДЫХ ТЕЛАХ

И.А. Кривошеев, <u>А.И. Шамурина</u>

ВЦ ДВО РАН, Тихоокеанский государственный университет sh-a-ig@mail.ru

На сегодняшний известно множество активных акустических методов исследования структуры материала для оценки параметров прочности и долговечности, среди них наиболее перспективными можно считать методы, которые позволяют оценить уровень накопленной трещиноватости объекта и характеристики его внутренних напряжений [2, 3]. При использовании современных вариантов спектрально-акустических измерений удалось достичь повышенной по сравнению с другими методами чувствительности к структурным особенностям материала [4]. В настоящем докладе представлен способ обработки сигналов прозвучивания при контроле изменения трещиноватости образцов твердых тел, позволяющий повысить чувствительность спектрального метода контроля.

При проведении контроля предполагается размещение излучающего и приемного датчиков по обе стороны контролируемого объекта. Прозвучивание проводится одиночными видеоимпульсами прямоугольной формы. Пройдя контролируемый объект, содержащий трещиноватость, угол наклона фронтов принятого импульса увеличивается, в связи с этим происходит изменение спектральных характеристик сигнала. При приеме сигнала прозвучивания производится его обработка, включающая в себя: нормирование, аппроксимацию до трапециевидной формы и построение спектральной плотности сигнала по формуле [1]:

$$S_{out}(\omega) = 4 \frac{u_0}{k\tau\omega^2} \sin\left(\frac{\omega k\tau}{2}\right) \sin\left(\frac{\omega\tau}{2}\right),\tag{1}$$

где *u*₀ – амплитуда принятого импульса,

 $\dot{k} = tg\alpha$, α – угол наклона фронтов принятого импульса,

τ – длительность принятого импульса.

В качестве характерного признака сигнала предлагается использовать отношение площадей выбранных частей спектра:

$$p = \sum_{i=2}^{q} \frac{\left| A \int_{0}^{2\pi/\tau} \frac{\sin\left(\frac{\omega k\tau}{2}\right) \sin\left(\frac{\omega\tau}{2}\right) d\omega}{\omega^{2}} \right|}{A \int_{(i-1)2\pi/\tau}^{i2\pi/\tau} \frac{\sin\left(\frac{\omega k\tau}{2}\right) \sin\left(\frac{\omega\tau}{2}\right) d\omega}{\omega^{2}}},$$
(2)

где А – коэффициент пропорциональный амплитуде принятого импульса.

Для реализации предложенного способа контроля можно использовать следующую процедуру. На первом этапе по результатам прозвучивания определяют первоначальное значение ρ_0 . Через промежуток времени *t* вновь излучают прямоугольный импульс, и снова определяют значение характерного признака ρ_t . Вычисление разницы $\rho_t - \rho_0$ позволит определить изменение трещиноватости контролируемого объекта, относительно его начального состояния.

По предложенному способу контроля было проведено численное моделирование, заключающиеся в нахождении значимых различий характерного спектрального признака при изменении углов наклона фронтов импульса на один градус. Полученные при численном моделировании результаты подтвердили работоспособность предложенного способа контроля.

С целью оценки чувствительности предложенного способа по сравнению с ранее известными, был проведен лабораторный эксперимент. Образец горных пород прозвучивался видеоимпульсом близким к прямоугольной форме и проводился анализ спектральной плотности принятого сигнала по выражению (2). Параметры видеоимпульса для излучения выбирались исходя из акустических характеристик образца.

На первом этапе эксперимента проходило прозвучивание «целого» образца. На втором этапе в образце было высверлено отверстие диаметром 1 мм, моделирующее появление несплошностей.

Проведя анализ спектральной плотности полученных сигналов, были рассчитаны параметры спектра с целью определить различия в них. В табл. 1 представлены значения рассчитанных параметров для двух образцов. В последнем столбце определена разница между значениями каждого параметра для образца с отверстием и без. Соответственно, чем больше найденная разница, тем легче будет определить изменения, произошедшие в форме принятого сигнала (т.е. изменения трещиноватости).

Таблица. 1 - Сравнение способов контроля

Наименование контролируе-	Образец без отвер-	Образец с отвер-	Разница в значе-
мого признака	стия	стием	ниях
Площадь спектра [2]	0.00772	0.00767	5.10-5
Отношение частей спектра	12.8406	11.8317	1.1

Анализ табл. 1 показывает, что с помощью известного ранее способа [2] сигналы трудноразличимы. Предложенный способ, основанный на определении отношения частей спектра, показал более высокую чувствительность к изменениям в спектре принятого сигнала, что позволяет использовать его для контроля объектов на ранней стадии разрушения.

Литература

1. Гладких В.А., Шамурина А.И. Оптимизация расчета непрерывного преобразования Фурье // Информационные технологии и высокопроизводительные вычисления: мат. межд. конф: Хабаровск. 2011. С. 162-166.

2. Ржевский В.В., Новик Г.Я. Основы физики горных пород: учебник для вузов – М.: Недра, 1984. 359 с.

3. Никитина Н.Е. Акустоупругость: Опыт практического применения – Н. Новгород: Изд-во "Талам", 2005. 208 с.

4. Takashi I, Chihiro K Measurement of ultrasonic attenuation coefficient using echo signals // Jap. J. Appl. Phys. 1983. V. 22, №3. P. 66-68.

РАЗРАБОТКА ТЕХНОЛОГИИ РАСЧЁТА И ПРОГНОЗА ПАРАМЕТРОВ НЕФТЯНОГО ПЯТНА В СЛУЧАЕ АВАРИЙНОГО РАЗЛИВА НЕФТИ НА СЕВЕРНОМ (МАГАДАНСКОМ) ШЕЛЬФЕ ОХОТСКОГО МОРЯ

<u>У.Г. Молданова¹, А.Г. Батраков², И.С. Олейников¹</u>

¹ФГБУ «ДВНИГМИ», ulyana93@mail.ru ²Дальневосточный федеральный университет

Хозяйственная деятельность человека нередко приводит к возникновению опасных антропогенных явлений, иногда сопровождающихся техногенными катастрофами, как например разлив нефти в Мексиканском заливе в 2010 [1]. Подобные явления необходимо не только устранять по мере их появления, но и проводить их профилактику. В частности одной из профилактических мер является отработка нештатных ситуаций на нефтяных платформах, танкерах, в портах и т.д.

Для своевременной профилактики техногенных явлений крайне важно обладать не только данными наблюдений за похожими ситуациями, но и технологией прогноза их развития. Для моделирования процессов разливов нефти имеются множество различных численных моделей, подготовленных как научным сообществом, так и министерствами по чрезвычайным ситуациям разных стран. Среди таких моделей можно выделить модели ADIOS 2 [2], MEDSLIK-II [3] и MOTHY [4].

В России для подобных ситуаций в Государственном Океанографическом Институте им. Н.Н.Зубова (ГОИН) разработана модель разливов нефти SPILLMOD [5]. SPILLMOD - программа моделирования аварийных разливов нефти предназначенная для расчёта/прогноза последовательных изменений характеристик нефтяного разлива на поверхности моря. Для обеспечения работы модели требуются данные специализированного прогноза поверхностных течений и приводного ветра на акватории моделирования. На данный момент необходимые прогнозы производит Гидрометцентр России. Одной из поставленных задач является настройка модели SPILLMOD для работы в Дальневосточных морях. Прогнозы по этим морям на текущий момент Гидрометцентром России не производятся. Ответственным за прогностическое обеспечение дальневосточных морей является Приморское управление гидрометслужбы (УГМС) и Дальневосточный научно-исследовательский метеорологический институт (ФГБУ «ДВНИГМИ»).

Гидрометеорологические процессы в акваториях порядка заливов, бухт прогнозируются с заблаговременностью от 3 до 5 суток. Точность моделирования течений и ветра со временем сильно снижается. По прошествии недели уже нельзя говорить о точном прогнозе природных явлений. В связи с этим нельзя составить прогноз ситуации на акватории заранее. Прогноз гидродинамических и метеорологических характеристик должен быть максимально свежим, т.е. должен быть получен для процессов в океане не позже 2-3 дней, для атмосферных процессов не позднее суток.

Наиболее распространенной моделью прогнозирования состояния атмосферы является модель WRF, которая развернута в частности на вычислительных мощностях ДВНИГМИ в оперативном режиме [6]. Данная модель продуцирует данные в едином формате принятой Всемирной Метеорологической Организации – GRIB 2. Для прогнозирования поверхностных течений в ДВНИГМИ используется модель ROMS, так же запущенная в оперативном режиме. Данная модель продуцирует данные формата NetCDF. Обе эти модели для своего функционирования требуют больших вычислительных мощностей, и запускаются на суперкомпьютере SGI Altix UltraViolet 2000 с операционной системой SUSE 11.4. В то же время модель SPILLMOD распространяется в виде исполняемого файла для операционной MS Windows, к которому разработчик не предоставляет исходный код. Документация так же не полна, поэтому многие моменты приходится выяснять путем многократного запуска и связи с авторами проекта по электронной почте.

С целью сопряжения вышеописанных моделей авторами была реализована специальная медиальная система для подготовки данных, запуска и постобработки результатов модели SPILLMOD. Данная система выполняет функции оболочки и согласования вычислительных сеток используемой в моделях океана, атмосферы и разливов нефти.

Тестирование корректности работы технологии производилось в синтетических и реальных тестах. Одним из интересных реальных случаев стал разлив 8-го сентября 2004 года в порту города Холмск острова Сахалин. В результате шторма в обозначенном порту сел на мель земснаряд «Христофор Колумб» [7]. По разным данным в море вылилось от 100 до 1300 тонн мазута. Локализация нефтяного слика началась поздно из-за опасных погодных условий. В месте катастрофы проходил тропический циклон. Данных, которые можно было бы считать полностью достоверными, по данному событию отсутствуют. В большинстве СМИ, со слов очевидцев, утверждалось что нефтяное пятно разделилось на две части. В общей сложности нефть растянулась на 5-6 км вдоль побережья. Тестирование модели также может показать возможные варианты развития событий, детальных наблюдений за которыми не велось.

Для рабочих тестов в качестве данных ветра был выбран реанализ за 2004 год [8].Затем он с помощью бикубической интерполяции был приведен к сетке, используемой в ДВНИГМИ для модели WRF и сохранен в виде файлов формата NetCDF. Данные по течениям считались с помощью модели ROMS на вычислительных мощностях ДВНИГМИ. Точка разлива получена с помощью ресурса wikimapia.org. Так как точное время разлива достоверно неизвестно, после ряда предварительных тестов, было решено взять значение 2:41 по Гринвичу в качестве начала времени разлива. Количество разлитой нефти было определено по ожидаемой площади пятна в размере 280 тонн. Тип разлитой нефти - мазут.



Рис. 1. Развитие нефтяного пятна

По словам очевидцев, пятно

разделилось на две части. Одна часть вышла на берег в пределах городской черты. Вторая часть переместилась на север и вытянулась по разным данным на 5-6 км.

В результате расчета модели подобный сценарий был успешно воспроизведен. На рисунке 1 можно видеть, что пятно так же разделилось на две части. Одна вытянулась вдоль побережья севернее города Холмск на 4 км, а вторая осталась в порту города Холмск.

По итогам эксперимента моделирование можно считать успешным. Основная задача проекта – дать возможность расчитывать вероятные сценарии нефтяных разливов, - выполнена. На тестовых сценариях получен результат, качественно совпадающий с информацией из различных источников, и повторяющий наиболее вероятный вариант разлива.

Литература

1. Архив WebCite [Электронный ресурс]. - Авария на нефтяной платформе «Дипуотер хорайзн» в Мексиканском заливе - Архивировано 24.04.2012 г. - http://www.webcitation. org/67ANOffIw

2. Сайт Office of Response and Restoration [Электронный ресурс]. - ADIOS® (Automated Data Inquiry for Oil Spills). - http://response.restoration.noaa.gov/adios.

3. Сайт MEDSLIK-II Model (MII) [Электронный ресурс]. - Model Description - http:// medslikii.bo.ingv.it/model.html.

4. Сайт Meteo-France [Электронный pecypc]. - Forecasting drift at sea: the French operational system - http://www.meteorologie.eu.org/mothy/.

5. Овсиенко, С.Н. Моделирование разливов нефти и оценка риска воздействия на окружающую среду [Текст] / С.Н. Овсиенко, С.Н. Зацепа, А.А. Ивченко // Труды ГОИН, 2005, Вып. 209, С. 248-271

 Крохин В. В., Ламаш Б. Е. Использование численной модели высокого разрешения HWRF для прогноза траектории и эволюции тайфунов северо-западной части Тихого океана [Электронный ресурс]. // Вестник ДВО РАН. 2012. №3 (163). URL: http://cyberleninka.ru/article/n/ispolzovanie-chislennoy-modeli-vysokogo-razresheniya-hwrf-dlya-prognoza-traektorii-i-evolyutsii-tayfunov-severo-zapadnoy-chasti-tihogo (дата обращения: 11.05.2017).

7. Сайт PrimMedia.ru [Электронный ресурс]. - Статья Утопленное топливо - 01.07.2014 г. - http://primamedia.ru/news/368455/

 [Электронный pecypc]. // NCEP _Reanalysis 2 data provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA - 10.05.2017 - http://www.esrl.noaa.gov/psd/

К ВОПРОСУ О СОПОСТАВЛЕНИИ СУБЪЕКТИВНОЙ ШКАЛЫ ИНТЕНСИВНОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (СОТРЯСЕНИЙ) НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ И ИНСТРУМЕНТАЛЬНОЙ ШКАЛЫ МАГНИТУД (ЭНЕРГИЙ) ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Г.И. Долгих¹, <u>А.В. Мишаков²</u>

¹Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва Дальневосточного отделения Российской академии наук ²Школа естественных наук Дальневосточного федерального университета

Как известно, интенсивность ко́ровых землетрясений разной силы, т.е. интенсивность сейсмических сотрясений на поверхности Земли, вызванных землетрясениями разных энергий на глубинах *H* их очагов, описывается следующей субъективной (качественной) 12-ти балльной макросейсмической шкалой (шкалой интенсивности землетрясений) [1]:

1 балл (незаметное) – сотрясение, регистрируемое сейсмографами, но не ощутимое для человека.

2 балла (очень слабое) – ощущается в отдельных случаях людьми, находящимися в спокойном состоянии.

3 балла (слабое) – колебания отмечаются немногими людьми.

4 балла (умеренное) – землетрясение отмечается многими людьми. Возможно колебание окон и дверей.

5 баллов (довольно сильное) – качание висячих предметов, скрип полов, дребезжание стекол, осыпание побелки.

6 баллов (сильное) – легкое повреждение некоторых зданий: тонкие трещины в штукатурке, трещины в печах и т.п. Отметим, что трещины в сырых грунтах при этом 6-балльном (сильном) землетрясении не возникают (один из главных характерных признаков селекции землетрясений в данной шкале).

7 баллов (очень сильное) – значительные повреждения некоторых зданий; трещины в штукатурке и отламывание отдельных кусков, тонкие трещины в стенах, повреждения дымовых труб. Возникают (особо подчеркнём) трещины в сырых грунтах.

8 баллов (разрушительное) – разрушения в зданиях: большие трещины в стенах, падение карнизов, дымовых труб. Оползни и трещины шириной до нескольких сантиметров на склонах гор.

9 баллов (опустошительное) – обвалы в некоторых зданиях, обрушение стен, перегородок, кровли. В сырых грунтах образуются трещины шириной 10 см и более. Обвалы, осыпи и оползни в горах.

10 баллов (уничтожающее) – обвалы во многих зданиях, в других зданиях – серьёзные повреждения. Трещины в сыром грунте до 1 м шириной, обвалы, оползни. За счёт завалов речных долин возникают озёра.

11 баллов (катастрофа) – многочисленные трещины на поверхности Земли и вертикальные перемещения по ним, большие обвалы в горах. Общее разрушение зданий.

12 баллов (сильная катастрофа) – изменение рельефа в больших размерах. Многочисленные трещины, вертикальные и горизонтальные перемещения по ним. Огромные обвалы и оползни. Изменяются русла рек, образуются водопады и озёра. Общее разрушение всех зданий и сооружений.

При этом степень сотрясения на поверхности земли зависит от глубины очага землетрясения (чем больше глубина, тем слабее в общем случае сотрясения) и силы толчка в очаге (или сейсмической энергии в объёме очага землетрясения в момент максимума его эволюции). Площадь, охваченная сотрясениями, тем больше, чем больше глубина очага и сила толчка в очаге. Обозначим для дальнейшего сопоставления с инструментальной шкалой магнитуд эту степень сотрясения (в силовом варианте) на поверхности Земли величиной $F_{\rm corr}$, точнее, в интегрально-усреднённом приближении – $\overline{F}_{\rm corr}$.

С другой стороны, количественную оценку силы землетрясения можно выразить отношением [1]: a/g (коэффициент сотрясения), где g – ускорение свободного падения, $a = |\vec{x}| = 4\pi^2 a / T^2$ – амплитуда ускорения почвы при гармоническом колебании $x = asin[(2\pi / T)t](a$ – амплитуда смещения почвы); a может быть измерена непосредственно специальными приборами. Также известно и предложение Б.Б. Голицына оценивать энергию землетрясения на эпицентральном расстоянии Δ (измеряемым углом между радиусами, проведёнными из центра Земли через очаг землетрясения и через сейсмическую станцию наблюдения) по формуле (в обозначениях Голицына) [2, 1]: $F_{\Delta} = [E / (2\pi\Delta^2)]exp(-k\Delta)$, где $E = E_c$ – энергия колебания в очаге (т.е. полная энергия сейсмических колебаний на границе очага землетрясения), k – эмпирическая константа.

Но самой распространённой численной характеристикой землетрясения является магнитуда землетрясения, определяемая инструментально (объективно) по амплитудам сейсмических волн, рождающихся в очаге. Магнитуда для поверхностных волн обозначается как *M*, для объёмных волн - *m* [1]. Впервые шкала магнитуд предложена Рихтером. В дальнейшем она была усовершенствована [3]. Магнитуду *М* можно определить по феноменологической формуле [3, 1]:

$$M = lg(a/T) + f(\Delta, H) + C, \qquad (1)$$

где a – амплитуда смещения почвы (в мкм) в поверхностных волнах, T – преобладающий период (в сек), Δ – эпицентральное расстояние, H – глубина очага землетрясения. Функция $f(\Delta, H)$ является результатом обработки многочисленных сейсмических записей и учитывает убывание амплитуды сейсмической волны с расстоянием. Последнее слагаемое C представляет собой «станционную» поправку, учитывающую условия установки регистрирующей аппаратуры. Функция $f(\Delta, H)$ приводит наблюдения к единому эпицентральному расстоянию, для которого можно уже непосредственно сравнивать амплитуды сейсмических волн. Начало отсчёта инструментальной шкалы выбирается по достаточно малой стандартной амплитуде, которая считается соответствующей землетрясению с магнитудой, равной нулю.

После нахождения по (1) магнитуды можно из этой формулы получить обратное выражение для *a* в зависимости от уже известной магнитуды *M*:

$$a = a(M) = T \cdot 10^{M - f(\Delta, H) - C}, \tag{1a}$$

которое понадобится в дальнейшем для вычисления E_c в зависимости от M, при этом показательная функция при T имеет размерность: мкм/сек, а магнитуда M в (1) и (1а) естественно является безразмерной величиной, такой же, как и $f(\Delta, H)$ и C, т.е. $[M] = [f(\Delta, H)] = [C] = 1$, где квадратными скобками обозначается физическая размерность.

Самое сильное землетрясение - это Чилийское (22 мая 1960 г.), его магнитуда M = 9,5 [4]. Современная аппаратура позволяет регистрировать землетрясения с магнитудой до -2, -3 с точностью ±0,1 [1]. Следовательно, величину M_{\min} естественно взять как полусумму из указанных минимальных значений магнитуд, т.е. $M_{min} = -2,5$. Величину M_{max} возьмём по сильнейшему в инструментальной истории человечества Чилийскому землетрясению (22 мая 1960 г.), т.е. $M_{max} = 9,5$. Как раз и получится, что диапазон всех наблюдавшихся магнитуд займёт 12 единиц (целое число), что очень удобно при расчётах. Точность измерения магнитуд уже указана: $\Delta M = \pm 0, 1.$ К сожалению, в работе [5] была допущена по недосмотру неточность с М_{тіп} и *M*_{max} (с соответствующими значениями –3 и 9). Также в той же работе была допущена досадная неточность касательно самого сильного в ХХ-ом столетии землетрясения. Конечно, это не Ассамское землетрясение (1952 г.) с магнитудой M = 8,7, а уже указанное Чилийское землетрясение. Исправляем эти неточности в настоящей статье, за что приносим научной общественности свои извинения, хотя эти неточности, конечно же, не влияют кардинально на идеологию интегральных магнитудных инвариантов, изложенную в вышеуказанной работе.

Существует зависимость между магнитудой и полной энергией землетрясения E_c или (другими словами) сейсмической энергией ко́рового (обыкновенного) землетрясения (с глубиной гипоцентра менее 70 км), уносимой из сейсмического очага упругими волнами, т.е. энергией сейсмических волн рассматриваемого землетрясения (энергией волн землетрясения). При этом данную энергию надо отличать от запасённой потенциальной энергии ΔW будущего землетрясения. Величина a/T в формуле (1) служит мерой деформации грунта под действием сейсмической волны. Связь между E_c и M выражается эмпирической (регрессионной) формулой («энергетическим» законом) Гутенберга-Рихтера [3, 1,6]:

$$E_{c} = E_{c}(M) = 10^{1.5M + 4.8} \,\mathrm{Дw} \,. \tag{2}$$

Коэффициенты 1,5 и 4,8 в (2) определяются сравнением магнитуды (1) с энергией сейсмических волн от землетрясений той же магнитуды. Такое определение вышеуказанных коэффициентов связано с тем, что энергия волны в единице объёма горной породы пропорциональна квадрату деформации. Если бы землетрясения разной магнитуды возбуждали цуги волн одинаковой формы, то коэффициент при M в (2) был бы равен 2. На самом деле спектр и длина цуга волн зависят от магнитуды [1].

В более подробном рассмотрении зависимости между сейсмической энергией и магнитудой расчёт этой энергии производится по формуле Голицына во временной области с использованием модификации этой формулы (по обратному пересчёту данной энергии), применявшейся в работе [7]:

$$E_{c} = 2\pi R_{\oplus}^{2} G e^{2\alpha_{PL}} \rho c \int_{0}^{\tau_{0,2}} \left\{ k_{Z}^{-2} \left(\frac{da}{dt} \right)_{Z}^{2} + k_{H}^{-2} \left[\left(\frac{da}{dt} \right)_{CH}^{2} + \left(\frac{da}{dt} \right)_{B3}^{2} \right] \right\} dt, \qquad (3)$$

а в частотной области по этой же формуле, трансформированной на основе хорошо известного равенства Парсеваля [8, 9] к виду [10]:

$$E_{c} = 8\pi^{3} R_{\oplus}^{2} G \rho c k_{Z}^{-2} \int_{f_{1}}^{f_{2}} \left| S(f) \right|^{2} f^{2} e^{2\alpha_{p}L} df.$$
(4)

Здесь R_{\oplus} – радиус Земли; G – геометрическое расхождение Р-волны (продольной волны); L – длина пути вдоль сейсмического луча; $\alpha_p = \alpha_p(f)$ – коэффициент поглощения продольной волны; ρc – акустический импеданс среды под станцией; da/dt – скорость смещения грунта на свободной поверхности полупространства в точке регистрации (причем Z – вертикальное направление, а СЮ и ВЗ – горизонтальные направления: соответственно север-юг и восток-запад), при этом «завязка» на M величины da/dt (а, следовательно, и всей величины E_c в формуле (3)) производится на основании
соотношения (1а) для того же самого землетрясения, или в другом варианте «завязка» энергии E_c сначала идёт на m_p , а затем на m и, следовательно, на M (см. ниже); k_z и k_H – соответственно «вертикальные» и «горизонтальные» коэффициенты приведения смещений на поверхности полупространства к смещениям в падающей волне; $\tau_{0,2}$ – верхний предел интегрирования во временной области от момента вступления Р-волны до уровня $0,2a_{max}$; |S(f)| – модуль спектральной плотности; f_1 и f_2 – пределы интегрирования в частотной области. Значения G и L берутся для случая поверхностного источника из [11], значения коэффициентов k_z и k_H – из [12].

Коэффициент поглощения $\alpha_p(f)$ по данным [13] линейно зависит от частоты Р-волн. Точный учёт изменения амплитуды волны вследствие затухания на всём пути от источника до станции мог бы быть сделан, только если бы такая зависимость была известна для каждого участка трассы. Не располагая такими данными, приближённо можно считать, что $\alpha_p(f)$ может быть выражен в виде [10]: $\alpha_p(f) = kf$, где $k = 2,54 \cdot 10^{-4}$ сек \cdot км⁻¹ – среднее значение коэффициента поглощения для всей мантии в целом; f – преобладающая частота записи Р-волны при оценке E_c во временной области или текущая частота спектра при расчётах в частотной области. Все расчётные параметры берутся в системе единиц СГС, что позволяет получать оценки E_c в эргах, легко переводимые в Дж (джоули) в системе СИ.

При расчётах E_c по формуле (4) применяется алгоритм, который был разработан для автоматического анализа Р-волн [14, 15]. Он включает линейно-фазовую частотную фильтрацию, поляризационный анализ, поляризационную фильтрацию Р-волны, спектральный анализ Р-волны на интервале записи с высоким уровнем линейности поляризации волны, интегрирование спектра в интервале частот, где отношение сигнал/шум превосходит 2, и вычисление E_c . Такая схема позволяет более точно учесть весь спектральный состав сигнала при оценке поглощения.

Таким образом, можно получить по данным сети сейсмических станций зависимость между средними значениями E_c и m_p (объёмной магнитудой в случае короткопериодических телесейсмических Р-волн) для ко́ровых землетрясений с дальнейшим пересчётом по определённым правилам [16, 17, 10] зависимости $E_c = E_c(m_p)$ в обычную зависимость $E_c = E_c(m)$ уже для всего набора объёмных волн (волн Пуассона), близкую к известной регрессионной формуле Гутенберга-Рихтера для объёмных волн [3, 1, 10]:

$$E_{c} = E_{c}(m) = 10^{2,4m-1,2} \text{Дж} , \qquad (5)$$

где магнитуда для объемных волн *m* связана с магнитудой для поверхностных волн *M* стандартной формулой [3, 1]:

$$m = 0,63M + 2,5, \tag{6}$$

что и приводит к регрессионной формуле (2).

Отметим, что для запасённой потенциальной энергии ΔW будущего землетрясения имеется аналогичная регрессионная зависимость (например, от *M*) [18]:

$$\Delta W = \Delta W(M) = 10^{1.5M+7.18} \,\,\text{Дж}\,,\tag{7}$$

пересчитанная на сферическое приближение [6] очага землетрясения из известной формулы Добровольского (в эллипсоидальном приближении) для $M \ge 5,9$ при соответствующих значениях параметров среды [19, с. 73]: $\Delta W = \Delta W(M) = 10^{1,24M+8,93}$ Дж. Только в среднем примерно полпроцента от ΔW и составляет энергия E_c , которая уносится из очага землетрясения в виде сейсмических волн (см. в [20] инвариант $\tilde{\Phi}_{13}$, являющийся сейсмическим КПД).

В итоге, получается следующая картина. По формуле (2) или (5) с учётом (6) имеем регрессионное значение сейсмической (очаговой) энергии – полной энергии сейсмических (упругих) колебаний на границе очага землетрясения на глубине H его гипоцентра прямо под эпицентром данного землетрясения. Если бы сейсмическая станция находилась не в эпицентре землетрясения, а на каком-то удалении от него по земной поверхности, что эквивалентно нахождению станции на расстоянии r от гипоцентра землетрясения, то силу сотрясения грунта на поверхности Земли от действия сейсмической волны мы бы рассчитали по стандартной формуле: $\vec{F}_{comp} = -gradE_c$ (с дальнейшим её интегрированием по вышеуказанному расстоянию), где E_c играла бы роль малой части запасённой потенциальной энергии ΔW очага землетрясения в энергию упругих колебаний очаговой среды и унеслась в виде сейсмических (упругих) волн на поверхность Земли (т.е. на расстояние r).

В сферической системе координат расстояние *r* является радиальной координатой, если начало координат поместить в гипоцентр землетрясения (при этом очаг землетрясения берется в сферическом приближении [6]). Тогда векторный дифференциальный оператор Гамильтона (оператор набла) $\nabla = grad$ можно записать в предыдущем соотношении известным образом в сферической системе координат и в приближении изотропной среды по сферическим слоям земного шара между очагом землетрясения и станцией наблюдения пренебречь угловыми зависимостями (от φ и θ), оставив только радиальную зависимость:

$$F_{r(comp)} = -\frac{\partial E_c}{\partial r} = -\frac{dE_c}{dr} ,$$

что в модульном варианте для локальной оценки величины сотрясения (в силовом смысле) упругой среды в окрестности очага землетрясения приводит к формуле:

$$F_{comp} = dE_c \,/\, dr,\tag{8}$$

а в оценочном среднем варианте с учётом теоремы о среднем к интегрально-усреднённому соотношению:

$$\overline{F}_{comp} = E_c / r, \tag{9}$$

где \overline{F}_{corp} понимается как интегрально-усреднённая (черта сверху) величина сотрясения (в силовом смысле) грунта на поверхности Земли.

Если бы сейсмическая станция находилась прямо в эпицентре землетрясения, то r = H, и соотношения (8) и (9) трансформировались бы в соответствующие (локальную и интегрально-усреднённую) оценочные формулы:

$$F_{comp} = dE_c / dH, \tag{8a}$$

$$\overline{F}_{comp} = E_c / H. \tag{9a}$$

Здесь \overline{F}_{corp} в левой части (9а) определяется качественно по 12-ти балльной субъективной шкале интенсивности землетрясения, описанной в начале данной статьи. Задача, таким образом, состоит в том, чтобы по правой части (9а) объективизировать эту субъективную шкалу путём её сопоставления на основании регрессии (2) с инструментальной шкалой магнитуд (т.е. фактически энергий) очагов землетрясений.

Дальше для решения данной задачи можно идти двумя путями. На первом пути, подставляя регрессию (2) в правую часть (9а), получаем:

$$\overline{F}_{comp} = E_c(M) / H = \overline{F}_{comp}(M), \qquad (10a)$$

при этом для одного и того же землетрясения, для которого определяется величина $E_c(M)$, нужно предложить независимый от $E_c(M)$ (а, следовательно, и от M) способ нахождения глубины гипоцентра его очага. Такой способ, но дорогой с финансово-экономической точки зрения, предложен в работе [21], где глубина гипоцентра землетрясения находится методом триангуляции по формуле:

$$H = H\left(\eta\right) = 2R_{\oplus}\eta\left(\sqrt{1+1/\eta} - 1\right) \tag{11}$$

в первом (из двух) понимании смысла этой формулы (с аппаратной независимостью некоторых инструментальных величин от H, подробности см. в [21]). Здесь (как и в (3) или (4)) R_{\oplus} – радиус Земли, η – некоторая «коллективная» переменная, смысл которой объясняется в [21], а метод триангуляции понимается в [21] как метод построения квадратно-ячеистой сетки, покрывающей на земной поверхности некоторую область, содержащую эпицентр предполагаемого (прогнозируемого) землетрясения, и в узлах которой находится некоторое количество лазерных деформографов, триангулирующих в данной измерительной сетке по накопленным (в течение времени накопления $t_{\rm H}$) относительным деформациям $\varepsilon_{\rm on}$ на каждом из узловых деформографов гипоцентр предполагаемого землетрясения. При этом, естественно, для того же (но уже произошедшего) землетрясения с помощью (1) и (1а), а также (3) и (4), т.е. (2) вычисляется величина $E_c(M)$. Тогда левая часть (10а), т.е. \overline{F}_{corp} , определяемая по субъективной 12-ти балльной шкале, сопоставляется с правой частью (10а), т.е. $\overline{F}_{corp}(M)$, определяемой уже по инструментальной (объективной) шкале магнитуд и с «завязкой» на какой-либо характерный признак субъективной селекции землетрясений (отсутствие трещин или возникновение трещин различной ширины в сырых грунтах, для чего ещё понадобится провести исследования по поиску регрессионной зависимости ширины трещины от магнитуды землетрясения), чем и достигается объективизация субъективной шкалы интенсивности землетрясений, причём, т.к. $E_c(M)$ вычисляется в $\mathcal{Д} ж$ (джоулях), а H (глубина) в κm (или в 10³ m), то $\overline{F}_{corp}(M)$ будет вычисляться в H (ньютонах), точнее, исходя из энергетического масштаба типичного землетрясения, в 10⁹ H, или в ΓH (гиганьютонах).

Если бы была известна для любого ко́рового землетрясения регрессия H = H(M), то при имеющейся регрессии $E_c = E_c(M)$ из (2) мы получили бы по оценочной формуле (9а) на втором пути решения указанной задачи регрессионную связь:

$$\overline{F}_{comp} = E_c(M) / H(M) = \overline{F}_{comp}(M), \qquad (10B)$$

что также, как и в случае (10а), обеспечивало бы объективизацию субъективной 12-ти балльной шкалы интенсивности землетрясений. Такая объективизация имела бы большое практическое значение для оценивания (хотя бы в интервальном смысле) магнитуд землетрясений, произошедших давно в прошлом, в исторические (неинструментальные) эпохи, о которых имеются летописные субъективные (в терминах вербального описания в стиле 12ти балльной шкалы интенсивности землетрясений, представленной в начале данной статьи) сведения свидетелей тех эпох, а, следовательно, и для увеличения объёма выборок землетрясений в их временном ряду в тех или иных сейсмоактивных регионах планеты с целью анализа эволюции сейсмотектонического состояния Земли в исторические эпохи.

Но, к глубокому сожалению, регрессии (обратной регрессии) H = H(M), а, следовательно, и прямой регрессии M = M(H) не существует. Однако (в частном случае) существует прямая регрессия $M_{min*} = M_{min*}(H)$, а, следовательно, и обратная регрессия $H = H(M_{min*})$, где * обозначает специфическое понимание смысла M_{min} . Это понимание обсудим на примере японской статистики землетрясений. Минимальную магнитуду M_{min*} японских землетрясений, сопровождаемых деформациями земной коры, которые проявляются на поверхности в виде смещений, поднятий или опусканий, можно представить с помощью следующей прямой регрессии Касахары [22]:

$$M_{\min^*} = \alpha_0 + k_0 \sqrt{H}, \qquad (12)$$

где

$$\alpha_0 \equiv \left(M_{\min^*}\right)_0 = 6,\tag{12a}$$

$$k_0 = 0,22 \,\kappa M^{-1/2},\tag{12B}$$

H – глубина очага (гипоцентра землетрясения), причём $[M_{min}*] = [\alpha_0] = 1$, $[H] = км, [k_0] = км^{-1/2}$ (квадратными скобками, как обычно, обозначается физическая размерность). В соответствии с этой регрессией, чем меньше H, т.е. чем меньше глубина очага, тем слабее землетрясение, вызвавшее деформацию земной коры. При $H = 0 M_{min}* = 6,0$. Другими словами, землетрясения с магнитудой меньше 6,0 обычно не оставляют следов на земной поверхности, т.е. трещины в сырых грунтах при таком землетрясении не возникают (в этом и заключается смысл * при M_{min}).

При этом такое землетрясение с $M_{min} = 5,9 \approx 6$ эквивалентно и 6-ти балльному землетрясению по субъективной шкале интенсивности землетрясений (в смысле её верхней границы отсутствия трещин в сырых грунтах, см. описание этой шкалы в начале данной статьи). С учётом обозначения силы сотрясения грунта в этой шкале через $\overline{F}_{\text{сотр}}$ получается, что значение $\overline{F}_{corp} = 6$ (в субъективной шкале по её верхней границе отсутствия трещин в сырых грунтах) эквивалентно значению $M_{min^*} = 6$ (в предельном смысле стремления к 6 слева в объективной инструментальной шкале магнитуд). К сожалению, эта параллель $\overline{F}_{corp} = 6 \iff M_{min^*} = 6$ в работе [5] при рабочем сокращении текста трансформировалась в параллель $\overline{F}_{corp} = 6 \iff M_{min} = 6$ (с потерей *), а затем при дальнейшем рабочем сокращении текста была допущена по недосмотру автоматическая (машинальная) опечатка с заменой *min* на *max*, т.е. возникла (вместе с переносом *max* и на \overline{F}_{corp}) параллель $\overline{F}_{corp} = (\overline{F}_{comp})_{max} = 6 \Leftrightarrow M_{max} = 6 с последующей (при беглом просмотре текста с его машинальным «исправлением») такой же автоматической «кали$ бровкой» по максимальному значению субъективной шкалы $(\overline{F}_{comp})_{max} = 12$ на параллель $(\overline{F}_{comp})_{max} = 12 \Leftrightarrow M_{max} = 12$, что и создало (при рабочем сокращении обозначения \overline{F}_{com}) впечатление грубого смешения разных понятий: магнитуды землетрясения и интенсивности землетрясения. И хотя эта небрежность не является принципиальной для дальнейших расчётов функции и плотности распределения землетрясений по магнитудам из закона повторяемости землетрясений, а также для расчётов на их основе интегральных магнитудных инвариантов по распределению (в вышеуказанной работе использовались значения $M_{min} = -3$ или $M_{min} = 1$ (во 2-ом варианте) и $M_{max} = 9$), авторы, тем не менее, приносят свои извинения научной общественности за эту опечатку и машинальную «трансформацию» смысла вышеуказанных понятий.

Возвращаясь к зависимости (12) вместе с (12а) и (12в), в дальнейшем выяснилось, что в результате увеличения числа японских сейсмических станций и точности методов наблюдений было установлено, что величина M_{min*} проявляет тенденцию к уменьшению. Например, в работе Н. Ионекуры [23] регрессия $M_{min*} = M_{min*}(H)$ приняла вид:

$$M_{\min^*} = \alpha_1 + k_1 H, \tag{13}$$

$$\alpha_1 \equiv (M_{\min^*})_0 = 5.6, \tag{13a}$$

$$k_1 = 0.0175 \text{ km}^{-1},$$
 (13b)

причём $[M_{min^*}] = [\alpha_1] = 1, [H] = \kappa M, [k_1] = \kappa M^{-1}$. Из 23 причинивших ущерб землетрясений с магнитудой более 6,5, которые произошли во внутриостровной части Японии во время эпохи Мейдзи, разрывы на поверхности (т.е. трещины в сырых грунтах) остались лишь после десяти (около 40%) [23]. Назовём M_{min^*} значением M_{min} в смысле минимума Касахары-Ионекуры.

Нетрудно получить из прямых регрессий Касахары и Ионекуры их обратные регрессии $H = H(M_{min^*})$. Из регрессии (12) с (12а) и (12в) получаем обратную регрессию Касахары:

$$H = \alpha M_{\min^*}^2 + \beta M_{\min^*} + \gamma, \qquad (14)$$

где

$$\alpha = 1/k_0^2, \ \beta = -2\alpha_0 / k_0^2, \ \gamma = (\alpha_0 / k_0)^2, \ (14a)$$

причём $[\alpha] = [\beta] = [\gamma] = \kappa M$. При этом выполняется:

$$\gamma = (\alpha_0 / k_0)^2 = \left[4\alpha_0^2 / k_0^4 \right] / \left[4(1/k_0^2) \right] = \beta^2 / (4\alpha),$$

т.е.

$$\beta^2 - 4\alpha\gamma = 0, \tag{14B}$$

что обеспечивает при обратном преобразовании соотношения (14) (т.е. при решении квадратного уравнения относительно M_{\min^*}) прямую регрессию Касахары в виде:

$$\left(M_{\min^*}\right)_{1,2} = -\frac{\beta}{2\alpha} \pm \frac{1}{\sqrt{\alpha}}\sqrt{H},\qquad(12c)$$

эквивалентном соотношению (12) с учётом (14а) и отбрасывания в двойном знаке знака (–), ибо в противном случае при H > 0 появилось бы недопустимое по смыслу неравенство $M_{min^*} < (M_{min^*})_0 \equiv \alpha_0$. Соотношение (14в) диктует при вычислениях α , β и γ по формулам (14а) и (12а), (12в) необходимые небольшие редукции во 2-м знаке после запятой у β и в 1-ом и 2-ом знаках после запятой у γ . В итоге имеем обратную регрессию Касахары (14) в окончательном виде:

$$H = H(M_{min^*}) = 20,66M_{min^*}^2 - 247,92M_{min^*} + 743,76.$$
(14)

где

Именно этот вид зависимости обеспечивает строгое равенство H = 0 при $M_{min*} = 6,0$.

Из регрессии (13) с (13а) и (13в) находим обратную регрессию Ионекуры:

$$H = \beta_1 M_{min^*} + \gamma_1, \tag{15}$$

где

$$\beta_1 = 1/k_1, \ \gamma_1 = -\alpha_1/k_1, \ (15a)$$

причем $[\beta_1] = [\gamma_1] = км. В$ результате, обратная регрессия Ионекуры (15) при вычислении β_1 и γ_1 по формулам (15а) и (13а), (13в) принимает окончательный вид:

$$H = H(M_{min^*}) = 57,143M_{min^*} - 320.$$
(15')

Таким образом, с учётом существования регрессии $H = H(M_{min*})$ соотношение (10в) на втором (вышеуказанном) пути решения задачи объективизации субъективной шкалы интенсивности землетрясений в данном частном случае трансформируется в следующую регрессионную связь в смысле минимума Касахары-Ионекуры:

$$\overline{F}_{comp*} = E_c \left(M_{min*} \right) / H \left(M_{min*} \right) = \overline{F}_{comp} \left(M_{min*} \right).$$
(16)

С учётом существования оценочно-«наблюдаемого» диапазона значений H для ко́ровых землетрясений [1, с. 45]: $0 < H \le H_{max} = 70$ км можно по формулам (12), (12a), (12b) и (13), (13a), (13b) найти аналогичный оценочно-«наблюдаемый» диапазон значений M_{min} :

$$H = 0 \div 70 \,\kappa M \Leftrightarrow M_{min^*} = 6, 0 \div 7, 8 \quad (\text{no Kacaxape}), \tag{17a}$$

$$H = 0 \div 70 \,\kappa M \Leftrightarrow M_{min^*} = 5, 6 \div 6, 8$$
 (по Ионекуре). (17в)

Но учитывая деление на $H(M_{min^*})$ в соотношении (16), необходимо редуцировать расходимость при H = 0 на минимально возможную (по (14') и (15')) глубину очага землетрясения при минимальном шаге $\Delta M = 0,1$ отступления от (M_{min^*0} в (12а) и (13а). В итоге, имеем при подстановке $M_{min^*} = 6,1$ в (14') и $M_{min^*} = 5,7$ в (15') соответствующие значения: $H(6,1) \approx 0,207$ км (по Касахаре) и $H(5,7) \approx 5,7$ км (по Ионекуре), что приводит диапазоны (17а), (17в) к следующим редуцированным оценочно-«наблюдаемым» диапазонам H и M_{min^*} :

$$H = 0,207 \div 70 \,\kappa M \Leftrightarrow M_{min^*} = 6,1 \div 7,8$$
 (по Касахаре), (18a)

$$H = 5,7 \div 70 \,\kappa M \Leftrightarrow M_{min^*} = 5,7 \div 6,8$$
 (по Ионекуре). (18в)

При этом по смыслу минимума Касахары-Ионекуры (значок *) землетрясения (по японским данным), происходящие, например, на глубинах 70 км и имеющие (по Касахаре) магнитуды меньше 7,8, а (по Ионекуре) меньше 6,8, не оставляют следов разрушения на земной поверхности (т.е. трещины в сырых грунтах при таких землетрясениях не возникают), что соответствует значениям левой части (16) в субъективной шкале интенсивности землетрясений, удовлетворяющим неравенству $\overline{F}_{comp^*} \leq 6$.

Конечно, для других сейсмоактивных областей Земли регрессии типа (12), (12а), (12в) или (13), (13а), (13в) (а также (14') или (15')) будут несколько другими, нежели японские. И будущим исследователям вопроса, вынесенного в заголовок данной статьи, следует озаботиться получением конкретных региональных регрессий $M_{min*} = M_{min*}(H)$ для каждого из изучаемых сейсмоактивных регионов планеты.

Возвращаясь к японским данным, при подстановке магнитуд с шагом $\Delta M = 0,1$ из магнитудных диапазонов Касахары (17а) и Ионекуры (17в), точнее, из соответствующих редуцированных диапазонов (18а) и (18в) в соотношения (2), (14') и (15') можно получить пошаговые значения $E_c(M_{min})$ и $H(M_{min})$, которые (в свою очередь) при подстановке в (16) приводят к финальным пошаговым значения $\overline{F}_{comp}(M_{min})$. Все эти значения оформляются в виде финальной таблицы 1.

		Модель Касахары		Модель Ионекуры	
M _{min*}	<i>E_c(M_{min*})</i> (в 10 ¹³ Дж)	<i>H</i> (<i>M</i> _{<i>min</i>*}) (в км)	$ \frac{\overline{F}_{\scriptscriptstyle comp}\left({M_{\scriptscriptstyle min^*}} \right)}{{\rm (B\ \Gamma H)}} $	<i>H</i> (<i>M</i> _{<i>min</i>*}) (в км)	$ \begin{array}{c} \overline{F}_{comp}\left({{M}_{min^*}} \right) \\ (\text{B} \Gamma \text{H}) \end{array} $
5,6	1,6			0	-
5,7	2,2			5,7	3,9
5,8	3,2			11,4	2,8
5,9	4,5			17,1	2,6
6,0	6,3	0	-	22,9	2,8
6,1	8,9	0,207	430	28,6	3,1
6,2	12,6	0,826	153	34,3	3,7
6,3	17,8	1,9	94	40,0	4,5
6,4	25,1	3,3	76	45,7	5,5
6,5	35,5	5,2	68	51,4	6,9
6,6	50,1	7,4	68	57,1	8,8
6,7	70,8	10,1	70	62,9	11,3
6,8	100	13,2	76	68,6	14,6
6,9	141	16,7	84		
7,0	200	20,7	97		
7,1	282	25,0	113		
7,2	398	29,8	134		
7,3	562	34,9	161		
7,4	794	40,5	196		
7,5	1122	46,5	241		
7,6	1585	52,9	300		
7,7	2239	59,7	375		
7,8	3162	66,9	473		

Таблица 1

Из этой таблицы видно, что значения $\overline{F}_{comp}(M_{min^*})$ (по модели Касахары) отличаются в среднем почти на порядок (точнее, примерно в 30 раз) от таковых (по модели Ионекуры). Несложный анализ данной таблицы показывает, что значения $\overline{F}_{comp}(M_{min^*})$ (по модели Касахары) более неоднородны (особенно в окрестностях H = 0), нежели значения интегрально-усреднённой силы сотрясения почвы на поверхности Земли (по модели Ионекуры). Это обстоятельство и позволяет предпочесть из двух представленных в табл.1 моделей модель Ионекуры, а, следовательно, прямую и обратную регрессии Ионекуры, выраженные соответственно формулами (13), (13а), (13в) и (15').

Анализируя ряд значений вычисленных величин (в модели Ионекуры), получаем по таблице 1 для M_{min^*} и $\overline{F}_{comp} (M_{min^*}) \equiv \overline{F}_{comp^*}$ их следующие среднеарифметические значения в качестве приближённых оценок величин сопоставления, к сожалению, всего в двух точках (в смысле верхней границы минимума Касахары-Ионекуры) вышеуказанных в заголовке данной статьи шкал:

$$\left(M_{\min^*}\right)_{cp} = 6,25 \approx 6 \Leftrightarrow \left(\overline{F}_{comp^*}\right)_{cp} = 5,9 \,\Gamma H \approx 6 \,\Gamma H,\tag{19}$$

со средней глубиной $(H_*)_{cp} \equiv H(M_{min*})_{cp} \approx 37 \ \kappa M$ залегания очагов землетрясений, что по смыслу минимума Касахары-Ионекуры означает, что японские землетрясения, происходящие в среднем на глубинах 37 км и имеющие в среднем магнитуды меньше 6, не оставляют следов разрушения на поверхности Земли (трещины в сырых грунтах при таких землетрясениях не возникают), т.е. в среднем по соотношению (16) возникают (см. описание субъективной шкалы в начале данной статьи) следующие сопоставления по неравенствам:

$$\underbrace{\left(\overline{F}_{comp^*}\right) \leq 6}_{\leftarrow} \Leftrightarrow \underbrace{\overline{F}_{comp}\left(\left(M_{min^*}\right)_{cp}\right) < 6\,\Gamma H \Leftrightarrow \left(M_{min^*}\right)_{cp} < 6}_{\leftarrow}.$$
(20)

субъективная шкала объективная (инструментальная) шкала

В пошаговых сопоставлениях, например, при $M_{min^*} = 5,7$ это означает, что по смыслу минимума Касахары-Ионекуры все японские землетрясения, происходящие на глубинах 5,7 км и имеющие магнитуды меньше 5,7, не оставляют следов разрушения на земной поверхности (трещины в сырых грунтах при таких землетрясениях не возникают), т.е. по соотношению (16) возникают следующие сопоставления по неравенствам (интервальные сопоставления):

$$\left(\overline{F_{comp^*}}\right) \le 6 \Leftrightarrow \overline{F_{comp}}\left(M_{\min^*}\right) < 3.9 \,\Gamma H \Leftrightarrow M_{\min^*} < 5.7.$$
(21)

субъективная шкала объективная (инструментальная) шкала

Аналогичные пошаговые интервальные сопоставления производятся для любой магнитуды M_{min^*} из диапазона магнитуд Ионекуры (см. табл. 1).

В итоге, продемонстрирована интервальная объективизация субъективной шкалы интенсивности землетрясений в очень частном случае (по неравенствам в среднем или пошагово и в смысле минимума Касахары-Ионекуры только по японской статистике) на втором вышеуказанном пути решения задачи объективизации указанной субъективной шкалы.

Очевидно, самый лучший (первый) и более общий (но дорогой) путь решения задачи объективизации субъективной шкалы интенсивности землетрясений предложен в смысле возможности его осуществления в тексте данной статьи после соотношения (10а), но это требует больших организационных и финансово-экономических мероприятий и затрат.

Таким образом, как для 1-го, так и 2-го (в частном случае) путей решения задачи объективизации субъективной шкалы интенсивности землетрясений предложен способ объективизации по одному из главных характерных признаков субъективной селекции землетрясений: отсутствие трещин в сырых грунтах, т.е. решена только 1-я часть задачи – объективизирована (и только в интервальном смысле) первая половина субъективной шкалы с $\overline{F}_{comp} \leq 6$. Остаётся вопрос о 2-ой части указанной задачи – объективизации второй половины субъективной шкалы с $\overline{F}_{comp} \geq 7$ по другому характерному признаку селекции землетрясений: возникновение трещин (различной ширины) в сырых грунтах, что предполагает поиск регрессионных зависимостей ширины возникшей в сыром грунте трещины от магнитуды землетрясений. Но это является задачей дальнейших исследований.

Литература

1. Трухин В.И., Показеев К.В., Куницын В.Е. Общая и экологическая геофизика. М.: ФИЗ-МАТЛИТ, 2005. 571 с.

2. Голицын Б.Б. Лекции по сейсмологии. Избр. труды. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 352 с.

3. *Gutenberg B., Richter C.F.* Earthquake magnitude, intensity energy and acceleration // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1956. V.46. № 2. Р. 105–145. (Рус. пер. в кн.: Слабые землетрясения. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. С.72–119.)

4. [Электронный ресурс]. - https://ru.wikipedia.org/wiki/Список землетрясений

5. Долгих Г.И., Мишаков А.В. Интегральные магнитудные инварианты в сейсмологии. В кн.: Материалы докладов IX Всероссийского симпозиума «ФИЗИКА ГЕОСФЕР». Владивосток: Дальнаука, 2015. С. 509–525.

6. Долгих Г.И., Мишаков А.В. О согласовании регрессий для энергетической и геометрических характеристик очага корового землетрясения. В кн.: Материалы докладов V Всероссийского симпозиума «ФИЗИКА ГЕОСФЕР». Владивосток: Дальнаука, 2007. С. 158–164.

7. Белотелов В.Л., Кондорская Н.В. К вопросу о вычислении энергии землетрясений// Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1960. №12. С. 1744–1755.

8. Математический энциклопедический словарь/ Под ред. Ю.В. Прохорова. М.: Советская энциклопедия, 1988. 847 с.

9. Галлагер Р. Теория информации и надёжная связь. М.: Советское радио, 1974. 720 с.

10. Садовский М.А., Кедров О.К., Пасечник И.П. К вопросу об энергетической классификации землетрясений// Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. №2. С. 3–10. 11. Коган С.Я. Сейсмическая энергия и методы её определения. М.: Наука, 1975. 151 с.

12. Коган С.Я. Динамические параметры очагов глубоких землетрясений// Тр. Геофиз. ин-та АН СССР. 1955. №30(157). С. 30–82.

13. Пасечник И.П. Характеристики сейсмических волн при ядерных взрывах и землетрясениях. М.: Наука, 1970. 190 с.

14. Кедров О.К., Башилов И.П. О поляризационном способе выделения объемных волн от удаленного сейсмического источника// Изв. АН СССР. Физика Земли. 1975. №8. С. 90–99.

15. Kondorskaya N.V., Kedrov O.K. Estimation of earthquake source parameters from observations by a standard network// Phys. Earth Planet. Inter. 1982. V.30. P. 94–104.

16. Садовский М.А., Кедров О.К., Лаушкин В.А., Пасечник И.П. Сейсмический эффект подземных взрывов и проблема оценки полной энергии землетрясений// Докл. АН СССР. 1985. Т. 281. №4. С. 825–829.

17. Садовский М.А., Кедров О.К., Пасечник И.П. О сейсмической энергии и объёме очагов при коровых землетрясениях и подземных взрывах// Докл. АН СССР. 1985. Т. 283. №5. С. 1153–1156.

18. Долеих Г.И., Мишаков А.В. Расчёт оценок скоростей смещения деформаций среды в эпицентрах и гипоцентрах коровых землетрясений в задаче их возможного прогноза по вариациям напряжённо-деформационного поля Земли на её поверхности. В кн.: Материалы докладов VI Всероссийского симпозиума «ФИЗИКА ГЕОСФЕР». Владивосток: Дальнаука, 2009. С. 162–167.

19. Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ АН СССР, 1991. 217 с.

20. Долгих Г.И., Мишаков А.В. Магнитудные инварианты в сейсмологии. В кн.: Материалы докладов VIII Всероссийского симпозиума «ФИЗИКА ГЕОСФЕР». Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2013. С. 299–309.

21. Долгих Г.И., Мишаков А.В. Возможная триангуляция глубин гипоцентров коровых землетрясений. В кн.: Материалы докладов VII Всероссийского симпозиума «ФИЗИКА ГЕОС-ФЕР». Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 460–467.

22. Kasahara K. The nature of seismic origins as inferred from seismological and geodetic observations (1)// Bull. Earthq. Res. Inst. 1957. V. 35. P. 473–532.

23. Yonekura N. Quaternary tectonic movements in the outer arc of southwest Japan with special reference to seismic crustal deformations// Bull. Dept. Geogr., Univ. Tokyo. 1975. V.7. P.19–71.

ФУНКЦИЯ И ПЛОТНОСТЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО МАГНИТУДАМ ИЗ ЗАКОНА ПОВТОРЯЕМОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (С УЧЁТОМ ИСПРАВЛЕНИЙ И УТОЧНЕНИЙ НЕКОТОРЫХ ПОЛОЖЕНИЙ В РАБОТЕ [1])

Г.И. Долгих¹, <u>А.В. Мишаков²</u>

¹Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва Дальневосточного отделения Российской академии наук ²Школа естественных наук Дальневосточного федерального университета

Хотя неточности и опечатки, обнаруженные в [1], оказались не столь существенными для идеологии интегральных магнитудных инвариантов в

сейсмологии (см. об этом в [2] с соответствующими извинениями авторов перед научным сообществом), тем не менее, возникла настоятельная необходимость исправить и уточнить некоторые положения в указанной работе. Для этого без дублирования части текста статьи [1], к сожалению, не обойтись, ибо в противном случае будет неясен смысл осуществляемых исправлений и уточнений.

Итак, в сейсмологии хорошо известна фундаментальная магнитудная величина N_M , точнее, закон повторяемости [3–5] землетрясений, подчиняющийся «частотному» закону Гутенберга-Рихтера [6–8] и являющийся «перевёрнутым» распределением землетрясений по магнитудам:

$$N = N(M) = N_M = 10^{aM-b},$$
(1)

где [8]:

$$a = -1, \quad b = -5,$$
 (2)

при этом $N = N(M) = N_M$ – среднее количество землетрясений с магнитудой, равной или большей M в том или ином сейсмоактивном регионе планеты (обычно со средней его площадью: $\overline{S} = 1000 \text{ км}^2$ [5, 9] в статистическом смысле представленной регрессии (1), (2)) за определённый промежуток времени (обычно за год [8, 5, 9]), а значения (2) являются типичными [8] значениями параметров распределения (1), применимыми в среднем для всех сейсмоактивных регионов земного шара.

Данную величину N(M) по определению можно связать с другой магнитудной величиной n(M)dM – частотой землетрясений, происшедших на определённой площади (обычно на площади 1000 км² [5, 9]) за фиксированный отрезок времени (обычно за год [8, 5, 9]), и магнитуда которых лежит в интервале от M до M + dM [7], т.е. n(M) – это то же число землетрясений N(M), но для магнитуды M, изменяющейся от M до M + dM. При этом общее число землетрясений с магнитудами выше M будет [7]:

$$N(M) \equiv N(X \ge M) = \int_{M}^{\infty} n(M) dM, \qquad (3)$$

или же с учётом существования максимальной магнитуды M_{max} имеем с огромной степенью точности (см. об этом ниже):

$$N(M) \equiv N(X \ge M) = \int_{M}^{M_{max}} n(M) dM, \qquad (3')$$

где *X* – это случайная величина (магнитуда), принимающая значение, равное или большее конкретного значения магнитуды *M*.

Здесь необходимо пояснить смысл термина: «перевёрнутое» распределение землетрясений по магнитудам. Из (1) и (2) видно, что величина $N_M = N(M)$ падает с ростом M, тогда как стандартная в теории вероятностей функ-

ция распределения растёт с ростом значений случайной величины (в нашем случае, магнитуды).

Также необходимо пояснить выбор пространственно-временного «окна»: 1000 кв. км – 1 год. Выбрано оно, исходя из известного в сейсмологии понятия сейсмической активности (см., например, [5, 9]). Причём, выбрано это «окно» в статистическом смысле. Ясно, что, например, землетрясение с M = 7,1 уже имеет площадь разрыва больше 1000 км² [10]. При M = 9 площадь разрыва примерно в 50 раз больше 1000 км² [10]. И хотя в сейсмоактивном регионе площадью 1000 км² значение, например, M = 9 невозможно, оно невозможно при конкретном наблюдавшемся значении магнитуды M = 9. В статистическом же смысле усреднения по всем сейсмоактивным регионам планеты (как в регрессии (1), (2)) для всего «разрешённого» природой диапазона магнитуд такое сейсмоактивное пространственно-временное «окно» вполне приемлемое. Но, тем не менее, далее в тексте авторы будут придерживаться более осторожного (в смысле понимания дальнейших выводов) ограничения пространственной части «окна» для того или иного сейсмоактивного региона планеты в виде некоторой величины его площади S. Смыслы же понятий максимальной (M_{max}) и, следовательно, минимальной (M_{min}) магнитуд будут обсуждены несколько ниже.

Возвращаясь к основной канве текста, из (3) в теоретическом смысле имеем общее число землетрясений (за год) со всеми возможными магнитудами:

$$N_{tot} \equiv N(-\infty) \equiv N(X > -\infty) = \int_{-\infty}^{\infty} n(M) dM, \qquad (4)$$

или же с учетом существования минимальной (M_{min}) и максимальной (M_{max}) магнитуд приходим с огромной степенью точности (см. об этом ниже) к соотношению:

$$N_{tot} \equiv N(M_{min}) \equiv N(X \ge M_{min}) = \int_{M_{min}}^{M_{max}} n(M) dM.$$
(4')

Так как N(M) мы трактуем (по (1) и (2)) в общепланетарном смысле, то N_{tot} имеет смысл общего (среднего) числа землетрясений, происшедших на Земле в том или ином её сейсмоактивном регионе (со средней его площадью \overline{S}) в течение 1 года с магнитудами из всего «разрешённого» природой спектра возможных магнитуд $[M_{min}, M_{max}]$. Из (4') и (1) сразу имеем:

$$N_{tot} \equiv N(M_{min}) = 10^{a M_{min} - b},$$
(5)

где *а* и *b* можно взять из (2).

Из (3) и (4) имеем в теоретическом смысле:

$$\frac{1}{N_{tot}}N(X \ge M) = \frac{1}{N_{tot}}\int_{M}^{\infty}n(M)dM = \frac{1}{N_{tot}}\left(\int_{-\infty}^{\infty}n(M)dM - \int_{-\infty}^{M}n(M)dM\right) =$$
$$= \frac{1}{N_{tot}}\left(N_{tot} - \int_{-\infty}^{M}n(M)dM\right) = 1 - \frac{1}{N_{tot}}\int_{-\infty}^{M}n(M)dM, \quad (6)$$
T.e.

$$\frac{1}{N_{tot}}\int_{-\infty}^{M} n(M) dM = 1 - \frac{N(X \ge M)}{N_{tot}} = \frac{N(X < M)}{N_{tot}} = P(X < M) \equiv F_X(M) \equiv F(M),$$
(6a)

где $N(X \le M)$ – среднее количество землетрясений с магнитудой, меньшей M в том или ином сейсмоактивном регионе планеты (с его площадью S) за определённый промежуток времени (за 1 год), $P(X \le M)$ – вероятность того, что случайная величина (магнитуда) принимает значение, меньшее конкретного значения магнитуды M в том или ином сейсмоактивном регионе планеты (с его площадью S) за 1 год. Эта вероятность имеет смысл относительного (отнормированного на N_{tot}) числа землетрясений, происшедших во всех (в среднем) сейсмоактивных регионах планеты (со средней их площадью \overline{S}) в течение 1 года и имевших магнитуду, меньшую наперёд заданного значения M, т.е. она имеет смысл обычной функции распределения F(M), непрерывной слева.

При этом из (6а) следует:

$$\frac{n(M)}{N_{tot}} \equiv f_X(M) \equiv f(M) = \frac{1}{N_{tot}} \frac{d}{dM} \int_{-\infty}^{M} n(y) dy =$$
$$= \frac{d}{dM} \left[1 - \frac{N(X \ge M)}{N_{tot}} \right] = \frac{d}{dM} \left[\frac{N(X < M)}{N_{tot}} \right] = \frac{dF(M)}{dM},$$
(7)

как и положено для плотности вероятности (плотности распределения вероятностей) $f(M) = n(M) / N_{tot}$, имеющей смысл относительной частоты (частости) землетрясений, происшедших во всех (в среднем) сейсмоактивных регионах планеты (со средней их площадью \overline{S}) в течение года и имевших магнитуду от M - dM до M. Также из (7) имеем:

$$n(M) = -\frac{d}{dM} \Big[N(X \ge M) \Big] = \frac{d}{dM} \Big[N(X < M) \Big].$$
(7)

Кроме того, из (7) можно получить:

$$F(M) = \int_{-\infty}^{M} f(y) dy = \frac{1}{N_{tot}} \int_{-\infty}^{M} n(y) dy = 1 - \frac{N(X \ge M)}{N_{tot}} = 1 - P(X \ge M). \quad (7")$$

При этом имеем в теоретическом смысле обычное условие нормировки:

$$\int_{-\infty}^{\infty} f(M) dM = \frac{1}{N_{tot}} \int_{-\infty}^{\infty} n(M) dM = 1.$$
(8)

С учётом всего «разрешённого» природой спектра возможных магнитуд $[M_{min}, M_{max}]$ условие нормировки (8) трансформируется (с огромной степенью точности, см. об этом ниже) в эквивалентное выражение:

$$\int_{M_{min}}^{M_{max}} f(M) dM = \frac{1}{N_{tot}} \int_{M_{min}}^{M_{max}} n(M) dM = 1,$$
(8')

т.е. везде в аналогичных интегральных выражениях пределы интегрирования $(-\infty)$ и $(+\infty)$ можно заменить соответственно на M_{min} и M_{max} .

Таким образом, из (7"), (1) и (5) получаем:

$$F(M) = 1 - \frac{N(X \ge M)}{N_{tot}} = 1 - \frac{N(M)}{N_{tot}} = 1 - \frac{1}{N_{tot}} 10^{aM-b} = 1 - 10^{a(M-M_{min})},$$

т.е.

$$F(M) = \begin{cases} 0, \text{ если } M \le M_{min}, \\ 1 - 10^{a(M-M_{min})}, \text{ если } M > M_{min}, \end{cases}$$
(9)

что с учётом (7) даёт:

$$f(M) = \frac{dF(M)}{dM} = \frac{d}{dM} \Big[1 - 10^{a(M - M_{min})} \Big] = -aln 10 \cdot 10^{a(M - M_{min})} = -\frac{aln 10}{N_{tot}} \cdot 10^{aM - b},$$

т.е.

$$f(M) = \begin{cases} 0 , & \text{если } M \le M_{\min} , \\ -aln 10 \cdot 10^{a(M-M_{\min})} , & \text{если } M > M_{\min} . \end{cases}$$
(10)

Эти магнитудные функцию распределения и плотность распределения вероятностей довольно легко изобразить графически. С учётом a = -1 из (2) первая начинает быстро расти с M_{min} (точнее, с точки с координатами $(M_{min}, 0)$) выпуклостью вверх и выходит на единичную горизонтальную асимптоту, а вторая, претерпевая конечный разрыв (разрыв 1-го рода), начинает быстро падать с M_{min} (точнее, с точки с координатами $(M_{min}, -aln10)$, т.е. $(M_{min}, ln10)$) выпуклостью вниз и выходит на нулевую горизонтальную асимптоту.

С учётом соотношения (7), т.е. выражения f(M)dM = dF(M), а также привлекая формулу (9), имеем:

$$\int_{M_{min}}^{M_{max}} f(M) dM = \int_{M_{min}}^{M_{max}} dF(M) = F(M_{max}) - F(M_{min}) = 1 - 10^{a(M_{max} - M_{min})}.$$
 (11)

Это же соотношение естественно получается при непосредственной подстановке (10) в первый интеграл выражения (11). Таким образом, из (8), (8') и (11) имеем равенство:

$$1 = \int_{-\infty}^{\infty} f(M) dM = \int_{M_{min}}^{M_{max}} f(M) dM = 1 - 10^{a(M_{max} - M_{min})},$$
 (11')

выполняющееся с точностью до слагаемого 10^{*a*(*M*_{max}-*M*_{min}). Оценим это слагаемое (т.е. эту точность).}

Известно [11], что современная аппаратура позволяет регистрировать землетрясения с магнитудой до -2, -3 с точностью $\pm 0,1$. Самое сильное землетрясение, наблюдавшееся в инструментальной истории человечества, это Чилийское (22 мая 1960 г.), его магнитуда M = 9,5 [12]. Следовательно, величину M_{min} естественно взять как полусумму из указанных минимальных значений магнитуд, т.е. $M_{min} = -2,5$ (1-ый вариант расчётов). Величину M_{max} возьмём по сильнейшему из всех наблюдавшихся до сих пор землетрясений – Чилийскому (22 мая 1960 г.), т.е. $M_{max} = 9,5$. Как раз и получится, что диапазон всех инструментально наблюдавшихся магнитуд займёт 12 единиц (целое число), что очень удобно при расчётах (см. также [2] со всеми сопутствующими извинениями авторов перед научным сообществом за допущенные в [1] по недосмотру неточности). Точность измерения магнитуд уже указана: $\Delta M = \pm 0,1$. Среди минимальных магнитуд, фигурирующих в данных (наиболее представительная выборка) о глобальной сейсмичности за 1973-2010 гг., содержащиеся в каталоге USGS [8], наиболее часто встречаются магнитуды M = 1 и M = 2. Следовательно, и здесь величину M_{min} естественно взять как полусумму из указанных минимальных значений магнитуд, т.е. $M_{min} = 1,5$ (2-ой вариант расчётов). Это значение с учётом принятого максимума (по уже наблюдавшемуся факту) магнитудной шкалы $M_{max} = 9,5$ даёт диапазон (в смысле минимума по каталогу USGS), занимающий 8 единиц (целое число), что также очень удобно при расчётах.

Особо подчеркнём, что, хотя, по-видимому, теоретически шкала магнитуд не ограничена ни сверху, ни снизу, однако, практически, сверху она ограничена физическими возможностями нашей планеты накопить огромную энергию для реализации мегаземлетрясения, а снизу – регистрационными возможностями существующей аппаратуры. В данной статье используется более узкий (утилитарный) смысл M_{\min} и M_{\max} : по фактически наблюдавшимся в инструментальной истории человечества минимальному и максимальному значениям магнитуд (1-ый вариант расчётов), а также по минимальному (по каталогу USGS и в смысле указанной полусуммы) значению магнитуды при уже выбранном выше максимальном значении магнитуды (2-ой вариант расчётов). Здесь не требуется оценивать, например, величину *М*_{тах}, исходя из каких-либо физических принципов сейсмологии. Если в будущем регистрационные возможности сейсмической аппаратуры улучшатся (т.е. М_{тіп} ещё более уменьшится), а также когда-либо в будущем произойдёт более сильное (чем Чилийское) землетрясение (т.е. M_{тах} ещё более увеличится), то соответственно расширится диапазон магнитуд $[M_{min}, M_{max}]$ (в 1-ом варианте расчётов) и увеличится верхняя граница диапазона (во 2-ом варианте расчётов). Именно в этом утилитарном смысле и понимается выражение после соотношения (8): «с учётом всего «разрешённого» природой спектра возможных магнитуд $[M_{min}, M_{max}]$...». (Здесь человечество трактуется как часть природы с его аппаратурными возможностями. При этом, мы предполагаем, что за всю инструментальную (в области сейсмологии) историю человечества принятые нами значения M_{min} и M_{max} (в 1-ом варианте расчётов) уже «проявились» и уменьшение M_{min} и увеличение M_{max} маловероятны.) Таким образом, имеем два расчётных варианта «пробега» магнитуд:

от
$$M_{min} = -2,5$$
 до $M_{max} = 9,5$ (1-ый вариант), (12a)

от $M_{min} = 1,5$ до $M_{max} = 9,5$ (2-ой вариант). (12в)

Учитывая (2), (12а) и (12в), имеем:

$$10^{a(M_{max}-M_{min})} = \begin{cases} 10^{-12} & (\text{B 1-om Bapuahtre}), \\ 10^{-8} & (\text{Bo 2-om Bapuahtre}), \end{cases} = 0$$

с огромной степенью точности, так что можно
писать с физической точки зрения (как в 1-ом,
так и во 2-ом Вариантах) именно (=0), а не (≈ 0).

Таким образом, равенство (11') действительно выполняется с огромной степенью точности, т.е. везде в аналогичных интегральных выражениях пределы интегрирования (– ∞) и (+ ∞) действительно можно заменить соответственно на M_{min} и M_{max} , а в получаемых далее соотношениях, где фигурируют слагаемые с сомножителем $10^{a(M_{max}-M_{min})}$, можно эти слагаемые, привлекая (13), опускать (не учитывать) с огромной степенью точности.

Нетрудно выявить основные свойства полученного магнитудного распределения (см. (9) и (10)), т.е. подсчитать его основные числовые характеристики: $\langle M \rangle \equiv \alpha_1$ – среднюю (начальный момент 1-го порядка), $D(M) \equiv \mu_2$ – дисперсию (центральный момент 2-го порядка), d_M – моду, h_M – медиану, a_M – асимметрию, e_M – эксцесс, являющиеся (исключая магнитудные моду и медиану) своеобразными интегральными магнитудными инвариантами (ИМИ) по распределению, которым в некотором развитии заявленной темы будет посвящена следующая статья авторов.

С учётом (10) и замечания после выражения (13), интегрируя по частям, получаем:

$$\alpha_{1} \equiv \left\langle M \right\rangle = \int_{-\infty}^{\infty} Mf\left(M\right) dM = \int_{M_{min}}^{M_{max}} Mf\left(M\right) dM =$$
$$= \left(M_{min} - \frac{1}{aln10}\right) - \left(M_{max} - \frac{1}{aln10}\right) 10^{a(M_{max} - M_{min})}.$$
(14)

Аналогично, с учетом (10), дважды интегрируя по частям, находим начальный момент 2-го порядка:

$$\alpha_{2} \equiv \left\langle M^{2} \right\rangle = \int_{-\infty}^{\infty} M^{2} f(M) dM = \int_{M_{min}}^{M_{max}} M^{2} f(M) dM = \\ = \left[\left(M_{min} - \frac{1}{aln10} \right)^{2} + \frac{1}{(aln10)^{2}} \right] - \left[\left(M_{max} - \frac{1}{aln10} \right)^{2} + \frac{1}{(aln10)^{2}} \right] 10^{a(M_{max} - M_{min})}.(15)$$

С учётом (13) соотношения (14) и (15) трансформируются (с огромной степенью точности) в следующие равенства:

$$\alpha_1 \equiv \left\langle M \right\rangle = M_{min} - \frac{1}{aln10},\tag{16}$$

$$\alpha_2 \equiv \left\langle M^2 \right\rangle = \left(M_{min} - \frac{1}{aln10} \right)^2 + \frac{1}{\left(aln10\right)^2}.$$
 (17)

Привлекая хорошо известное (и легко получаемое) выражение для дисперсии:

$$D(M) \equiv \mu_2 \equiv \left\langle \left(M - \left\langle M \right\rangle \right)^2 \right\rangle = \left\langle M^2 \right\rangle - \left\langle M \right\rangle^2 = \alpha_2 - \alpha_1^2, \quad (18)$$

получаем окончательно с учётом (17) и (16):

$$D(M) \equiv \mu_2 = 1/(aln10)^2.$$
 (19)

Решая задачу на экстремум (максимум) для плотности вероятности (10):

$$\frac{df\left(M\right)}{dM}_{|M=d_{M}}=0\,,$$

убеждаемся, что на всём «разрешённом» интервале магнитуд кроме левой границы моды не существует, а на крайней левой границе имеем граничную моду:

$$d_M = M_{min}.$$
 (20)

Решая уравнение $F(M = h_M) = 1/2$, т.е. $h_M = F^{-1}(1/2)$, имеем с учётом (9):

 $1-10^{a(h_{M}-M_{min})} = 1/2$. Таким образом, находим медиану в виде:

$$h_{M} = M_{min} - lg2 / a. \tag{21}$$

Фактически (21) это результат решения уравнения $F(M = t_p) = p$ (или $t_p = F^{-1}(p)$) на квантиль порядка $p: t_p = M_{min} + \lg(1-p)/a$ при медианном значении порядка квантили p = 0.5 = 50%.

Для вычисления асимметрии и эксцесса нужно предварительно вычислить начальные моменты 3-го (α_3) и 4-го (α_4) порядков.

Привлекая (10) и трижды интегрируя по частям (при этом для облегчения расчётов можно использовать рекуррентные закономерности, легко видимые уже при расчёте α_2), получаем:

$$a_{3} \equiv \left\langle M^{3} \right\rangle = \int_{-\infty}^{\infty} M^{3} f(M) dM = \int_{M_{min}}^{M_{max}} M^{3} f(M) dM = \\ = \left[\left(M_{min} - \frac{1}{aln10} \right)^{3} + \frac{1}{(aln10)^{2}} \left(3M_{min} - \frac{5}{aln10} \right) \right] - \\ \left[\left(M_{max} - \frac{1}{aln10} \right)^{3} + \frac{1}{(aln10)^{2}} \left(3M_{max} - \frac{5}{aln10} \right) \right] 10^{a(M_{max} - M_{min})}.$$
(22)

Также с учётом (10), четырежды интегрируя по частям (с использованием естественных рекуррентных закономерностей), имеем:

$$\alpha_{4} = \left\langle M^{4} \right\rangle = \int_{-\infty}^{\infty} M^{4} f(M) dM = \int_{M_{min}}^{M_{max}} M^{4} f(M) dM = \\ = \left[\left(M_{min} - \frac{1}{aln10} \right)^{4} + \frac{1}{(aln10)^{2}} \left(6M_{min}^{2} - \frac{20M_{min}}{aln10} + \frac{23}{(aln10)^{2}} \right) \right] - \\ - \left[\left(M_{max} - \frac{1}{aln10} \right)^{4} + \frac{1}{(aln10)^{2}} \left(6M_{max}^{2} - \frac{20M_{max}}{aln10} + \frac{23}{(aln10)^{2}} \right) \right] 10^{a(M_{max} - M_{min})}. (23)$$

Далее используем хорошо известные (и легко получаемые) выражения для центральных моментов 3-го (μ_3) и 4-го (μ_4) порядков:

$$\mu_3 \equiv \left\langle \left(M - \left\langle M \right\rangle \right)^3 \right\rangle \equiv \left\langle \left(M - \alpha_1\right)^3 \right\rangle = \alpha_3 - 3\alpha_2\alpha_1 + 2\alpha_1^3, \tag{24}$$

$$\mu_4 \equiv \left\langle \left(M - \left\langle M \right\rangle \right)^4 \right\rangle \equiv \left\langle \left(M - \alpha_1\right)^4 \right\rangle = \alpha_4 - 4\alpha_3\alpha_1 + 6\alpha_2\alpha_1^2 - 3\alpha_1^4 \,. \tag{25}$$

Подставляя (16), (17) и только первые слагаемые в квадратных скобках (22) и (23) (без вторых слагаемых в квадратных скобках вместе с показательным множителем $10^{a(M_{max}-M_{min})}$ в связи с замечанием (13)) в (24) и (25), получаем в итоге:

$$\mu_3 = -2 / (aln10)^3, \tag{26}$$

$$\mu_4 = 9 / (aln10)^4.$$
 (27)

Также заключаем из (19), что

$$\sigma_M \equiv \sqrt{D(M)} \equiv \sqrt{\sigma_M^2} = 1/\sqrt{\left(aln10\right)^2} = 1/\left|aln10\right|.$$
(28)

Тогда имеем по определению:

$$a_M = \mu_3 \,/\, \sigma_M^3,\tag{29}$$

$$e_{M} = \mu_{4} / \sigma_{M}^{4} - 3. \tag{30}$$

Подставляя (26) – (28) в (29) и (30), получаем окончательно:

$$a_{M} = -2|aln10|^{3} / (aln10)^{3}, \qquad (31)$$

$$e_M = 6, \tag{32}$$

при этом e_{M} не зависит от параметров (a и b) закона повторяемости землетрясений (1) или от параметров (a и M_{min}) магнитудного распределения (9).

Финально подставляя a = -1 и $M_{min} = -2,5$ (в 1-ом варианте) и $M_{min} = 1,5$ (во 2-ом варианте) в (16), (19), (20), (21), (31) и ещё в (5) при b = -5, окончательно получаем общее число землетрясений всех магнитуд за год в общепланетарном смысле (т.е. на всех сейсмоактивных участках (или во всех сейсмоактивных регионах) планеты со средней площадью для каждого \overline{S}) и числовые характеристики нашего магнитудного распределения (при уже готовой характеристике (32)):

$$N_{tot} = N(M_{min}) = \begin{cases} 3,16 \cdot 10^7 & \text{(B 1-om Bapuante),} \\ 3,16 \cdot 10^3 & \text{(Bo 2-om Bapuante),} \end{cases}$$
(33)

$$\langle M \rangle \equiv \alpha_1 \approx \begin{cases} -2,1 & (\text{в 1-ом варианте}), \\ 1,9 & (\text{во 2-ом варианте}), \end{cases}$$
 (34)

$$D(M) \equiv \mu_2 \approx 0, 2 , \qquad (35)$$

$$d_{M} = \begin{cases} -2,5 & \text{(в 1-ом варианте),} \\ 1,5 & \text{(во 2-ом варианте),} \end{cases}$$
(36)

$$h_M \approx \begin{cases} -2, 2 & (\text{B 1-om Bapuante}), \\ 1, 8 & (\text{Bo 2-om Bapuante}), \end{cases}$$
 (37)

$$a_M = 2. \tag{38}$$

Из (38) и (32) заключаем, что рассмотренное магнитудное распределение является несимметричным (оно имеет положительную ($a_M > 0$), т.е. правостороннюю асимметрию) и островершинным ($e_M > 0$) для плотности вероятности f(M) по сравнению с плотностью нормального распределения вероятностей. Из (35) делаем вывод, что вариация магнитуд примерно в 2 раза больше точности измерения магнитуд, что является стандартной ситуацией в теории ошибок.

Работая над законом повторяемости землетрясений, имеющим в сейсмологии фундаментальное значение [3 - 5] и являющимся при этом по смыслу «перевёрнутым» распределением землетрясений по магнитудам, мы были уверены, что до сих пор, судя по доступной нам литературе, из него не были получены явные функция распределения вероятностей (или просто функция распределения) и плотность распределения вероятностей (плотность вероятности или просто плотность распределения) землетрясений по магнитудам, которые мы назвали магнитудными распределениями (интегральным и дифференциальным). Поэтому основная часть данной статьи и была посвящена получению данного магнитудного распределения (как в интегральном, так и в дифференциальном видах). Естественно затем встала (и была выполнена) задача выявления основных свойств полученного магнитудного распределения, т.е. получения его основных числовых характеристик: средней, дисперсии, моды, медианы, асимметрии и эксцесса.

Но недавно нами была обнаружена монография [13] (от 2008 г.), размещённая на сайте Стэнфордского университета и посвящённая оценке сейсмической опасности (Джек Бейкер. Введение в исчисление вероятностей сейсмической опасности (ИВСО). Версия 1.3. 1 октября 2008 г. 72 с. – Jack W. Baker. An Introduction to Probabilistic Seismic Harard Analysis (PSHA). Version 1.3. October 1st, 2008. 72 р.). Там приведён (правда, не так детально как у нас) вывод функции (9) и плотности (10) распределения землетрясений по магнитудам из закона повторяемости землетрясений Гутенберга-Рихтера с инверсной заменой обозначений параметров и величин: $a \leftrightarrow -b, M \leftrightarrow m$, $N \leftrightarrow \lambda$, причём с крайне неудачным обозначением значений *m* случайной величины М (магнитуды), т.к. в сейсмологии уже закреплён устойчивый смысл величин *m* и *M* как магнитуд для объемных и поверхностных волн соответственно (см. [2]). При этом в [13] функция распределения непрерывна справа, у нас – непрерывна слева. Более того, в [13] функция и плотность распределения землетрясений по магнитудам выведены как для случая, когда магнитуды ограничены снизу (как и у нас), так и для случая, когда задан диапазон магнитуд (от M_{min} до M_{max}), т.е.нормируя (по-нашему мнению, излишне) вышеуказанные функцию и плотность распределения в 1-ом случае ограничения магнитуд снизу ещё и на величину (11), что с учётом (11') и (13) никаких изменений для 2-го случая по сравнению с 1-ым не несёт (именно поэтому в [13] функция и плотность распределения во 2-ом случае обозначены точно так же, как и в 1-ом случае). Также в [13] почему-то не вычислены (как у нас) основные числовые характеристики полученного магнитудного распределения, т.е. не выявлены его важные основные свойства, что несомненно даёт возможность с большей количественной детализацией анализировать некоторые вопросы возможного прогноза коровых землетрясений, для чего согласно канонам теории вероятностей для расчёта всех нужных вероятностей достаточно функции и плотности распределения именно в 1-ом случае. Тем не менее, следует признать с учётом [1], что Джек Бейкер в [13] опередил нас по крайней мере на 7 лет. В свою очередь, мы получили эти результаты независимо от Дж. Бейкера, причём в более детальной форме и с гораздо лучшими и понятными обозначениями, принятыми в стандартных курсах теории вероятностей.

Возвращаясь к основному тексту данной статьи, из (33), (34), (36) и (37) (т.е. по N_{tot} и значениям аналитической и структурных средних по магнитудам) хорошо видно, что основное число землетрясений «сосредоточено» в маломагнитудном секторе распределения (почти у левой границы «разрешённого» спектра возможных магнитуд), т.е. фактически в секторе сейсмического «шума» (для 1-го варианта). Для более полного выяснения этого вопроса можно использовать в силу (6) и (6а) «перевёрнутое» магнитудное распределение:

$$N(M) \equiv N(X \ge M) = N_{tot} \left[1 - F(M) \right].$$
(39)

Но лучше при обсуждении этого вопроса использовать соответствующие вероятности с учетом того, что условие нормировки (8) выполняется в (8') с точностью до 10^{-12} в 1-ом варианте и до 10^{-8} во 2-ом варианте (огромная степень точности, см. (11') и замечание (13)), т.е.

$$P(M_{min} \le M < M_{max}) = F(M_{max}) - F(M_{min}) = \int_{M_{min}}^{M_{max}} f(M) dM =$$

= 1-10^{*a*(M_{max}-M_{min})} =
$$\begin{cases} 1-10^{-12} & (\text{в 1-ом варианте}), \\ 1-10^{-8} & (\text{во 2-ом варианте}), \end{cases} = 1.$$
(40)

И тогда

$$P(M_{1} \le M < M_{2}) = F(M_{2}) - F(M_{1}) = \int_{M_{1}}^{M_{2}} f(M) dM =$$
$$= 10^{a(M_{1} - M_{min})} \left[1 - 10^{a(M_{2} - M_{1})} \right],$$
(41)

что даёт при $M_2 = M_1 + 1$:

$$P(M_1 \le M < M_1 + 1) = (1 - 10^a) 10^{a(M_1 - M_{min})},$$
(42)

а, следовательно, приводит при $M_1 = M_{min}$ к соотношению:

$$P(M_{\min} \le M < M_{\min} + 1) = 1 - 10^{a},$$
(43)

а при $M_1 = M_{min} + 1 - \kappa$ выражению:

$$P(M_{\min} + 1 \le M < M_{\min} + 2) = 10^{a} (1 - 10^{a}).$$
(44)

Продолжая эту «сдвижку» магнитуды до $M_1 = M_{min} + k$, где k = 0, 1, 2, ..., 11(в 1-ом варианте) и k = 0, 1, 2, ..., 7 (во 2-ом варианте), имеем:

$$P\left(M_{\min} + k \le M < M_{\min} + (k+1)\right) = 10^{ka} \left(1 - 10^{a}\right)$$

$$\left. + \frac{1}{2011} \left(1 - 10^{a}\right) + \frac{1}{207} \left(-2^{a}\right) \right)$$
(45)

 $npu \ k = 0,11(в1-ом \ варианте) u \ k = 0,7(во2-ом \ варианте),$

что при *a* = -1 даёт

$$P(M_{\min} + k \le M < M_{\min} + (k+1)) = 9 \cdot 10^{-(k+1)}$$

$$npu \ k = \overline{0,11}(s1 \text{-om sapuahme})u \ k = \overline{0,7}(so2 \text{-om sapuahme}).$$

$$(45')$$

Так что при a = -1 из (43) или из (45') при k = 0 имеем 90% случившихся землетрясений в общепланетарном смысле (см. выше) за 1 год для магнитуд от M_{min} до M_{min} +1, т.е. с учётом (33) $0.9N_{tot} \approx 28$ миллионов землетрясений (фактически микроземлетрясений) при -2,5 ≤ M < -1,5 в 1-ом варианте и $0.9N_{...} \approx 2800$ землетрясений при $1.5 \le M \le 2.5$ во 2-ом варианте. Аналогично из (44) или (45') при k = 1 имеем следующие 9% случившихся землетрясений для магнитуд от $M_{_{min}}$ +1 до $M_{_{min}}$ +2, т.е. $0,09N_{_{tot}} \approx 2,8$ миллионов микроземлетрясений при $-1.5 \le M \le -0.5$ в 1-ом варианте и $0.09N_{tot} \approx 280$ землетрясений при $2,5 \le M < 3,5$ во 2-ом варианте и т.д. Например, при k = 7имеем из (45') следующие 9 · 10⁻⁶ % случившихся землетрясений для магнитуд от $M_{\min} + 7$ до $M_{\min} + 8$, т.е. $9 \cdot 10^{-8} N_{tot} \approx 3$ землетрясения при $4,5 \le M < 5,5$ в 1-ом варианте и $9 \cdot 10^{-8} N_{tot} \approx 2,8 \cdot 10^{-4}$ землетрясений (т.е. примерно 1 землетрясение за 3600 лет) при $8,5 \le M < 9,5$ во 2-ом варианте в том или ином сейсмоактивном регионе планеты (со средней его площадью \overline{S}). При этом, если таких сейсмоактивных регионов на всей планете (допустим оценочно) около 100, то в среднем на ней будет происходить (по 2-му варианту) за 36 лет примерно 1 землетрясение с магнитудой от 8,5 до 9,5. Если же вышеуказанных регионов на всей планете (допустим оценочно) около 10, то такое катастрофическое землетрясение будет происходить на Земле примерно каждые 360 лет. Эти оценки могут быть уточнены по конкретным сейсмоактивным регионам, если для каждого из них будут известны региональные регрессии по закону повторяемости землетрясений (1) со своими значениями a и b, а не регрессия (1) в общепланетарном усреднении (2).

Авторы надеются, что вышеописанные функция распределения и плотность распределения землетрясений по магнитудам, полученные из закона повторяемости землетрясений, а также вся «технология» их использования, включая их дальнейшее применение в получении моментов различных порядков и ИМИ по распределению для любых магнитудных величин (например, магнитудных величин из [14]), что резервируется авторами для дальнейших статей, сыграют в будущем позитивную роль в физике землетрясений, а также в проблеме возможного прогноза ко́ровых землетрясений.

Литература

1. Долгих Г.И., Мишаков А.В. Интегральные магнитудные инварианты в сейсмологии. В кн.: Материалы докладов IX Всероссийского симпозиума «ФИЗИКА ГЕОСФЕР». Владивосток: Дальнаука, 2015. С. 509–525.

2. Долгих Г.И., Мишаков А.В. К вопросу о сопоставлении субъективной шкалы интенсивности землетрясений (сотрясений) на поверхности Земли и инструментальной шкалы магнитуд (энергий) очагов землетрясений. (См. настоящий сборник.)

3. Садовский М.А. Избранные труды: Геофизика и физика взрыва. М.: Наука, 2004. 440 с.

4. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 100с.

5. Федотов С.А., Чернышев С.Д. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги: достоверность в 1986–2000 гг., развитие метода и прогноз на 2001–2005 гг. // Вулканология и сейсмология. 2002. №6. С. 1–24.

6. Gutenberg B., Richter C.F. Earthquake magnitude, intensity energy and acceleration // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1956. V.46. № 2. Р. 105–145. (Рус. пер. в кн.: Слабые землетрясения. М.: Издво иностр. лит., 1961. С.72–119.)

7. Методы прогноза землетрясений. Их применение в Японии/ Под ред. Т. Асада. М.: Недра, 1984. 312 с.

8. Гульельми А.В. Форшоки и афтершоки сильных землетрясений в свете теории катастроф // УФН. 2015. Т.185. №4. С. 415–429.

9. Федотов С.А. О сейсмичности области очага катастрофического Итурупского землетрясения 6.XI 1958 г. и сейсмическом прогнозе// Изв. АН СССР. Физика Земли. 1969. №1. С. 3–12.

10. Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement// Bull. Seismol. Soc. Amer. 1994.V. 84. №4. P. 974–1002.

11. Трухин В.И., Показеев К.В., Куницын В.Е. Общая и экологическая геофизика. М.: ФИЗ-МАТЛИТ, 2005. 571 с.

12. [Электронный ресурс]. - https://ru.wikipedia.org/wiki/Список землетрясений

13. Baker J. W. An Introduction to Probabilistic Seismic Harard Analysis // [Электронный pecypc]. – https://stanford.edu/~bakerjw/Publications/Baker_(2008)_Intro_to_PSHA_v1_3.pdf

14. Долгих Г.И., Мишаков А.В. Магнитудные инварианты в сейсмологии // ДАН. 2014. T.459. №1. С. 96–99. (Английский перевод: *Dolgikh G.I., Mishakov A.V.* Magnitude Invariants in Seismology // Doklady Earth Sciences. 2014. Vol.459. Part 1. P. 1387–1390.)

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ НЕЛИНЕЙНЫХ ВНУТРЕННИХ ВОЛН ПРИ ПОЛИГОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

<u>В.В. Новотрясов</u>, М.С. Пермяков

ТОИ ДВО РАН, vadimnov@poi.dvo.ru

Активное изучение динамики внутренних волн (ВВ) над континентальным шельфом Дальневосточных морей стимулируется необходимостью решения различных геофизических задач: перестройкой донного рельефа, подводной навигацией и т.д. Исследование этого процесса показали, что в шельфовой зоне BB распространяются в виде волновых боров (BБ). Основная сложность их исследования, связана с определением фоновых параметров длинных BB: квадратичной нелинейности (α) и дисперсии (β).

В работе излагается схема определения этих коэффициентов при полигонных исследованиях. С использованием теории ВБ получены соотношения, в которых коэффициенты α и β связаны с параметрами ВБ в зоне релаксации и переднего фронта. На данных натурного эксперимента, поставленного на гидрофизическом полигоне ТОИ ДВО РАН осенью 2012 года [1, 2], выполнено сравнение коэффициентов квадратичной нелинейности и дисперсии, полученных по традиционной и предлагаемой методике.

Теоретическую основу предлагаемой методики представляет уравнение Кортевега-де Вриза:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + c_0 \frac{\partial \eta}{\partial x} + \alpha \eta \frac{\partial \eta}{\partial x} + \beta \frac{\partial^3 \eta}{\partial x^3} = 0,$$

где $\eta(x, t)$ – вертикальные смещения термоклина, x – горизонтальная координата, t – время, c_0 – скорость длинной линейной внутренней волны, α и β - коэффициенты нелинейности и дисперсии, которые определяются через квадратуры вида

$$\alpha = (3/2) c_0^3 N r^{-1} \int_{-H}^0 \left(\frac{dW}{dz} \right)^3 dz, \beta = (3/2) c_0^3 N r^{-1} \int_{-H}^0 W^2 dz, \qquad (1)$$

$$c_0^2 = Nr^{-1} \int_{-H}^{0} \left(\frac{dW}{dz} \right)^2 dz, Nr = \int_{-H}^{0} W^2 N_0^2 dz$$
(2)

В формулах (1, 2) *W*(*z*) – амплитудная функция вертикальных смещений первой моды ВГВ, которая представляет решение краевой задачи:

$$d^2W/dz^2+N^2(z)W/c^2=0, W(0)=W(-H)=0, W(z)_{max}=1.$$

Оценка параметров по формулам (1, 2) по данным натурных измерений частоты плавучести достаточно сложная методическая и трудно реализуемая техническая задача. В работе предлагается альтернативный, метод определения указанных параметров, основанный на данных наблюдений за полем ВВ на полигоне. Краткое содержание этого метода состоит в следующем.

Учитывая, что интенсивные высокочастотные BB в прибрежной зоне наблюдаются, как правило, в виде волновых пакетов, или волновых боров (ВБ), предлагается использовать эту особенность для определения искомых коэффициентов, воспользовавшись гидродинамической моделью BБ. Согласно модели BБ представляет слабо дисперсную ударную BB, на переднем фронте которой располагается солитон, который движется со скоростью V_s , имеет амплитуду η_0 и полуширину Δ_s . Его тыловая зона или зона релаксации

представляет линейную волну с волновым числом k₀. Два последних пространственных масштаба связаны соотношением k₀/2=1/ Δ_s , которое является базовым в предлагаемой методике. Учитывая, что солитон движется со скоростью V_s, его длительность T_s по уровню 0,43 составит T_s=2 $\Delta_s V_s^{-1}$, а период осцилляций в тыловой зоне будет равен T_w=2 π (c₀ k₀)⁻¹. С учётом соотношение k₀/2=1/ Δ_s , получим для скорости солитона V_s=c₀(2T_w)(π T_s)⁻¹. Как известно скорость солитона V_s превышает скорость линейной волна c₀ на одну треть величины α ₀. Отсюда для параметра параметр квадратичной нелинейности по известной амплитуде солитона, его длительности и периоду осцилляций в зоне релаксации найдём

$$\alpha = \frac{3}{\eta_0} c_0 \left(\frac{2}{\pi} \frac{T_w}{T_s} - 1 \right) \tag{3}$$

Аналогично, учитывая зависимость между амплитудой солитона и его пространственным масштабом, для параметра дисперсии получим

$$\beta = 4\eta_0^2 \left(2T_w - T_s\right) c_\theta \frac{T_w}{T_s} \tag{4}$$

Соотношения (3, 4) решают поставленную задачу. Проведя измерения параметров волнового пакета: амплитуду лидирующего фронта и его длительность, а также период осцилляций в тыловой зоне, воспользовавшись соотношением (3, 4), можно получить оценку коэффициента квадратичной нелинейности α и дисперсии β.

Литература

1. Novotryasov, V.V., Stepanov D.V., Yaroshchuk I.O. Observations of internal undular bores on the Japan/East Sea shelf-coastal region // Ocean Dynamics. 2016. V. 66. P. 19–25.

2. Ярощук, И.О., Леонтьев, А.П., Кошелева, А.В., Пивоваров, А.А., Самченко, А.Н. Степанов, Д.В., Швырев, А.Н. Об интенсивных внутренних волнах в прибрежной зоне залива Петра Великого (Японское море) // Метеорология и гидрология. 2016. № 9. С. 55 – 62.

УСВОЕНИЕ ДАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ГЕНЕТИЧЕСКОГО АЛГОРИТМА В ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ МОДЕЛЯХ ОХОТСКОГО МОРЯ

И.С. Олейников

ФГБУ «ДВНИГМИ», oleynikov@ferhri.ru

Усвоение данных наблюдений в численных моделях океана и атмосферы можно считать очень распространенной практикой [1]. Отличия наблюдаются в технологиях и методиках усвоения, среди которых можно выделить: прямые методы, например метод оптимальной интерполяции, вариационные методы, такие как 3DVar и 4DVar [2], а также вероятностно-стохастические.

К вероятностно-стохастическим методам усвоения можно отнести применявшийся ранее в ФГБУ «ДВНИГМИ» для корректировки траекторий буев-дрифтеров метод эволюционного программирования. Эволюционное программирование предусматривает применение широкого класса методов оптимизации функций, называемых генетическими алгоритмами. Генетическим алгоритмом называется общий подход к оптимизации различных функционалов, основанный на стохастической сходимости выбранного множества вариантов, согласно принципам эволюционного дарвинизма и отбора лучших [3].

Генетический алгоритм предполагает рассмотрение входных данных моделей, обычно начальных и/или граничных условий, в качестве начального приближения к ожидаемым. Вектор, состоящий из начальных и граничных условий для численной модели, называется хромосомой. Помимо первого приближения в популяцию выбираются остальные хромосомы, генерируемые путем случайных мутаций отдельных генов исходной хромосомы в заданном диапазоне. После подготовки выполняется этап непосредственного эволюционного отбора. Данный этап включает расчет результатов каждой из модельных хромосом численной моделью с последующим оцениванием близости модельных и наблюденных данных.

В качестве меры близости полученных результатов к наблюденным используется функционал средне-квадратичного отклонения модельных температуры и солености от измеренных в точках наблюдения. Получившаяся оценка инвертируется по принципу меньше – лучше, т.е. чем меньше отклонение – тем точнее полученные начальные и граничные условия аппроксимируют наблюдения. Затем, соответственно полученной оценке для каждой хромосомы определяется шанс попадания в следующее поколение. Согласно принципу элитизма пять лучших хромосом попадает в следующее поколение без скрещивания, что обеспечивает не ухудшение, полученной на предыдущих шагах алгоритма, оценки. Остальные скрещиваются с определенными шансами прохождения отбора и генерируют новую популяцию. Описанные этапы повторяются до получения приемлемой оценки и называются поколениями. Полученная лучшая хромосома после отбора в нескольких поколениях признается начальными и граничными условиями для модели с усвоенными данными наблюдений.

В работе [4] продемонстрированно успешное применение описанного подхода к усвоению данных атмосферных осадков над корейским полуостровом. Однако к недостаткам подхода следует отнести очень высокие вычислительные затраты, что позволяет использовать его только для генерации данных океанического реанализа. В оперативно-прогностическом режиме применение метода затруднено. В данной работе исследуется возможность применения метода генетического программирования для модели ROMS в регионе Охотского моря, шельфовой зоны о. Сахалин и Магаданского шельфа.

Литература

1. Park, S.K., Xu, L. Data assimilation for atmospheric, oceanic and hydrologic application // Springer, 2009, DOI 10.1007/978-3-540-71056-1 P. 465

2. Powell, B.S., Arango, H.G. 4DVAR data assimilation in the Intra-Americas Sea with the Regional Ocean Modeling System (ROMS) // Ocean modelling, V. 48, Issue 1, PP. 46-68, 2008

3. Ashlock, D. Evolutionary Computation for Modeling and Optimization // Springer, ISBN 0-387-22196-4, 2006

4. Lee, H.Y., Park, S.K. Parameter estimation using the genetic algorithm in terms of quantitative precipitation forecast // S.K. Park, L. Xu, Data Assimilation for Atmospheric, Oceanic and Hydrologic Applications, DOI 10.1007/978-3-540-71056-1 11, 2009, PP. 219-229.

ЛАБОРАТОРНЫЙ ИНТЕРФЕРОМЕТР

А.А. Плотников

ТОИ ДВО РАН, Lotos_toi@mail.ru

На сегодняшний день, при решении задач разработки и создания современной высокоточной измерительной техники одним из ведущих направлений являются лазерно-интерференционные методы. Так, за последние годы, в ТОИ ДВО РАН на их основе были разработаны и внедрены в научные исследования такие устройства как лазерные деформографы [1,2], лазерные наноборографы [3] и лазерные измерители вариаций давления гидросферы [4,5]. Измерительная часть всех этих систем построена на базе интерферометра Майкельсона, одно из плеч которого является измерительным, другое эталонным. Один из отражающих элементов (зеркало, уголковый отражатель), формирующих измерительное плечо, закреплен на чувствительной части измерительного устройства, например на мембране, в случае лазерного измерителя вариаций давления гидросферы. Внешние воздействия на чувствительную часть установок вызывают изменения яркости пятна интерференционной картины. Электронная часть измерительных систем – цифровая система, регистрирует эти изменения и на их основе формирует выходной сигнал. В процессе создания, разработки и тестирования данных установок возникают задачи, для решения которых необходима вспомогательная техника. Таким образом, данная работа посвящена описанию лабораторного интерферометра, с помощью которого можно исследовать АЧХ систем регистрации, возможности лазерных модулей в режиме непрерывной работы, моделировать различные природные процессы (например, ветровое волнение) и многие другие вопросы, возникающие в процессе создания вышеописанных систем.

Структурная схема лабораторного интерферометра приведена на рисунке 1, он состоит из лазера, четырех делительных кубиков (ДК1 -ДК4), подвижного отражателя, выполненного в виде зеркала закрепленного на пьезокерамическом преобразователе моделирующего воздействия (ППМВ), неподвижного отражателя, выполненного в виде зеркала закреплённого на сдвоенных пьезокерамических преобразователях раскачки и компенсации (ППР, ППК), двух фотоприемников (Φ_1 и Φ_2), цифровой системы регистрации (СР), генератора (Г), усилителя (У) и дополнительного оборудования (ДО). Все эти элементы формируют два интерферометра - главный и дополнительный. Оба они построены по схеме Майкельсона, при этом измерительные плечи обоих интерферометров имеют в своем составе общий для них подвижный отражатель, в тоже время эталонные плечи этих интерферометров независимы друг от друга.

Поскольку чаще всего в лабораторных исследования используется главный интерферометр в первую очередь остановимся на нем. Его плечи формируются путем расщепления лазерного пучка на первом делительном кубике (ДК1) на два луча, после чего эти лучи отражаясь от подвижного и неподвижного отражателей снова проходят через ДК1 и выводятся на одну



Рисунок 1 – Схема лабораторного интерферометра.

316

линию, что приводит к возникновению интерференции между ними. Изменения яркости интерференционной картины регистрируются фотоприёмником Φ_i и передаются в цифровую систему регистрации, которая в свою очередь подавая опорный сигнал раскачки на ППР и управляющий сигнал компенсации на ППК, управляет интерферометром и формирует выходной сигнал пропорциональный изменениям яркости интерференционной картины. Последние вызываются колебаниями зеркала закрепленного на ППМВ. Данное зеркало предназначено для имитации работы чувствительных элементов, разрабатываемых систем, в естественных условиях (уголковый отражатель для деформографа, зеркало на мембране или анероидной коробке для лазерных измерителей вариаций давления гидросферы и нанобарографов соответственно). Имитация работы производится за счет подачи специальных сигналов, с генератора (Γ) через усилитель (У) на пьезокерамический преобразователь моделирующего воздействия (ППМВ).

Роль неподвижного отражателя в дополнительном интерферометре выполняет делительная грань кубика ДК2. В связи с этим компенсационное воздействие, которое система регистрации оказывает на интерференционную картину, принимаемую фотоприёмником Φ_1 ни как не сказывается на интерференционной картине, формируемой дополнительным интерферометром и принимаемой фотоприёмником Φ_2 . В тоже время, изменения длины измерительных плеч обоих интерферометров вызываются колебаниями зеркала, закрепленного на общем для них подвижном отражателе. Таким образом, дополнительный интерферометр формирует такой интерференционный сигнал, который бы возникал в главном интерферометре, если бы система регистрации не подавала на ППК компенсирующее воздействие. Такая ситуация позволяет с помощью фотоприемника Φ_2 и дополнительного оборудования (ДО) (например усилителя фототока), контролировать работу отдельных узлов и всей системы регистрации на стадиях ее разработки и модернизации.

Подведя краткий итог, отметим, что для решения различных задач возникающих в процессе разработки и создания, современных лазерно-интерференционных измерительных устройств, был разработан и создан лабораторный интерферометр. Более подробно особенности его конструкции и варианты применения будут рассмотрены в докладе конференции.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке программы «Дальний Восток».

Литература

1. Долгих Г.И., Ковалев С.Н., Корень И.А., Овчаренко В.В. Двухкоординатный лазерный деформограф // «Физика Земли». 1998. № 11. С. 76-81.

2. Долгих Г.И., Давыдов А.В., Долгих Г.И., Кабанов Н.Ф. Применение лазерных деформографов в гидроакустике // Акустический журнал. 1995. Т. 41. № 2. С. 235-239. 3. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Ковалев С.Н., Корень И.А., Новикова О.В., Овчаренко В.В., Окунцева О.П., Швец В.А., Чупин В.А., Яковенко С.В. Лазерный нанобарограф и его применение при изучении бародеформационного взаимодействия // «Физика Земли». 2004. №8. С. 82-90.

4. Долгих Г.И., Плотников А.А., Будрин С.С. Мобильный лазерный измеритель вариаций давления гидросферы // Приборы и техника эксперимента. 2011. №4. С. 161-162.

5. Долгих Г.И., Плотников А.А., Будрин С.С. Лазерно-интерференционный измеритель давления гидросферы с учётом изменений температуры // Приборы и техника эксперимента. 2015. №5. С. 149-150.

ИЗУЧЕНИЕ ВЛИЯНИЯ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ ОСАДОЧНЫХ ВОЛН НА ШЕЛЬФЕ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО

А.Н. Самченко, В.В. Новотрясов, И.О. Ярощук

ТОИ ДВО РАН, samchenco@poi.dvo.ru

На шельфе в заливе Петра Великого Японского моря различными исследователями выделены осадочные волны на глубинах порядка 40-60 м. [1, 2]. Зафиксированные формы имеют высотные характеристики от полуметра до восьми метров. Волнообразные формы с высотой порядка одного метра имеют широтную направленность и встречаются достаточно хаотически на всей изученной акватории. Волны с высотами 2-8 м встречаются преимущественно на глубинах 50-70 м и вытянуты с северо-востока на юго-запад и они имеют форму дуг, повторяя топологию изобат.

Для объяснения образования осадочных волн рассмотрим механизм, связанный с деятельность турбидитных потоков, вызванных придонными течениями. Зона обрушения нелинейных внутренних гравитационных волн (ВГВ) является реальным источником таких потоков.

Рассмотрим особенности динамики этих волн в шельфовой зоне, которые могут оказать влияние на процесс осадконакопления. На протяжении ряда лет на гидрофизическом полигоне ТОИ ДВО РАН, проводятся исследования процессов генерации, распространения и диссипации ВГВ. В ходе натурных наблюдений и численного моделирования их динамики установлено, что взаимодействие поверхностного прилива с кромкой морского шельфа залива приводит к формированию ВГВ приливной частоты. Последние, по причине конечности своей амплитуды, при накате на шельф укручаются, порождая солитоно-подобные волны депрессии или заглубления пикноклина [3, 4]. Распространяясь в прибрежные воды волны заглубления, проходя зону смены знака квадратичной нелинейности, трансформируются в пакеты интенсивных волн возвышения, образуя так называемые пульсирующие внутренние боры. В осенний период зона распада и, соответственно, генерации интенсивных внутренних боров располагается в зоне осадочных волн рельефа. Рассмотрим эти явления более подробно, воспользовавшись данными натурного эксперимента 2012 года.

14 октября 2012 г. в районе полуострова Гамова было выставлено пять заякоренных буйковых станций: C1-C5 с регистраторами температуры. Схема их постановки показана на рис. 1. Регистрация проводилась с дискретностью 1 минута и продолжалась около семи суток.

16 октября 2012 г. с использованием СТD –зондирований на 10 станциях был выполнен гидрологический разрез (см. рис. 1). Зондирования от поверхности до дна выполнялись зондом RBR XRX-620 по данным, которого рассчитывались соленость, плотность и частота плавучести. Анализ этих данных показал, что фоновые гидрологические условия в зоне эксперимента характеризовались присутствием выразительного сезонного пикноклина с максимумом частоты плавучести ≥ 30 цикл/ч, расположенным в окрестности глубин ~ 50 м.

По данным частоты плавучести N(z), были определены пространственно-временные масштабы ВГВ с помощью численного решения краевой задачи на собственные значения [5]. Результаты расчётов представлены в таблице 1. Из неё следует, что средняя фазовая скорость на трассе C5-C4 составила ~ 0.7 м/с. Нетрудно оценить диапазон частот ВГВ с масштабами осадочных волн рельефа L1=600 м и L2=900 м. Он составил W₁ ~ 1/15 мин-1 и W₂~ 1/19 мин-1.

Рассмотрим спектральный состав колебаний глубины залегания изотермы 12°С, вызванных ВГВ из частотного диапазона (1/10 – 1/100) мин-1 и зарегистрированных на С5 и С4. На рисунке 1 (в углу) представлены нормированные спектры колебаний этой изотермы. Штрих- пунктирными линиями выделен частотный диапазон $W_1 - W_2$, соответствующий пространственным масштабам осадочным волн рельефа. В указанном диапазоне спектра обращает на себя внимание значительный рост интенсивности колебаний на С4 по сравнению с интенсивностью колебаний на соседней буйковой станции C5. Столь существенное различие в спектре, может быть вызвано следующим обстоятельством.

16 октября 2012 года в 23 часа 18 мин (время местное) на C4 был зарегистрирован пакет из четырёх импульсных пульсаций возвышения пикноклина. Двигаясь со средней скоростью ~ 0,7 м/с (см. таб. 1) этот пакет ВГВ в 21 час 00мин должен был пройти C5. Действительно, на C5 в этот момент было зафиксировано одиночное заглубление пикноклина. На этом основании мы пришли к заключению о том, что в процессе распространения между C5 и C4 произошёл распад ВГВ заглубления в пакет из нескольких ВГВ возвышения. Процесс распада ВГВ, не часто, но уже регистрировался в различных районах океана [6]. Современная интерпретация этого явления строится на основе уравнения Кортевега - де Вриза. В результате анализа распределения по глубине частоты плавучести -N(z) для осеннего периода вдоль гидрологического разреза было установлено, что плотностная стратификация прибрежных вод залива в этот период характеризуется следующей особенностью. В районе расположения осадочных волн рельефа параметр квадратичной нелинейности меняет знак (см. таб. 1) что в свою очередь согласно многочисленным исследованиям приводит к распаду нелинейных внутренних волн заглубления и генерации интенсивных внутренних волн возвышения при их распространении над районом осадочных волн.

Таким образом, в процессе геолого-геофизических и океанологических исследований на шельфе Японского моря были получены следующие результаты: 1. В заливе Петра Великого на глубинах от 50 до 100 метров зафиксированы осадочные волны (ОВ) с пространственными масштабами из диапазона от 500 до 1000 метров и высотами от 2 до 8 метров. 2. В зоне расположения ОВ в осенний период параметр квадратичной нелинейности



Рис. 1. Карта района океанологического эксперимента. Треугольниками отмечены точки постановки буйковых станций, круглые маркеры соответствуют точкам зондирования зондом СТД. В углу показан высокочастотный участок нормированных на максимальное значение спектров вертикальных смещений пикноклина, зарегистрированных на С4 (серая линия) и C5 (чёрная линия). Цифры соответствуют периодам (минуты) расположения максимумов в спектрах. Число степеней свободы спектров равно 21.

ВГВ, определяемый плотностной стратификацией, меняет знак. 3. Зафиксирован значительный рост энергии внутреннего волнения на границе OB с масштабами ~ (600 – 900) м, совпадающим с диапазоном пространственных масштабов OB. 4. В зоне расположения OB зафиксировано возбуждение внутреннего пульсирующего бора, вызванного распадом уединённой внутренней волны заглубления длительностью ~ 40 мин в пакет из четырёх импульсных волн возвышения.

Выше изложенное, позволяет сделать вывод об участии нелинейных внутренних гравитационных волн в формировании осадочных волн рельефа в шельфовой зоне Японского моря.

N ст.	Н, м	CN	С _ф , мс ⁻¹	α, c ⁻¹	β, м ³ c ⁻¹
1	40.5	1	0.38	0.021	36.7
	41	2	0.38	0.021	36.7
2	42.5	3	0.40	0.021	36.7
3	47.5	4	0.51	0.021	36.7
6	70	5	0.88	-0.021	142.3

Таблица 1. Фазовая скорость линейных ВГВ Сф с периодом 12.4 часа, параметры квадратичной α и кубичной b нелинейности на гидрологическом разрезе 16 октября 2012 года.

Литература

1. Лихт Ф.Р., Астахов А.С., Боцул А.И. и др. Структура осадков и фаций Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1983. 286 с.

2. Коротченко Р.А., Самченко А.Н., Ярощук И.О. Пространственно-временной анализ геоморфологии дна залива Петра Великого (Японское море)// Океанология. 2014. Т.54. № 4. С.538-545.

3. Навроцкий В.В., Изергин В.Л., Павлова Е.П. Генерация внутренних волн вблизи границы шельфа // ДАН 2003. Т. 388. № 2. С. 249-253.

 Новотрясов В.В., Ярощук И.О. О распространении длинных нелинейных внутренних волн на фоне статистических неоднородностей поля плотности // Изв. РАН «Физика атмосферы и океана» 2011. Т. 47. С. 701-704.

5. Миропольский Ю.3. Динамика внутренних гравитационных волн в океане. Л.: Гидрометеоиздат. 1981. 241 с.

6. Orr M.H. and Mignerey P.C. Nonlineat internal waves in the South China sea: Observation of the conversion of depression internal waves to elevation internal waves// J. Geophysical Res. 2003. V.108. No.C3.3064.

ИСПЫТАНИЯ НИЗКОЧАСТОТНОГО ГИДРОАКУСТИЧЕСКОГО ИЗЛУЧАТЕЛЯ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ЯПОНСКОГО МОРЯ

<u>А.Н. Самченко</u>, А.А. Пивоваров, А.Н. Швырев, И.О. Ярощук

ТОИ ДВО РАН, samchenco@poi.dvo.ru

В заливе Петра Великого Японского моря регулярно проводятся низкочастотные гидроакустические экспериментальные исследования [1]. Кроме того, для залива Петра Великого создана детальная геоакустическая модель дна [2]. В октябре 2014 года был проведен ряд экспериментальных работ с маломерного судна НИС «Малахит» (рис. 1). В их ходе проводилось исследование распространения низкочастотных гидроакустических сигналов на океаническом шельфе, а также тестирование нового низкочастотного гидроакустического излучателя с несущей частотой 22 Гц. В эксперименте использовались низкочастотные гидроакустические излучатели, погруженные с борта НИС «Малахит» на глубину порядка 15 м, два гидроакустических излучателя с несущей частотой 22 Гц (новая система) и 33 Гц (опробованная система) [3]. Новая низкочастотная гидроакустическая излучающая система электромагнитного типа предназначена для генерации сигналов в диапазоне от 19 до 26 Гц при глубинах погружения излучателя от 2 до 40 м. Амплитуда объемного колебательного смещения излучателя – до 0.0123 куб. м (на частоте 20 Гц излучатель развивает эффективное звуковое давление на 1 метре от центра излучателя до 10 кПа). Второй излучатель – также электромагнитного типа с генерацией гидроакустических сигналов в полосе частот 25-40 Гц, с рабочей глубиной погружения до 20 м. Излучатель развивает эффективное звуковое давление на 1 метре от центра излучателя до 1 кПа.

В ходе эксперимента в каждой точке с помощью двух излучающих систем проводилось излучение гармонических и сложных фазоманипулированных М-последовательностями сигналов. Применялись последовательности длиной 63, 127, 255 и 511 символов, с 4-10 периодами несущей частоты на символ. Конструктивные особенности обоих излучателей обеспечивают также существенный уровень излучения нечетных гармоник, которые сохраняют способность сворачиваться, как и основной сигнал. В данном случае третья гармоника обоих излучателей (66 и 99 Гц соответственно) и пятая гармоника излучателя 22 Гц (110 Гц) заметно превышала уровень морских шумов. В качестве приемной системы в эксперименте использовалась автономная донная приемная двухканальная гидроакустическая станция [4]. Излучение акустического сигнала проводилось в 4 точках залива, «веером» от точки приема (точка A01 на рис. 1). Акустические исследования сопровождались гидрологическими.

Рассмотрим одну из акустических трасс, показанную на рис. 1, протяженностью 9200 м от точки излучения 1 (отмеченной звездочкой) до точки приема (показанной кругом A01). Вдоль акустического профиля от точки излучения до приема сигнала дно моря достаточно ровное с глубиной порядка 37-40 м, а верхняя граница гранитного слоя имеет наклонную границу. В заливе Петра Великого ранее были проведены детальные батиметрические исследования. Глубина залегания границы гранитного слоя в точке излучения примерно 100 м относительно уровня моря, а в точке приема сигнала – 220 м. Третий осадочный слой неогенового возраста по акустической трассе выклинивается приблизительно на 2 км от точки приема, что дает возможность исключить его при анализе. По данным геоакустической модели, первый осадочный слой вдоль акустического профиля имеет среднюю продольную скорость звука порядка 1725 м/с. Во втором осадочном слое средняя продольная скорость звука равна 1850 м/с. Акустический фундамент в месте проведения гидроакустического эксперимента представлен диорит-гранитным гамовским комплексом познепермского возраста. В геоакустической модели продольная скорость гранитного слоя равна 5400 м/с.

На рис. 16 внизу приведена корреляционная функция гидроакустического основного фазоманипулированного сигнала с частотой 33 Гц и его третья гармоника 99 Гц, излученного в точке 1 и принятого на автономной приемной станции. На корреляционных функциях ноль временной шкалы соответствует времени прихода основного сигнала. На рис. 16 видно, что акустический сигнал с частотой 33 Гц сформировал одну моду по акустической трассе, которая отражается в единственном пике на коррелограмме. В то же время пик третьей гармоники 99 Гц акустического сигнала распался на три составляющие, которые, по нашему мнению, соответствуют трем модам, сформированным под влиянием двух осадочных слоев с различными акустическими характеристиками в них, которые прослеживаются по акустической трассе.

На рис. 16 (верхняя часть) показана корреляционная функция гидроакустического основного фазоманипулированного сигнала частотой 22 Гц, а также его третьей и пятой гармоник (66 Гц и 110 Гц соответственно). Можно отметить следующий факт – мощность излученного сигнала 22 Гц по отношению к излученному сигналу 33 Гц в несколько раз больше, а принятые сигналы по амплитуде разнятся не существенно. По нашему мнению, в точке излучения толщина волновода не позволила в полной мере сформировать модовую структуру излученного сигнала 22 Гц. На коррелограмме основной сигнал 22 Гц, также как и в случае с 33 Гц сигналом, имеет один пик. В случае, когда излучение проводилось из точки 4, где мощность осадочного слоя в точке излучения превышала 220 м, амплитуды принятых сигналов 22 Гц и 33 Гц соответствовали заявленной разнице.

Таким образом, экспериментально подтверждена работоспособность нового низкочастотного гидроакустического излучателя, а обработка и ана-


Рис. 1. а) Схема гидроакустического эксперимента. Звезлочками отмечены точки излучения акустических сигналов 22 Гц и 33 Гц, кружком отмечена автономная донная гидроакустическая приемная станция. б) Верхний рисунок – корреляционная функция гидроакустического основного сигнала с частотой 33 Гц и его третья гармоника 99 Гц, нижний рисунок корреляционная функция гидроакустического основного сигнала с частотой 22 Гц, третья гармоника 66 Гц и пятая гармоника 110 Гц.

лиз полученных результатов эксперимента показали, что волноводом для низкочастотных сигналов служит как водный слой, так и слой рыхлых осадков до границы фундамента.

Литература

1. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Пивоваров А.А. и др. О перспективах применения лазерных деформографов для диагностики морского дна // Доклады Академии наук. 2013. Т. 452. № 3. С. 321-326.

2. Самченко А.Н., Карнаух В.Н., Аксентов К.И. Геолого-геофизические исследования верхней части осадочного чехла и геоакустическая модель шельфа залива Посьета (Японское море) // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 1. С. 65-75.

3. Самченко А.Н., Швырев А.Н., Пивоваров А.А., Коротченко Р.А. Распространение низкочастотного акустического сигнала в мелком море с учетом влияния неоднородностей в донных осадках // Подводные исследования и робототехника. Дальнаука, 2011. № 2 (12). С. 52-56.

4. Леонтьев А. П., Пивоваров А. А. Автономная приемная двухканальная гидроакустическая станция // Приборы и техника эксперимента. 2013. № 4. С. 144–145.

ИССЛЕДОВАНИЕ РЕЗОНАНСНЫХ КОЛЕБАНИЙ В ЗАЛИВЕ НАХОДКА

С.В. Смирнов

ИАПУ ДВО РАН, smirnoff@iacp.dvo.ru

Изучение резонансных свойств прибрежных акваторий имеет большое практическое значение, поскольку резонансное усиление при определенных условиях может приводить к катастрофическому увеличению амплитуды приходящих волн различного происхождения [1], представляющему опасность для населения и прибрежных инженерных сооружений. Для исследования особенностей колебаний уровня в заливе Находка проведен анализ натурных данных с поста Находка (42,80°N, 132,92°E) сети наблюдения за уровнем моря российской службы предупреждения о цунами. Интерпретация и совместный анализ результатов измерений выполнены с привлечением вычисленных пространственно-временных параметров колебаний уровня, являющихся откликами на гармонические по времени вынуждающие воздействия в численной модели мелкой воды с учетом сил трения и разностной аппроксимацией на нерегулярной треугольной пространственной сетке. Явление резонанса наступает с приближением частоты колебаний вынуждающей силы к частоте собственных колебаний системы. Для расчета собственных колебаний в окрестностях хорошо выраженных максимумов энергетического спектра для данных натурных измерений применена спектрально-разностная модель [2].

С автоматизированного поста Находка поступают осредненные данные измерений уровня с дискретностью 1 *мин.* Для получения сглаженной спектральной оценки временная последовательность длительностью 270 суток с началом 20.08.2012 была разбита на временные отрезки по 27 суток, перекрывающиеся на половину длины. График спектральной плотности мощности, полученный осреднением двусторонних выборочных спектров, вычисленных с применением оконной функции Хемминга по каждому из отрезков, представлен на рис. 1*a*, где по оси абсцисс – значения периодов в минутах. На графике отчетливо выделяются группы пиков с периодами в окрестностях 28, 37, 40 и 70 *мин*.

Численная модель основана на линеаризованной относительно основного состояния покоя системе уравнений мелкой воды в сферической системе координат с учетом внешнего воздействия и силы трения о дно, описанной линейной зависимостью от компонент скорости. Расчеты резонансного отклика водоема производятся при некоторых заданных значении частоты и распределении амплитуды вынуждающей силы. Основные положения процедуры построения разностных аналогов уравнений на нерегулярной треугольной сетке изложены в работе [2]. После исключения компонент скорости из системы разностных уравнений получаем систему линейных уравнений с правой частью, зависящей от вынуждающей силы. Решая эту систему, получаем соответствующие заданным частотам пространственные распределения амплитуд колебаний уровня. Залив Находка – полузамкнутый водоем с широким входом. Чтобы избежать трудностей с формулировкой условий на жидкой границе, в вычислительную область включено Японское море с закрытыми проливами. Наиболее подробно на сетке описаны акватории бухты Находка и бухты Врангеля.

Расчеты резонансного отклика проведены для последовательности значений периода колебаний в промежутке 10 – 120 *мин* с шагом 0,001 *мин*. По значениям решений в сеточном узле, ближайшем к местоположению измерителя, построены резонансные кривые, описывающие зависимость амплитуды вынужденных колебаний от периода *T* при фиксированных амплитуде



Рис. 1. а) Оценка осредненной спектральной плотности мощности. б) Резонансная кривая.

и направлении вынуждающей силы. В качестве примера, на рис. 16 представлена нормированная резонансная кривая для простого случая зонального направления ветрового воздействия, равномерного по всему морю. Расположение пиков на резонансных кривых хорошо соответствует расположению основных максимумов энергетического спектра для данных натурных измерений. Построены пространственные формы колебаний для частот, соответствующих основным пикам резонансных кривых. Показано, что полученные решения имеют формы, характерные для сейшевых мод: второй продольной, первой поперечной, первой продольной и основной продольной моды соответственно [3]. Следовательно, в заливе Находка возможно резонансное усиление приходящих волн с периодами в окрестностях выделенных значений. Наибольшие амплитуды перечисленных сейшевых мод нужно ожидать в вершинной части бухты Находка.

В дальнейших экспериментальных и численных исследованиях колебаний в заливе Находка целесообразно расширение системы измерителей в прибрежных районах залива, рассмотрение сценариев с возмущающими воздействиями как вне залива, так и местными ветрами. Примененная в данной работе численная модель может быть задействована при планировании размещения измерителей в натурных экспериментах, интерпретации и анализе результатов. Кроме того, она может быть полезна, например, при подготовке сценариев вычислительных экспериментов по изучению резонансных колебаний с применением более сложных численных моделей: для определения услови й на открытых границах, выбора вида и параметров внешнего воздействия, задания близких к резонансу начальных условий.

Работа выполнена при частичной поддержке Программы Президиума РАН (проект 0262-2014-0157 по разделу "Фундаментальные проблемы математического моделирования") и Программы ДВО РАН "Дальний Восток" (проекты 15-I-4-021 и 15-I-1-034). Численные расчеты проведены в ЦКП Дальневосточный вычислительный ресурс.

Литература

1. Rabinovich A.B. Seiches and Harbor Oscillations. /In: Handbook of Coastal and Ocean Engineering, Y.C. Kim (ed.). Singapoure, World Scientific Publ., 2009, chapter 9, pp. 193-236.

2. Смирнов С.В. О расчете сейшевых колебаний средней части залива Петра Великого // Сибирский журнал вычислительной математики. 2014. Т. 17, № 2 С. 203-216.

3. Смирнов С.В. О сейшевых колебаниях в заливе Находка // Метеорология и гидрология. 2016, № 1. С. 78-85.

МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ АКУСТИЧЕСКИХ ИМПУЛЬСОВ В 3D ВОЛНОВОДАХ НА ОСНОВЕ МЕТОДА МОДОВЫХ ПАРАБОЛИЧЕСКИХ УРАВНЕНИЙ В СОЧЕТАНИИ С ФУРЬЕ-СИНТЕЗОМ

М.Ю. Трофимов, С.Б. Козицкий, А.Д. Захаренко

ТОИ ДВО РАН

В недавних работах авторов созданы и протестированы методы модового параболического уравнения (МПУ), как адиабатического, так и с взаимодействием мод, для акустических волноводов, характерных для мелкой воды. Однако, эти методы ограничиваются случаем распространения тональных сигналов фиксированной частоты от точечного подводного источника. Для практических нужд более актуальным является моделирование распространения импульсных сигналов. В данной работе была поставлена задача создания комплекса программ для моделирования акустических импульсов с использованием натурных данных.

Для моделирования распространения импульсов использована методика, основанная на быстром преобразовании Фурье (БПФ) для представления импульсного сигнала в виде суммы тональных компонент. Амплитуда каждой из компонент вычисляется при помощи МПУ в точке приемника, и затем итоговый импульсный сигнал вычисляется при помощи обратного БПФ.

При моделировании каждой из тональных компонент сначала вычисляются собственные числа и функции по всей трассе для данной частоты, далее вычисляются коэффициенты параболического уравнения, и, наконец, производится вычисление потерь на распространение при помощи МПУ в точке приемника импульса. Непосредственно МПУ вычисляется с применением схемы Кранка-Николсона. Двумя разными способами решен вопрос задания начальных условий для МПУ, исходя из данных опорного гидрофона. Также решен вопрос априорной оценки числа распространяющихся мод для каждой из тональных компонент, существенно зависящего от частоты.

Для тестирования разработанной технологии моделирования распространения импульсных сигналов был проведен ряд численных экспериментов. Для моделирования мы выбрали прямоугольную область размером 4000 м на 810 м с координатами X и Y соответственно. Общая глубина области моделирования выбрана 500 м, из тех соображений, чтобы она была примерно на порядок больше средней глубины моря по трассе. Профиль глубин области по X выбирался как из экспериментальных данных, так и из модельных задач и составляет около 41 м. Профили скорости звука, а также профили плотности среды в воде и в дне взяты из экспериментальных дан-



Рис. 1. Сигнал опорного гидрофона. Расстояние от источника - 22 м, глубина - 8 м.

ных. Поглощение в воде отсутствует, поглощение в дне - 0.05 dB/ λ выбрано достаточно малым, чтобы высокие моды, сосредоточенные преимущественно в дне, давали ощутимый вклад в акустический импульс в точке приемника. В качестве исходного брался пересчитанный к начальным условиям сигнал опорного гидрофона, спектр которого был ограничен диапазоном частот от 10 до 120 Гц.

Для иллюстрации влияния боковой рефракции на распространение акустических импульсов была выбрана модельная батиметрия с Гауссовой мелью, смещенной к верхней части области так, чтобы на прямой Y=0 изменение глубин было бы несущественным. Сначала моделировалось распространение акустического импульса вдоль прямой Y=0 в плоском случае (2D). Затем результаты сравнивались со случаем моделирования импульса с рефракцией от Гауссовой мели (3D). Существенная разница в форме и спектре импульсов в точке приемника с учетом (3D) и без учета (2D) трехмерной геометрии говорит о том, что в задачах моделирования акустических импульсов в океане трехмерная геометрия области играет существенную роль.

Для тестирования разработанного метода моделирования распространения импульсов мы также использовали клиновую геометрию области, где дно наклонено вдоль оси Y поперек к направлению распространения волн. Мы выбрали наклон равный 2 градуса так, чтобы разница глубин на верхней и нижней границе области составляла порядка 20 м. Результаты моделирова-



Рис. 2. Форма импульса на расстоянии 4 км от источника, глубина приемника – 15 м, рассматриваются 2 моды, Y-координата приемника -400 м.

ния показывают, что при перемещении приемника сигнала вдоль оси Y форма принимаемого импульса существенно меняется.

Еще одной иллюстрацией роли трехмерности в выбранной клиновой геометрии является сравнение с двумерным случаем, соответствующим плоскому дну. Мы моделировали распространение импульса для плоского дна (2D) с приемником в точке Y=0, а затем, не двигая приемник, наклоняли дно на 2 градуса и сравнивали полученные результаты. Оказалось, что разница между двумерным и трехмерным распространением акустического импульса поперек клина весьма существенна. О том же говорят и спектры импульсов во всех рассмотренных случаях. Разница в амплитуде спектральных компонент может достигать 10-15 дБ.

В результате работы создан и протестирован программный комплекс, позволяющий моделировать распространения импульсных акустических сигналов в океане в трехмерной геометрии с использованием метода модового параболического уравнения и разложения сигналов в спектр по тональным компонентам. При этом использовался как вариант адиабатического модового параболического уравнения для тонального сигнала, так и вариант модового параболического уравнения с взаимодействием мод. На модельных примерах показано, что влияние трехмерной геометрии на форму акустического импульса имеет существенный характер.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ ЛИТОСФЕРЫ

А.Н. Четырбоцкий

ДВГИ ДВО РАН, Chetyrbotsky@yandex.ru

Численное представление динамики литосферы в большинстве случаев основано на положениях теории сплошной среды и стационарных уравнениях Навье-Стокса. Так в [1] для этого рассмотрена двухслойная модель приповерхностной зоны Земли, где полагается присутствие литосферы и астеносферы на всем протяжении с характерными толщинами порядка 100 км. Поскольку их толщины существенно меньше радиуса Земли, то они соответствуют тонким слоям. Далее в сферической системе координат выписываются уравнения неразрывности слоев, уравнение Навье-Стокса без учета инерционных составляющих движения и уравнение динамики температуры при соответствующих условиях на границах слоев.

В рамках динамики плит подобные допущения используются в ряде работ [2,3]. На основании положений одномерной теории упругости и вертикальных колебаний тонких однородных пластин в [4,5] изучен режим деформаций и колебаний ледового покрова оз. Байкал. Следует отметить, что на современном этапе ледяной покров морей и озер считается удобной наблюдаемой в реальном времени моделью литосферы. Реальная же литосфера вовсе не соответствует однородной тонкой пластине. Действительно, в рамках модели динамики пластин имеет место колебания ее срединного слоя, следует также учитывать пространственно-распределенные температурные воздействия и ряд других факторов воздействия.

Вместе с тем, для представления динамики литосферы наиболее перспективным видится сочетание указанных походов и механических моделей прогибов пластин. Уравнения модели можно записать в виде

$$\rho h W_{tt} + D\Delta^2 W - (1 - \mu) (D_{vv} W_{xx} - 2D_{xv} W_{xv} + D_{xx} W_{vv}) + \alpha W = F$$

где ρ , **h** плотность и толщина литосферы (в общем случае функции координат и времени); W = W(x, y, t) прогибы литосферы; $D = Eh^{\dagger}3/12(1 - \mu)$ цилиндрическая жесткость; E, μ модули упругости (модуль Юнга и коэффициент Пуассона); Δ^2 так называемый бигармонический оператор; α так называемый коэффициент постели, который отражает воздействие подстилающей поверхности (в данном случае астеносферы) на саму литосферу; Fсовокупное воздействие сил на литосферу. Здесь для удобства и краткости использована принятая в механике сплошной среды мнемоника записи частных производных. В качестве граничных условий принимается отсутствие растягивающих и сжимаемых напряжений на граница плиты, а также отсутствие на них касательных напряжений. Учитывается также температурное воздействие.

По пространственным переменным модель имеет 4-й порядок. Поэтому для ее решения требуются значения прогибов в 2-х законтурных узлах. Здесь предлагается процедура их расчета, которая состоит в решении уравнений первого и второго порядков по пространственным переменным.

Литература

 Занемонец В.Б., Котелкин В.Д., Мясников В.П. О динамике литосферных движений // Известия АН СССР. Физика Земли. № 5. 1974. С.43-54

2. Lithgow-Bertelloni C., Richards M. The dynamics of cenozoic and mesozoic plate motions // Reviews of Geophysics, 36, 1 /February 1998, p. 27-78

3. Захаров В.С. Самоподобие структур и процессов в литосфере по результатам фрактального и динамического анализа // Дисс. д.г.-м.-н. по специальности 25.00.03, 2014. 281 с.

4. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Гранин Н.Г., Жданов А.А., Кучер К.М., Бойко Е.В., Тимофеев А.В. Деформация ледового покрова, приливные и собственные колебания уровня озера Байкал // Физическая мезомеханика. 2010. № 13 спецвыпуск. С. 58–71. 5. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В., Бойко Е.В. Деформации ледового покрова озера Байкал при климатических и приливных воздействиях // Вестник НГУ. Серия: Математика, механика, информатика. 2012. Т. 12, вып. 4. С. 123–133

6. Кулешов А.А, О численном методе решения задачи поперечных колебаний тонких упругих пластин, Матем. моделирование, 2005, т. 17, № 4, С. 10–26

Все участники в алфавитном порядке:

- 1. Ажибаева О.С.
- 2. Алексанина М.Г.
- 3. Аннин В.К.
- 4. Базылев П.В.
- 5. Батраков А.Г.
- 6. Безответных Н.М.
- 7. Боголюбов Б.Н.
- 8. Бритенков А.К.
- 9. Бронников А.К.
- 10. Будрин С.С.
- 11. Буланов В.А.
- 12. Буренин А.В.
- 13. Буров Б.А.
- 14. Вагина Н.К.
- 15. Вакульская Н.М.
- 16. Валитов М.Г.
- 17. Василенко Л.Н.
- 18. Ващенкова Н.Г.
- 19. Власова Г.А.
- 20. Гаврилов А.А.
- 21. Гайко Л.А.
- 22. Голик А.В.
- 23. Гончаров Р.А.
- 24. Гончарова А.А.
- 25. Горовая М.Т.
- 26. Горовой С.В.
- 27. Горожанцев С.В.
- 28. Горячев В.А.
- 29. Громашева О.С.

- 30. Гулин О.Э.
- 31. Долгих Г.И.
- 32. Долгих С.Г.
- 33. Дорофеева Д.В.
- 34. Дрога А.Н.
- 35. Дубина В.А.
- 36. Еременко И.В.
- 37. Захаренко А.Д.
- 38. Захарков С.П.
- 39. Зацерковный А.В.
- 40. Зимин П.С.
- 41. Иванова Г.Ф.
- 42. Изосов Л.А.
- 43. Казанский Б.А.
- 44. Каменев С.И.
- 45. Каплун В.Б.
- 46. Клещёва Т.И.
- 47. Ковзель Д.Г.
- 48. Козицкий С.Б.
- 49. Константинов О.Г.
- 50. Короченцев В.И.
- 51. Корсков И.В.
- 52. Кривошеев И.А.
- 53. Крумгольц И.Я.
- 54. Кулинич Р.Г.
- 55. Лазарюк А.Ю.
- 56. Лепешко В.В.
- 57. Ли Н.С.
- 58. Лисунов Е.В.

- 59. Ломтев В.Л.
- 60. Луговой В.А.
- 61. Любицкий Ю.В.
- 62. Ляпидевский В.Ю.,
- 63. Ляшков А.С.
- 64. Манилов Ю.Ф.
- 65. Манульчев Д.С.
- 66. Марченко С.С.
- 67. Марьина Е.Н.
- 68. Медведев И.В.
- 69. Медведев С.Н.
- 70. Мельниченко Н.А.
- 71. Мельниченко Ю.И.
- 72. Минервин И.Г.
- 73. Мишаков А.В.
- 74. Мишуков В.Ф.
- 75. Молданова У.Г.
- 76. Моргунов Ю.Н.
- 77. Мороз В.В.
- 78. Навроцкий В.В.,
- 79. Наумов С.Б.
- 80. Нерода А.С.
- 81. Новотрясов В.В.
- 82. Обжиров А.И.
- 83. Олейников И.С.
- 84. Осипова Е.Б.
- 85. Павлова Е.П.
- 86. Пак В.В.
- 87. Пермяков М.С.
- 88. Перфилов В.А.
- 89. Пивоваров А.А.

- 90. Пиксайкин Н.С. 91. Пишальник В.М. 92. Плетнев С.П. 93. Плотников А.А. 94. Плотников В.В. 95. Половинка Ю.А. 96. Пономарев В.И. 97. Попов П.Н. 98. Поталова Е.Ю. 99. Прокудин В.Г. 100. Прошкина З.Н. 101. Рассказов И.Ю. 102. Романюк В.А. 103. Рудых Н.И. 104. Рутенко А.Н. 105. Саломатин А.С. 106. Самченко А.Н. 107. Смирнов С.А. 108. Смирнов С.В. 109. Смирнова О.Л. 110. Сон С. 111. Старжинский С.С. 112. Суботэ А.Е. 113. Съелин В.Т. 114. Сырбу Н.С. 115. Тагильнев А.А. 116. Терехов Е.П. 117. Ткаченко Е.С. 118. Точилина С.В. 119. Трофимов М.Ю.
- 120. Тювеев А.В.

- 121. Файман П.А. 122. Фарфель В.А. 123. Фищенко В.К. 124. Харченко Т.А. 125. Храпченков Ф.Ф. 126. Xy Tao 127. Цой Д.И. 128. Цой И.Б. 129. Черанев М.Ю. 130. Черемных А.В. 131. Черемных А.С. 132. Четырбоцкий А.Н.
- 138. Швырев А.Н. 139. Шлык Н.В. 140. Шумилов И.В. 141. Щеглов С.Г. 142. Щуров В.А. 143. Юнаева Т.Д. 144. Яковенко С.В.

133. Чупин В.А.

136. Швец В.А.

137. Швецов Г.П.

145. Ярощук И.О.

134. Шакиров Р.Б.

135. Шамурина А.И.

СОДЕРЖАНИЕ

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ И СРЕДСТВА МОНИТОРИНГА И ТОМОГРАФИИ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН

Долгих Г.И. Физика геосфер	5
Базылев П.В., Крумгольц И.Я., Луговой В.А. Государственные эталоны для	
обеспечения единства измерений в области параметров распространения	
ультразвуковых волн в твердых средах	8
Базылев П.В., Крумгольц И.Я., Луговой В.А. Измерения скорости ультразвука	
в неметаллических материалах с использованием емкостных преобразо-	
вателей	11
Безответных Н.М. Храпченков Ф.Ф. Спектральный анализ данных измере-	
ний гидрофизических характеристик в шельфовой зоне моря	16
Бритенков А.К., Боголюбов Б.Н., Перфилов В.А., Смирнов С.А., Фарфель В.А.	
Перспективы использования 3D-печати и возможности SLM-технологии	
для изготовления компактных низкочастотных гидроакустических пре-	
образователей со сложной геометрий излучающей оболочки	19
Буланов В.А., Корсков И.В. О возможности изучения плотности, сжимаемости	
и скорости звука включений в жидкостях индикатрисными методами рас-	
сеяния звука	22
Буланов В.А., Корсков И.В. Попов П.Н. Применение параметрических излуча-	
телей для изучения структуры донных осадков в мелком море	26
Буренин А.В., Моргунов Ю.Н. Распространение сложных сигналов из шельфа	
в глубокое море в зимних гидрологических условиях Японского моря	30
Вакульская Н.М. Дубина В.А., Плотников В.В. Спутниковая индикация коге-	
рентных структур в поле дрейфующего льда на шельфе Охотского моря .	34
Гайко Л.А. Сравнительный анализ хода температуры воды и воздуха вдоль	
побережья Приморского края за последние десятилетия с климатической	
нормой (Японское море)	36
Горовой С.В., Наумов С.Б. Некоторые результаты исследования временной	
изменчивости фазы взаимного спектра сейсмического фона в районе за-	
лива Посьета Японского моря	40
Горячев В.А., Шлык Н.В., Мишуков В.Ф., Нерода А.С. Космогенный радиоизо-	
топ ⁷ Ве в приземной атмосфере города Владивосток	44
Долгих С.Г. Регистрация собственных колебаний земной коры пространствен-	
но-разнесенными лазерными деформографами	48
Дорофеева Д.В., Еременко И.В., Пищальник В.М. К вопросу учета сплоченно-	
сти массива льда при расчете ледовитости Татарского пролива	50
Дубина В.А., Фищенко В.К. Внутренние гравитационные волны в заливе Пе-	
тра Великого по данным спутниковых наблюдений и наземной видео-	
съёмки	54
Каменев С.И. Навигационное обеспечение аппаратов с использованием мето-	_
да обращения времени	56
Каменев С.И. Гидроакустические фазоманипулированные сигналы с допол-	
нительной частотной модуляцией	59

Ковзель Д.Г. Разработка автономных акустических регистраторов с низкими	
уровнями собственных шумов	61
Константинов О.Г. Многоуровневый поляризационный мониторинг при-	
брежной зоны	65
Лазарюк А.Ю., Захарков С.П., Марьина Е.Н., Мельниченко Н.А., Тювеев А.В.	
Гидрологический режим бухты Новик (о. Русский) по результатам на-	
блюдений 2013-2017 гг.	66
Лисунов Е.В., Горожанцев С.В. Реакция гравиметра gPhone на северокорей-	
ские взрывы 12 февраля 2013 года и 9 сентября 2016 года	70
Манульчев Д.С. Распространение энергии акустических импульсных сигналов	
на шельфе	75
Медведев И.В. Возможности системы спутниковой связи "Ирилиум" лля сбо-	
ра гилроакустической информации с улаленных акваторий	78
<i>Мишуков В Ф. Нерода А С. Горячев В А</i> Глобальный атмосферный перенос	, 0
искусственных ралионукцилов после аварии на АЭС – Фукусима-1	82
Мороз В В Формирование особенностей гипропогических условий севе-	02
по-росточной зоны Японского моря в летний период	86
Парияков М.С. Клашёва Т.И. Поталова Е.Ю. Проза А.Н. Узрактеристики	00
облащий степи стала тайфунов по ваниим сети покализации молний	00
Писосапос Л. А. Парариок Л. Ю. Шаниева Л. Н. Салисико Л. Н. Колиброрко ор	90
пивовиров А.А., лизирюк А.Ю., швырев А.П., Симченко А.П. Калиоровка ав-	02
Тономных регистраторов гидростатического давления	93
Пиксаикин Н.С., Ажиоаева О.С., Руоых Н.И. Адаптация модулей Гидродина-	07
мической модели для программного обеспечения Ocean Data view	97
пищальник В.М., Минервин И.Г., Шумилов И.В. Предварительные результаты	
расчетов ооъема льда на основе данных дистанционного зондирования	00
земли	98
Половинка Ю.А. Мониторинг движения донных тектонических плит с исполь-	100
зованием методов точного гидроакустического позиционирования	102
Рассказов И.Ю., Долгих Г.И., Луговои В.А., Долгих С.Г. Цои Д.И. Результаты	
геодинамического мониторинга с применением лазерного деформографа	100
в районе Стрельцовского рудного поля	106
Романюк В.А., Пищальник В.М., Еременко И.В. Анализ ледовитости залива	
Анива и пролива Лаперуза с учётом сплоченности массива льда	110
Рудых Н.И., Власова Г.А., Марченко С.С. Применение программного обеспе-	
чения «Ocean Data View» для анализа условий формирования апвеллинга	
в Южно-Китайском море	114
Рутенко А.Н. Распространение сейсмоакустических волн через границу	
«море - суша»	116
Сырбу Н.С., Шакиров Р.Б. Формирование аномалий гелия и водорода в осад-	
ках с газовыми гидратами в районе южной части Татарского пролива и	
северо-западного борта Курильской котловины	120
Тагильцев А.А., Черанев М.Ю., Гончаров Р.А. Швецов Г.П. Автономный изме-	
ритель скорости и направления течения	124
Фищенко В.К. Регистрация морского волнения береговыми сейсмическими	
станциями	127
Фищенко В.К., Зимин П.С., Суботэ А.Е., Голик А.В., Зацерковный А.В. Трехто-	
чечные видеоволномеры	131

Фищенко В.К., Зацерковный А.В., Гончарова А.А. Зимин П.С., Суботэ А.Е.,	
Голик А.В. Применение систем подводного видеонаблюдения для оцени-	
вания гидрологических характеристик	135
Чупин В.А. Особенности результатов корреляционной обработки при исследо-	
вании строения морского дна	140
Швец В.А. Система регистрации лазерного деформографа с синхронным де-	
тектором на основе полосового фильтра	142
Щуров В.А., Иванова Г.Ф. Ляшков А.С. Ткаченко Е.С. Щеглов С.Г. Обоснова-	
ние принципа действия векторно-фазового сонара	144
Яковенко С.В., Будрин С.С. Регистрация литосферных гравитационных волн с	
использованием лазерно-интерференционных методов измерений	149

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И МОДЕЛЬНО-ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ)

 потока пузырькового метана из донных осадков в водный слой в зонах тектонических разломов после глубокофокусных землетрясений	Буров Б.А., Саломатин А.С., Обжиров А.И. Наблюдения резкого увеличения	
 тектонических разломов после глубокофокусных землетрясений	потока пузырькового метана из донных осадков в водный слой в зонах	
 Гаврилов А.А. Поднятие Дарвина и вопросы геолого-геоморфологической индикации надплюмовых мегасводов дна Тихого океана	тектонических разломов после глубокофокусных землетрясений	151
дикации надплюмовых мегасводов дна Тихого океана 15 Гаврилов А.А. Разломы полуострова Гамова и прилегающей территории по данным дешифрирования космических снимков 15 Каплун В.Б., Бронников А.К. Геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по данным магнитотеллурических зонди- рований 16 Лепешко В.В., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И. Сравнение структур релье- фа и гравитационного поля в азиатско-тихоокеанском регионе 16 Ломтев В.Л. О строении некоторых форм рельефа тихоокеанской окраины Камчатки 17 Лобшкий Ю.В. О возможности использования многолетних трендов уров- ня моря на побережье дальневосточных морей для оценки современных вертикальных движений земной коры 17 Манилов Ю.Ф. Особенности глубинного строения Южного Сихотэ-Алиня по геофизическим данным 17 Медведев С.Н., Прокудин В.Г. Скоростная модель чехла зоны перехода конти- нент-оксан (Японское и Охотское моря) 18 Мельниченко Ю.И., Валитов М.Г., Ли Н.С. Идентификация рельефа возвы- шенности Ямато (Японское море) 19 Мавроцкий В.В., Лялидевский В.Ю., Павлова Е.П, Храпченков Ф.Ф. Экспери- ментальные исследования потоков тепла, импульса и энергии в прибреж- ной зоне моря 19 Обжиров А.И. Природные газы в геосфере Земли 19	Гаврилов А.А. Поднятие Дарвина и вопросы геолого-геоморфологической ин-	
Гаврилов А.А. Разломы полуострова Гамова и прилегающей территории по данным дешифрирования космических снимков 15 Каллун В.Б., Бронников А.К. Геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по данным магнитотеллурических зонди- рований 16 Лепешко В.В., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И. Сравнение структур релье- фа и гравитационного поля в азиатско-тихоокеанском регионе 16 Ломтев В.Л. О строении некоторых форм рельефа тихоокеанской окраины Камчатки 17 Ломтев В.Л. Новые данные о строении запада Каролинской плиты ложа Па- цифики 17 Любицкий Ю.В. О возможности использования многолетних трендов уров- ня моря на побережье дальневосточных морей для оценки современных вертикальных движений земной коры 17 Манилов Ю.Ф. Особенности глубинного строения Южного Сихотэ-Алиня по геофизическим данным 18 Медведев С.Н., Прокудин В.Г. Скоростная модель чехла зоны перехода конти- нент-океан (Японское и Охотское моря) 18 Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А., Казанский Б.А., Лепешко В.В., Осипова Е.Б. О ротационной геодинамике Северо-Западной котловины Тихого океана 19 Мельниченко Ю.И., Валитов М.Г., Ли Н.С. Идентификация рельефа возвы- шенности Ямато (Японское море) 19 Навроцкий В.В., Ляпидевский В.Ю., Павлова Е.П., Храпченков Ф.Ф. Экспери- ментальные исследования потоков тепла, импульса и энергии в прибреж- ной зоне моря 19 Обжиров А.И. Природные газы в геосфере Земли 19	дикации надплюмовых мегасводов дна Тихого океана	155
данным дешифрирования космических снимков 15 Каплун В.Б., Бронников А.К. Геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по данным магнитотеллурических зондирований 16 Лепешко В.В., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И. Сравнение структур рельефа и гравитационного поля в азиатско-тихоокеанском регионе 16 Ломтев В.Л. О строении некоторых форм рельефа тихоокеанской окраины Камчатки 17 Ломтев В.Л. Новые данные о строении запада Каролинской плиты ложа Пацифики 17 Любицкий Ю.В. О возможности использования многолетних трендов уровня моря на побережье дальневосточных морей для оценки современных вертикальных движений земной коры 17 Манилов Ю.Ф. Особенности глубинного строения Южного Сихотэ-Алиня по геофизическим данным 18 Медведев С.Н., Прокудин В.Г. Скоростная модель чехла зоны перехода континент-океан (Японское и Охотское моря) 18 Мельниченко Ю.И., Валитов М.Г., Ли Н.С. Идентификация рельефа возвышенности Ямато (Японское море) 19 Навроцкий В.В., Ляпидевский В.Ю., Павлова Е.П, Храпченков Ф.Ф. Экспериментальные исследования потоков тепла, импульса и энергии в прибрежной зоне моря 19 Обжиров А.И. Природные газы в геосфере Земли 19	Гаврилов А.А. Разломы полуострова Гамова и прилегающей территории по	
 Каплун В.Б., Бронников А.К. Геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по данным магнитотеллурических зондирований	данным дешифрирования космических снимков	159
 мантии Южного Сихотэ-Алиня по данным магнитотеллурических зондирований Пепешко В.В., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И. Сравнение структур рельефа и гравитационного поля в азиатско-тихоокеанском регионе Помтев В.Л. О строении некоторых форм рельефа тихоокеанской окраины Камчатки Помтев В.Л. Новые данные о строении запада Каролинской плиты ложа Пацифики Побицкий Ю.В. О возможности использования многолетних трендов уровня моря на побережье дальневосточных морей для оценки современных вертикальных движений земной коры Манилов Ю.Ф. Особенности глубинного строения Южного Сихотэ-Алиня по геофизическим данным Медведев С.Н., Прокудин В.Г. Скоростная модель чехла зоны перехода континент-океан (Японское и Охотское моря) Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А., Казанский Б.А., Лепешко В.В., Осипова Е.Б. О ротационной геодинамике Северо-Западной котловины Тихого океана Мельниченко Ю.И., Валитов М.Г., Ли Н.С. Идентификация рельефа возвышенности Ямато (Японское море) Навроцкий В.В., Ляпидевский В.Ю., Павлова Е.П., Храпченков Ф.Ф. Экспериментальные исследования потоков тепла, импульса и энергии в прибрежной зоне моря Обжиров А.И. Природные газы в геосфере Земли 	Каплун В.Б., Бронников А.К. Геоэлектрический разрез земной коры и верхней	
рований 16 Лепешко В.В., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И. Сравнение структур релье- фа и гравитационного поля в азиатско-тихоокеанском регионе 16 Ломтев В.Л. О строении некоторых форм рельефа тихоокеанской окраины Камчатки 17 Ломтев В.Л. Новые данные о строении запада Каролинской плиты ложа Па- цифики 17 Любицкий Ю.В. О возможности использования многолетних трендов уров- ня моря на побережье дальневосточных морей для оценки современных вертикальных движений земной коры 17 Манилов Ю.Ф. Особенности глубинного строения Южного Сихотэ-Алиня по геофизическим данным 18 Медведев С.Н., Прокудин В.Г. Скоростная модель чехла зоны перехода конти- нент-океан (Японское и Охотское моря) 18 Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А., Казанский Б.А., Лепешко В.В., Осипова Е.Б. О ротационной геодинамике Северо-Западной котловины Тихого океана 19 Мельниченко Ю.И., Валитов М.Г., Ли Н.С. Идентификация рельефа возвы- шенности Ямато (Японское море) 19 Навроцкий В.В., Ляпидевский В.Ю., Павлова Е.П. Храиченков Ф.Ф. Экспери- ментальные исследования потоков тепла, импульса и энергии в прибреж- ной зоне моря 19 Обжиров А.И. Природные газы в геосфере Земли 19	мантии Южного Сихотэ-Алиня по данным магнитотеллурических зонди-	
Лепешко В.В., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И. Сравнение структур релье- фа и гравитационного поля в азиатско-тихоокеанском регионе 16 Ломтев В.Л. О строении некоторых форм рельефа тихоокеанской окраины Камчатки 17 Ломтев В.Л. Новые данные о строении запада Каролинской плиты ложа Па- цифики 17 Любицкий Ю.В. О возможности использования многолетних трендов уров- ня моря на побережье дальневосточных морей для оценки современных вертикальных движений земной коры 17 Манилов Ю.Ф. Особенности глубинного строения Южного Сихотэ-Алиня по геофизическим данным 18 Медведев С.Н., Прокудин В.Г. Скоростная модель чехла зоны перехода конти- нент-океан (Японское и Охотское моря) 18 Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А., Казанский Б.А., Лепешко В.В., Осипова Е.Б. О ротационной геодинамике Северо-Западной котловины Тихого океана 19 Мельниченко Ю.И., Валитов М.Г., Ли Н.С. Идентификация рельефа возвы- шенности Ямато (Японское море) 19 Навроцкий В.В., Лялидевский В.Ю., Павлова Е.П, Храпченков Ф.Ф. Экспери- ментальные исследования потоков тепла, импульса и энергии в прибрежной зоне моря 19 Обжиров А.И. Природные газы в геосфере Земли 19	рований	163
фа и гравитационного поля в азиатско-тихоокеанском регионе 16 Ломтев В.Л. О строении некоторых форм рельефа тихоокеанской окраины 17 Камчатки 17 Ломтев В.Л. Новые данные о строении запада Каролинской плиты ложа Пацифики 17 цифики 17 Любицкий Ю.В. О возможности использования многолетних трендов уровня моря на побережье дальневосточных морей для оценки современных вертикальных движений земной коры 17 Манлов Ю.Ф. Особенности глубинного строения Южного Сихотэ-Алиня по геофизическим данным 17 Медведев С.Н., Прокудин В.Г. Скоростная модель чехла зоны перехода континент-океан (Японское и Охотское моря) 18 Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А., Казанский Б.А., Лепешко В.В., Осипова Е.Б. 19 О ротационной геодинамике Северо-Западной котловины Тихого океана 19 Мельниченко Ю.И., Валитов М.Г., Ли Н.С. Идентификация рельефа возвышенности Ямато (Японское море) 19 Навроцкий В.В., Лялидевский В.Ю., Павлова Е.П, Храпченков Ф.Ф. Экспериментальные исследования потоков тепла, импульса и энергии в прибрежной зоне моря 19 Обжиров А.И. Природные газы в геосфере Земли 19	Лепешко В.В., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И. Сравнение структур релье-	
Ломтев В.Л. О строении некоторых форм рельефа тихоокеанской окраины 17 Камчатки 17 Ломтев В.Л. Новые данные о строении запада Каролинской плиты ложа Пацифики 17 Цифики 17 Любицкий Ю.В. О возможности использования многолетних трендов уровня моря на побережье дальневосточных морей для оценки современных вертикальных движений земной коры 17 Манлов Ю.Ф. Особенности глубинного строения Южного Сихотэ-Алиня по геофизическим данным 17 Медведев С.Н., Прокудин В.Г. Скоростная модель чехла зоны перехода континент-океан (Японское и Охотское моря) 18 Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А., Казанский Б.А., Лепешко В.В., Осипова Е.Б. 19 О ротационной геодинамике Северо-Западной котловины Тихого океана 19 Мельниченко Ю.И., Валитов М.Г., Ли Н.С. Идентификация рельефа возвышенности Ямато (Японское море) 19 Навроцкий В.В., Лялидевский В.Ю., Павлова Е.П, Храпченков Ф.Ф. Экспериментальные исследования потоков тепла, импульса и энергии в прибрежной зоне моря 19 Обжиров А.И. Природные газы в геосфере Земли 19	фа и гравитационного поля в азиатско-тихоокеанском регионе	167
 Камчатки	Ломтев В.Л. О строении некоторых форм рельефа тихоокеанской окраины	
Ломтев В.Л. Новые данные о строении запада Каролинской плиты ложа Пацифики 17 Дюбицкий Ю.В. О возможности использования многолетних трендов уровня моря на побережье дальневосточных морей для оценки современных вертикальных движений земной коры 17 Манилов Ю.Ф. Особенности глубинного строения Южного Сихотэ-Алиня по геофизическим данным 17 Медведев С.Н., Прокудин В.Г. Скоростная модель чехла зоны перехода континент-океан (Японское и Охотское моря) 18 Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А., Казанский Б.А., Лепешко В.В., Осипова Е.Б. 19 О ротационной геодинамике Северо-Западной котловины Тихого океана 19 Мельниченко Ю.И., Валитов М.Г., Ли Н.С. Идентификация рельефа возвышенности Ямато (Японское море) 19 Навроцкий В.В., Лялидевский В.Ю., Павлова Е.П, Храпченков Ф.Ф. Экспериментальные исследования потоков тепла, импульса и энергии в прибрежной зоне моря 19 Обжиров А.И. Природные газы в геосфере Земли 19	Камчатки	170
цифики 17 Любицкий Ю.В. О возможности использования многолетних трендов уровня моря на побережье дальневосточных морей для оценки современных вертикальных движений земной коры 17 Манилов Ю.Ф. Особенности глубинного строения Южного Сихотэ-Алиня по геофизическим данным 17 Медведев С.Н., Прокудин В.Г. Скоростная модель чехла зоны перехода континент-океан (Японское и Охотское моря) 18 Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А., Казанский Б.А., Лепешко В.В., Осипова Е.Б. 19 О ротационной геодинамике Северо-Западной котловины Тихого океана 19 Мельниченко Ю.И., Валитов М.Г., Ли Н.С. Идентификация рельефа возвышенности Ямато (Японское море) 19 Навроцкий В.В., Ляпидевский В.Ю., Павлова Е.П, Храпченков Ф.Ф. Экспериментальные исследования потоков тепла, импульса и энергии в прибрежной зоне моря 19 Обжиров А.И. Природные газы в геосфере Земли 19	Ломтев В.Л. Новые данные о строении запада Каролинской плиты ложа Па-	
Любицкий Ю.В. О возможности использования многолетних трендов уровня моря на побережье дальневосточных морей для оценки современных вертикальных движений земной коры 17 Манилов Ю.Ф. Особенности глубинного строения Южного Сихотэ-Алиня по геофизическим данным 17 Медведев С.Н., Прокудин В.Г. Скоростная модель чехла зоны перехода континент-океан (Японское и Охотское моря) 18 Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А., Казанский Б.А., Лепешко В.В., Осипова Е.Б. 19 О ротационной геодинамике Северо-Западной котловины Тихого океана 19 Мельниченко Ю.И., Валитов М.Г., Ли Н.С. Идентификация рельефа возвышенности Ямато (Японское море) 19 Навроцкий В.В., Ляпидевский В.Ю., Павлова Е.П, Храпченков Ф.Ф. Экспериментальные исследования потоков тепла, импульса и энергии в прибрежной зоне моря 19 Обжиров А.И. Природные газы в геосфере Земли 19	цифики	175
 ня моря на побережье дальневосточных морей для оценки современных вертикальных движений земной коры 17 Манилов Ю.Ф. Особенности глубинного строения Южного Сихотэ-Алиня по геофизическим данным 18 Медведев С.Н., Прокудин В.Г. Скоростная модель чехла зоны перехода континент-океан (Японское и Охотское моря) 18 Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А., Казанский Б.А., Лепешко В.В., Осипова Е.Б. О ротационной геодинамике Северо-Западной котловины Тихого океана 19 Мельниченко Ю.И., Валитов М.Г., Ли Н.С. Идентификация рельефа возвышенности Ямато (Японское море) 19 Навроцкий В.В., Ляпидевский В.Ю., Павлова Е.П, Храпченков Ф.Ф. Экспериментальные исследования потоков тепла, импульса и энергии в прибрежной зоне моря 19 Обжиров А.И. Природные газы в геосфере Земли 	Любицкий Ю.В. О возможности использования многолетних трендов уров-	
вертикальных движений земной коры 17 Манилов Ю.Ф. Особенности глубинного строения Южного Сихотэ-Алиня по 18 теофизическим данным 18 Медведев С.Н., Прокудин В.Г. Скоростная модель чехла зоны перехода континент-океан (Японское и Охотское моря) 18 Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А., Казанский Б.А., Лепешко В.В., Осипова Е.Б. 18 О ротационной геодинамике Северо-Западной котловины Тихого океана 19 Мельниченко Ю.И., Валитов М.Г., Ли Н.С. Идентификация рельефа возвышенности Ямато (Японское море) 19 Навроцкий В.В., Ляпидевский В.Ю., Павлова Е.П, Храпченков Ф.Ф. Экспериментальные исследования потоков тепла, импульса и энергии в прибрежной зоне моря 19 Обжиров А.И. Природные газы в геосфере Земли 19	ня моря на побережье дальневосточных морей для оценки современных	
Манилов Ю.Ф. Особенности глубинного строения Южного Сихотэ-Алиня по 18 геофизическим данным 18 Медведев С.Н., Прокудин В.Г. Скоростная модель чехла зоны перехода континент-океан (Японское и Охотское моря) 18 Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А., Казанский Б.А., Лепешко В.В., Осипова Е.Б. 18 О ротационной геодинамике Северо-Западной котловины Тихого океана 19 Мельниченко Ю.И., Валитов М.Г., Ли Н.С. Идентификация рельефа возвышенности Ямато (Японское море) 19 Навроцкий В.В., Ляпидевский В.Ю., Павлова Е.П, Храпченков Ф.Ф. Экспериментальные исследования потоков тепла, импульса и энергии в прибрежной зоне моря 19 Обжиров А.И. Природные газы в геосфере Земли 19	вертикальных движений земной коры	179
геофизическим данным 18 Медведев С.Н., Прокудин В.Г. Скоростная модель чехла зоны перехода континент-океан (Японское и Охотское моря) 18 Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А., Казанский Б.А., Лепешко В.В., Осипова Е.Б. 18 О ротационной геодинамике Северо-Западной котловины Тихого океана 19 Мельниченко Ю.И., Валитов М.Г., Ли Н.С. Идентификация рельефа возвышенности Ямато (Японское море) 19 Навроцкий В.В., Ляпидевский В.Ю., Павлова Е.П, Храпченков Ф.Ф. Экспериментальные исследования потоков тепла, импульса и энергии в прибрежной зоне моря 19 Обжиров А.И. Природные газы в геосфере Земли 19	Манилов Ю.Ф. Особенности глубинного строения Южного Сихотэ-Алиня по	
Медведев С.Н., Прокудин В.Г. Скоростная модель чехла зоны перехода континент-океан (Японское и Охотское моря) 18 Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А., Казанский Б.А., Лепешко В.В., Осипова Е.Б. 19 О ротационной геодинамике Северо-Западной котловины Тихого океана 19 Мельниченко Ю.И., Валитов М.Г., Ли Н.С. Идентификация рельефа возвышенности Ямато (Японское море) 19 Навроцкий В.В., Ляпидевский В.Ю., Павлова Е.П, Храпченков Ф.Ф. Экспериментальные исследования потоков тепла, импульса и энергии в прибрежной зоне моря 19 Обжиров А.И. Природные газы в геосфере Земли 19	геофизическим данным	183
 нент-океан (Японское и Охотское моря) Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А., Казанский Б.А., Лепешко В.В., Осипова Е.Б. О ротационной геодинамике Северо-Западной котловины Тихого океана Мельниченко Ю.И., Валитов М.Г., Ли Н.С. Идентификация рельефа возвышенности Ямато (Японское море) Навроцкий В.В., Ляпидевский В.Ю., Павлова Е.П, Храпченков Ф.Ф. Экспериментальные исследования потоков тепла, импульса и энергии в прибрежной зоне моря Обжиров А.И. Природные газы в геосфере Земли 	Медведев С.Н., Прокудин В.Г. Скоростная модель чехла зоны перехода конти-	
 Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А., Казанский Б.А., Лепешко В.В., Осипова Е.Б. О ротационной геодинамике Северо-Западной котловины Тихого океана Мельниченко Ю.И., Валитов М.Г., Ли Н.С. Идентификация рельефа возвышенности Ямато (Японское море) Навроцкий В.В., Ляпидевский В.Ю., Павлова Е.П, Храпченков Ф.Ф. Экспериментальные исследования потоков тепла, импульса и энергии в прибрежной зоне моря Обжиров А.И. Природные газы в геосфере Земли 	нент-океан (Японское и Охотское моря)	187
О ротационной геодинамике Северо-Западной котловины Тихого океана 19 Мельниченко Ю.И., Валитов М.Г., Ли Н.С. Идентификация рельефа возвы- шенности Ямато (Японское море)	Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А., Казанский Б.А., Лепешко В.В., Осипова Е.Б.	
 Мельниченко Ю.И., Валитов М.Г., Ли Н.С. Идентификация рельефа возвышенности Ямато (Японское море) Навроцкий В.В., Ляпидевский В.Ю., Павлова Е.П, Храпченков Ф.Ф. Экспериментальные исследования потоков тепла, импульса и энергии в прибрежной зоне моря Обжиров А.И. Природные газы в геосфере Земли 	О ротационной геодинамике Северо-Западной котловины Тихого океана	190
 шенности Ямато (Японское море)	Мельниченко Ю.И., Валитов М.Г., Ли Н.С. Идентификация рельефа возвы-	
Навроцкий В.В., Ляпидевский В.Ю., Павлова Е.П, Храпченков Ф.Ф. Экспериментальные исследования потоков тепла, импульса и энергии в прибрежной зоне моря 19 Обжиров А.И. Природные газы в геосфере Земли 19	шенности Ямато (Японское море)	193
ментальные исследования потоков тепла, импульса и энергии в прибреж- ной зоне моря	Навроцкий В.В., Ляпидевский В.Ю., Павлова Е.П, Храпченков Ф.Ф. Экспери-	
ной зоне моря	ментальные исследования потоков тепла, импульса и энергии в прибреж-	
Обжиров А.И. Природные газы в геосфере Земли 19	ной зоне моря	197
	Обжиров А.И. Природные газы в геосфере Земли	199

Осипова Е.Б. Реконструкция неоднородного напряженного состояния земной
коры Центральных Курил
Пак В.В. Моделирование конвективных движений в литосфере западно-тихо-
океанской переходной зоны
Плетнев С.П., Аннин В.К. Индикация современных и древних потоков метана
в Охотском море на основе фораминифер
Плетнев С.П. Этапность геологического развития гайотов Магеллановых гор
(Тихий океан)
Прошкина З.Н., Кулинич Р.Г., Валитов М.Г. О структурно-вещественной
характеристике океанского склона центральных Курил: новые детали
Старжинский С.С. 3D инверсия магнитовариационных кривых на обсервато-
рии «Хабаровск»
Съедин В.Т., В.В. Авдонин, М.Е. Мельников Возрастные комплексы и текто-
но-магматические этапы Магеллановых гор (Тихий океан)
Съедин В.Т., Смирнова О.Л., Терехов Е.П., Гаврилов А.А. Возрастные комплек-
сы порол островов центральной части залива Петра Великого
Терехов Е.П. Кайнозойская история развития запалной части Японского моря
Точилина С.В. Условия осалконакопления верхней террасы островного склона
Японского желоба в олигоцене
Харченко Т.А., Валитов М.Г. Петрофизические исследования разновозраст-
ных магматических комплексов п-ва Гамова (юго-запалное Приморье)
Пой И.Б., Вашенкова Н.Г., Василенко Л.Н., Вагина Н.К., Горовая М.Т., Мель-
ниченко Ю И. Стратиграфия и условия формирования осалочного чехла
полнятия Ямато Японского моря
Черемных А.В. Черемных А.С. Отражение тектонических напряжений
в пинейных структурах репьефа Прибайкалья
МОЛЕЛИРОВАНИЕ СЕЙСМОАКУСТИКО-ГИЛРОФИЗИЧЕСКИХ
ПРОЦЕССОВ ПЕРЕХОЛНЫХ ЗОН
ні оцносов ны влодным зон
Алексанина М.Г., Пономарев В.И. Файман П.А. Дубина В.А. Моделирование
разномасштабной циркуляции в северо-западной части Японского моря
и данные наблюдений
Громашева О.С., Юнаева Т.Д., Яковенко С.В. База данных сейсмоакустико-ги-
дрофизического комплекса для измерения вариаций параметров геосфер
Гулин О.Э., Ярощук И.О. О сильных флуктуациях интенсивности акустиче-
ских сигналов в случайно-неоднородном мелком море с газонасыщенны-
ми донными осадками
Гулин О.Э., Ярощук И.О., Ху Тао, Сон С. Об эффекте перемежаемости аку-
стической интенсивности при распространении низкочастотного звука в
случайно-неоднородном мелком море
Короченцев В.И., Лисунов Е.В. Расчет акустического поля антенной решетки
на границе вода-воздух
Кривошеев И.А., Шамурина А.И. Эффективный способ обработки акустиче-

нефти на северном (магаданском) шельфе Охотского моря	281
Мишаков А.В., Долгих Г.И. К вопросу о сопоставлении субъективной шкалы	
интенсивности землетрясений (сотрясений) на поверхности земли и ин-	
струментальной шкалы магнитуд (энергий) очагов землетрясений	284
Мишаков А.В., Долгих Г.И. Функция и плотность распределения землетрясе-	
ний по магнитудам из закона повторяемости землетрясений	298
Новотрясов В.В., Пермяков М.С. Определение параметров нелинейных вну-	
тренних волн при полигонных исследованиях	311
Олейников И.С. Усвоение данных наблюдений с использованием генетическо-	
го алгоритма в гидродинамических моделях Охотского моря	313
Плотников А.А. Лабораторный интерферометр	315
Самченко А.Н., Новотрясов В.В., Ярощук И.О. Изучение влияния гидрофизи-	
ческих процессов на формирование осадочных волн на шельфе залива	
Петра Великого	318
Самченко А.Н., Пивоваров А.А., Швырев А.Н., Ярощук И.О. Испытания низко-	
частотного гидроакустического излучателя в прибрежной зоне Японско-	
го моря	322
Смирнов С.В. Исследование резонансных колебаний в заливе Находка	325
Трофимов М.Ю., Козицкий С.Б., Захаренко А.Д. Моделирование распростра-	
нения акустических импульсов в 3D волноводах на основе метода модо-	
вых параболических уравнений в сочетании с Фурье-синтез	328
<i>Четырбоцкий А.Н.</i> Численное моделирование динамики литосферы	330

Научное издание

ФИЗИКА ГЕОСФЕР

Десятый Всероссийский симпозиум 23-29 октября 2017 г., Владивосток, Россия

Материалы докладов

Составитель О.В. Новикова Художник Г.П. Писарева

Материалы докладов печатаются в авторской редакции

Подписано к печати 15.09.2017 г. Бумага офсетная. Формат 60х90/16. Печать офсетная. Усл. п. л. 21,25. Уч.-изд. л. 20,83. Тираж 150 экз. Заказ 23

Отпечатано в Информационно-полиграфическом хозрасчетном центре ТИГ ДВО РАН 690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7

