ISSN 2220-0983

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
НАВИГАЦИОННО-ГИДРОГРАФИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

61/2020

НАВИГАЦИЯ И ГИДРОГРАФИЯ

Санкт-Петербург

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
НАВИГАЦИОННО-ГИДРОГРАФИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

НАВИГАЦИЯ И ГИДРОГРАФИЯ

ИЗДАЕТСЯ С 1995 ГОДА

61
2020

Санкт-Петербург

Главный редактор
к. т. н. В. М. Смолин

Редакционная коллегия:

к. т. н. А. А. Якушев (заместитель главного редактора),
д. т. н. П. И. Малеев (научный редактор); к. г.-м. н. И. Ю. Бугрова (редактор);
к. в. н. В. Ю. Бахмутов (ответственный за выпуск);
д. т. н., профессор Э. С. Зубченко, д. в. н., проф. А. И. Исмаилов;
д. в. н., проф. В. А. Катенин; к. т. н. Н. И. Леденёв; д. т. н. С. И. Мастрюков;
д. т. н., проф. Н. Н. Неронов; акад. РАН В. Г. Пешехонов;
д. т. н., профессор К. Г. Ставров; к. т. н. А. М. Шарков;
д. ф.-м. н., профессор Г. Г. Щукин

Журнал «Навигация и гидрография» включен в «Перечень рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата наук, на соискание учёной степени доктора наук»

Электронная версия журнала размещена на сайте www.gningi.ru

© Акционерное общество
«Государственный научно-исследовательский
навигационно-гидрографический институт»
2020

THE STATE RESEARCH NAVIGATION-HYDROGRAPHIC INSTITUTE

NAVIGATION AND HYDROGRAPHY

PUBLISHED SINCE 1995

61
2020

Saint-Petersburg

Editor-in-chief
V. Smolin, CandSc

Editorial board

A. Yakushev, CandSc (deputy editor-in-chief), P. Maleyev, DSc (science editor);
I. Bugrova (editor), CandSc; V. Bakhmutov (the issue manager), CandSc;
E. Zubchenko, DSc, professor; A. Ismailov, DSc, professor;
V. Katenin, DSc, professor; N. Ledenev, CandSc; S. Mastryukov, DSc;
N. Neronov, DSc, professor; V. Peshekhonov, DSc, Acad. RAS;
K. Stavrov, DSc, professor; A. Sharkov, CandSc; G. Shchukin, DSc, professor

© Joint Stock Company
«The State Research Navigation-Hydrographic Institute»

2020

СОДЕРЖАНИЕ

НАВИГАЦИЯ

Оценка точности определения места при движении подводных аппаратов на рабочей глубине. Н. А. Нестеров 7

Навигационно-гидрографическое оборудование морских районов с использованием необитаемых подводных аппаратов. А. В. Иванов, А. В. Новиков, М. Ю. Смирнов 14

К вопросу создания малогабаритных гироскопов и акселерометров. П. И. Малеев , А. Б. Попов 23

ГИДРОГРАФИЯ И МОРСКАЯ КАРТОГРАФИЯ

Перспективные методики проведения геофизического мониторинга сухопутных и морских территорий. В. А. Гарбацевич, В. Г. Петров, В. А. Телегин, М. С. Несмеянов, Р. А. Рытов, Н. А. Усов 31

Амфидромические точки в поле приливных колебаний. Ю. Н. Жуков, Е. В. Федорова 44

Отображение явления приливов в математический аппарат аналитических функций. Ю. Н. Жуков, Е. В. Федорова 55

Использование океанографических измерений в гидроакустических системах подводного наблюдения. Г. М. Глебова, Г. А. Жбанков, В. А. Телегин 67

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ

Гидрометеорологические условия выполнения комплексных батиметрических исследований в Северном Ледовитом океане в августе – ноябре 2020 года. Н. В. Червякова, В. В. Иванов 74

Определение опасных ледовых полей с буровых платформ на шельфах Арктических морей. А. И. Баскаков, М. С. Михайлов, В. А. Телегин 86

Метод расчета климатической нормы температуры и солености морской воды по океанографическим измерениям. В. Ю. Бахмутов, Ю. Н. Жуков 97

Метод выбора репрезентативных измерений для расчета климатической нормы температуры и солености морской воды. В. Ю. Бахмутов, Ю. Н. Жуков 108

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ 120

РЕФЕРАТЫ 122

CONTENTS

NAVIGATION

Position Accuracy Assessment of Underwater Vehicles at Operating Depth. N. A. Nesterov. 7

Navigation and Hydrographic Equipment for Marine Areas Including Unmanned Underwater Vehicles. A. V. Ivanov, A. V. Novikov, M. Yu. Smirnov. 14

The Issue of Smallsized Gyroscopes and Accelerometers Creation. P. I. Maleev, A. B. Popov.....23

HYDROGRAPHY AND MARINE CARTOGRAPHY

Prospective Methods for Geophysical Monitoring of Land and Sea Regions. V. A. Garbatsevich, V. G. Petrov, V. A. Telegin, M. S. Nesmeyanov, R. A. Rytov, N. A. Usov. 31

Amphidromic Points in the Field of Tidal Oscillations. Yu. N. Zhukov, E. V. Fedorova.....44

Representation of the Occurrence of Tides in the Mathematical Apparatus of Analytical Functions. Yu. N. Zhukov, E. V. Fedorova.....55

Use of Oceanographic Measurements in Hydroacoustic Underwater Surveillance Systems. G. M. Glebova, G. A. Zhbankov, V. A. Telegin. 67

HYDROMETEOROLOGY

Hydrometeorological Conditions for Complex Bathymetric Survey in the Arctic Ocean in August-November 2020. N. V. Chervyakova, V. V. Ivanov.....74

Identification of Hazardous Ice Fields from Drilling Platforms on the Shelves of the Arctic Seas. A. I. Baskakov, M. S. Mikhailov, V. A. Telegin.....86

A Method for Calculating Climate Normal of Sea Water Temperature and Salinity Based on Oceanographic Measurements. V. Yu. Bakhmutov, Yu. N. Zhukov.. 97

A Method of Representative Measurements Retrieval for Calculating the Climate Normal of Sea Water Temperature and Salinity. V. Yu. Bakhmutov, Yu. N. Zhukov.. 108

INFORMATION ABOUT AUTHORS 120

ABSTRACTS 122

НАВИГАЦИЯ

УДК 629.58

ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ МЕСТА ПРИ ДВИЖЕНИИ ПОДВОДНЫХ АППАРАТОВ НА РАБОЧЕЙ ГЛУБИНЕ

Н. А. НЕСТЕРОВ
(АО «Морские навигационные системы»)

Одной из главных составляющих эффективного применения подводных аппаратов является определение координат места. В статье рассматривается точность определения координат подводного аппарата при его движении на рабочей глубине. Оцениваются погрешности возможных способов определения места. Анализируется использование применяемых навигационных средств.

Одной из главных составляющих эффективного применения подводных аппаратов (ПА) является определения координат места. В статье [1] анализировалась точность определения координат места ПА при его погружении и всплытии. На рабочую глубину ПА выходит с некоторой накопленной в процессе погружения погрешностью по месту.

В процессе квазигоризонтального движения ПА на рабочей глубине определение его места может осуществляться по данным, поступающим от навигационной гидроакустической системы (НГС), инерциальной навигационной системы (ИНС) и гидроакустического лага (ГАЛ).

Очевидно, что координаты начальной точки движения ПА на рабочей глубине являются определяющими. Относительно них ведётся контроль и корректура горизонтального перемещения ПА. Они, несомненно, должны быть определены и зафиксированы с максимально возможной точностью.

Погрешность определения начальных координат ПА зависит от технических характеристик навигационной аппаратуры, рабочей глубины и гидрологических условий в районе.

При погружении на глубину от 500 до 6000 м, в зависимости от последней, средняя квадратическая погрешность (СКП) определения места ПА может составлять [1]:

– от 9,3 до 110 м при использовании НГС в режиме ультракороткой базы (УКБ);
– от 72 до 33 м в режиме длинной базы (ДБ);
– от 62 до 903 м по данным ИНС (при нахождении ПА от дна более чем на 160–180 м).

В данном случае при наличии неравноточных значений координат, получаемых независимыми средствами и способами, можно воспользоваться вычислением вероятнейших координат начальной точки и точек горизонтального движения ПА по

маршруту [2]. При этом в качестве весовых значений могут выступать СКП определения координат данными средствами и способами.

Вычисление СКП вероятнейших координат ПА ($M_{в}$) осуществляется по формулам:

$$M_{вi} = \frac{\sum_{i=1}^{n} M_i \cdot P_i}{\sum_{i=1}^{n} P_i}, \quad (1)$$

$$P_i = \frac{1}{M_i} \ , \quad (2)$$

где M_i – СКП определения координат по i-ому навигационному средству;

P_i – весовое значение СКП i-го средства.

При погружении ПА вплоть до горизонта 180–200 м от дна измерение его скорости по ГАЛ осуществляется относительно слоёв воды, т. е. практически в относительном режиме и без учёта скоростей и зачастую неизвестных направлений подводных течений по слоям. Скорость движения ПА соизмерима, а может быть и меньше скорости подводных течений. По-видимому, из-за этого счислимые координаты, вырабатываемые ИНС, использовать для вычисления вероятнейших координат ПА не имеет смысла.

Координаты, вырабатываемые ИНС, становятся востребованными при демпфировании ИНС по данным ГАЛ, работающем относительно поверхности дна. В этом случае СКП определения координат рассчитывается по формулам [2]:

$$M_{сч}(t) = 0{,}7 k_{с} t \ , \qquad \text{при } t \leq 2 \text{ ч}, \quad (3)$$

$$M_{сч}(t) = k_{с}\sqrt{t} \, , \qquad \text{при } t > 2 \text{ ч},$$

$$k_{с} = 1{,}4 \sqrt{\left(\frac{m_{к} V}{57{,}3}\right)^2 + (m_v \cdot V)^2} \ , \quad (4)$$

где $k_{с}$ – коэффициент счисления;

t – время счисления, час;

V–скорость движения ПА, уз;

m_v–СКП измерения скорости;

$m_{к}$–СКП измерения курса.

Приняв для расчётов m_v = 0,4 % [3], $m_{к}$ = 0,02° [4], скорость движения ПА равной 2 узлам (~1м/с), получим $k_{с}$ = 0,0056.

В табл. 1 приведены значения СКП определения координат ПА при демпфировании ИНС по данным ГАЛ.

Таблица 1. СКП определения координат ПА данным ИНС при демпфировании ИНС по данным ГАЛ

Период счисления, мин.	СКП, м	Период счисления, мин.	СКП, м	Период счисления, мин.	СКП, м
10	1,73	50	8,65	90	15,57
20	3,47	60	10,41	100	17,30
30	5,19	70	12,11	110	19,03
40	6,94	80	13,88	120	20,82

СКП определения координат ПА в режиме УКБ (M_{o1}) может быть определена по формуле:

$$M_{o1} = \sqrt{\left(\frac{m_н^\circ \cdot D}{57{,}3}\right)^2 + (D \cdot M_D)^2}, \quad (5)$$

$$m_н = \sqrt{m_п^2 + m_{ум}^2}$$

где $m_н$ – СКП определения направления на ПА;
$m_п$, $m_{ум}$ – СКП измерения пеленга и угла места на ПА соответственно;
D – расстояние от СН до ПА;
m_D – СКП измерения расстояния от СН до ПА.

Для расчётов примем следующие допущения: угол места с СН на ПА – 30°, СКП определения направления и угла места на ПА – 0,5˚, СКП измерения расстояния – 1 % [5].

В табл. 2. приведены значения СКП определения координат ПА относительно СН в режиме УКБ.

Таблица 2. СКП определения координат ПА относительно СН в режиме УКБ

Глубина рабочего горизонта м	Расстояние от СН до ПА, м	СКП, м	Глубина рабочего горизонта м	Расстояние от СН до ПА, м	СКП, м	Глубина рабочего горизонта, м	Расстояние от СН до ПА, м	СКП, м
500	788	12,5	2500	3942	62,5	4500	7096	112,5
1000	1577	25,0	3000	4731	75,0	5000	7885	125,0
1500	2365	37,5	3500	5519	87,5	5500	8673	137,5
2000	3154	50	4000	6308	100,0	6000	9462	150,0

В режиме УКБ определение координат ПА производится относительно СН. После определения на СН координат ПА (поправок к координатам ПА) они передаются по звукоподводной связи обратно на ПА. Это зачастую приводит к задержке в их получении на ПА (порой до нескольких минут), что увеличивает время между обсервациями.

Практическая дальность действия современных НГС в режиме работы УКБ не превышает 8000 м [6]. На больших дистанциях отмечается неуверенная связь и

пропадание сигнала. Поэтому рассчитывать на уверенное определение места ПА в этом режиме на глубинах более 5000 м не приходится.

Определение координат ПА в режиме ДБ осуществляется, как минимум, относительно трёх выставленных на полигоне маяков-ответчиков (МО) (рис. 1).

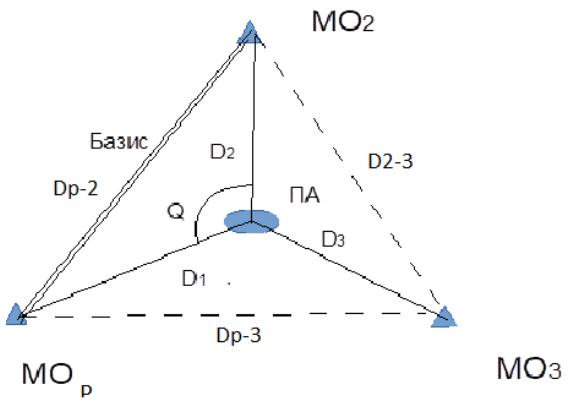


Рис. 1. Определение места ПА по трём расстояниям относительно МО

СКП определения координат ПА (M_{o2}) может быть рассчитано формуле:

$$M_{o2} = \sqrt{M_{П}^2 + M_{дб}^2}, \quad (6)$$

где $M_{П}$ – СКП привязки полигона выставленных МО;

$M_{дб}$ – СКП определения координат ПА в полигоне.

В первом приближении погрешность привязки полигона можно принять равной СКП места постановки одного из МО, принятого за реперный, при условии, что относительно него будут уравнены координаты двух других МО.

Определение координат выставленного на полигоне реперного МО осуществляется с СН в режиме УКБ (рис. 2).

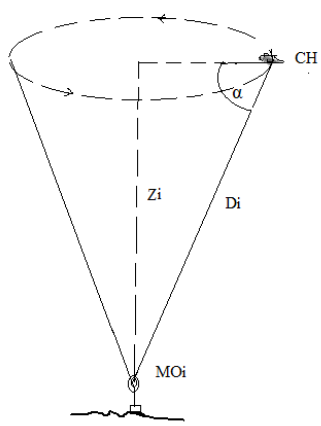


Рис.2. Схема определения координат выставленного МО

Тогда могут быть применимы формулы:

$$M_{\text{П}} = m_{\text{МОр}}, \tag{7}$$

$$m_{\text{МОр}} = \sqrt{\left(\frac{m_{\text{н}}^{\circ} \cdot D}{57{,}3}\right)^2 + (D \cdot M_D)^2}, \tag{8}$$

$$D_i = Z_i(1 + \text{tg}\alpha_i), \tag{9}$$

$$m_{\text{н}} = \frac{\sum_{i=1}^{n} m_{\text{ум}i}}{n}, \qquad D = \frac{\sum_{i=1}^{n} D_i}{n}, \qquad D = \frac{\sum_{i=1}^{n} D_i}{n}$$

где $m_{\text{МОр}}$ – СКП определения координат реперного МО;
D_i – измеряемое расстояние от СН до $\text{МО}_\text{р}$;
Z_i – глубина установки гидрофона $\text{МО}_\text{р}$;
α_i – i-ыйугол *места* с СН на $\text{МО}_\text{р}$;
$M_{D,}$ – СКП вычисления расстояний от СН до $\text{МО}_\text{р}$;
$m_{\text{н}}$ – СКП определения направления на МО;
$m_{\text{ум}}$ – СКП измерения угла места на МО.
СКП определения координат ПА в полигоне трех МО ($M_{\text{дб}}$):

$$M_{\text{дб}} = \sqrt{\frac{(D_{A1}^2 + D_{A2}^2 + D_{A3}^2)}{\sin_{Q12}^2 + \sin_{Q13}^2 + \sin_{Q23}^2}}, \tag{10}$$

где Q_{12}, Q_{13}, Q_{23} – углы пересечения линий положения в точке определения ПА между МО_1 и МО_2, МО_1 и МО_3, МО_2 и МО_3 соответственно;
D_{A1}, D_{A2}, D_{A3} – измеренные расстояния между ПА и МО_1, МО_2, МО_3.

Для расчёта СКП определения координат ПА в режиме ДБ примем, что ПА маневрирует в центральной части полигона, в котором в вершинах равностороннего треугольника со сторонами равными 3000 м выставлены три МО (рис.1), их гидрофоны выставлены на горизонте движения ПА, СКП измерения расстояний – 1 %.

Поскольку определение координат реперного МО производится в режиме УКБ, то СКП позиционирования полигона согласно формулам (8) и (9) будет зависеть от глубины места постановки МО (от дальности и угла места с СН до МО).

С учётом принятых допущений СКП определения координат ПА ($M_{\text{дб}}$) относительно выставленных в полигоне МО согласно формуле (10) составит 20 м.

В табл. 3 приведены значения СКП определения координат ПА в режиме ДБ при уравненных координатах МО.

Приведённые в табл. 1–3 величины погрешностей рассчитаны с определёнными допущениями. Несомненно, в реальных условиях их значения могут отличаться от табличных и, как правило, в большую сторону, что связано с техническими характеристиками аппаратуры и гидрологическими условиями в районе проведения работ. Однако порядок и тенденции их проявления вряд ли будут разниться, что позволяет провести некоторый анализ и сделать частные рекомендации по

оптимальному выбору способов определения места ПА при его движении на рабочей глубине.

Таблица 3. СКП определения координат ПА относительно 3-х МО в режиме ДБ

Глубина постановки МО, м	СКП позиционирования полигона, м	СКП определения координат ПА, м	Примечание
500	10,5	22,6	Угол места α =30°. Углы пересечения линий положения $Q_{12} = Q_{13} = Q_{23} = 120°$.
1000	20,9	29,0	
1500	31,4	37,2	
2000	41,9	46,4	
2500	52,3	56,0	
3000	62,8	65,9	
3500	73,3	76,0	
4000	83,8	86,1	
4500	94,2	96,3	
5000	104,7	106,6	
5500	115,2	116,9	
6000	125,7	127,3	

Исходя из этого, можно отметить, что погрешности определения координат ПА в режимах УКБ и ДБ теоретически приблизительно равнозначны. Однако при использовании режима УКБ следует учитывать ограничения по дальности уверенной работы НГС (не более 8 – 10 км), передачу данных о месте ПА по звукоподводной связи, осуществляемой с некоторой задержкой, и принимать во внимание условия вертикального распространения звука в воде. В режиме ДБ при определении координат ПА относительно донных МО практически исключается влияние гидрологических факторов среды, появляется возможность получения относительных координат ПА с высокой дискретностью и их совместная обработка с данными, поступающими от ИНС.

При одновременном использования обоих режимов (УКБ и ДБ) при выходе ПА в начальную точку горизонтального движения может производиться вычисление вероятнейших координат ПА ($\varphi_в$, $\lambda_в$) по формулам:

$$\varphi_{вi} = \frac{\sum_{i=1}^{n} \varphi_i \cdot P_i}{\sum_{i=1}^{n} P_i}$$

$$\lambda_{вi} = \frac{\sum_{i=1}^{n} \lambda_i \cdot P_i}{\sum_{i=1}^{n} P_i} \qquad (11)$$

$$P_i = \frac{1}{M_i}, \qquad (12)$$

где M_i – СКП определения координат ПА в i – режиме работы.

В процессе маневрирования ПА на рабочей глубине для вычисления вероятнейших координат ПА целесообразно привлекать и данные от ИНС.

При погружении ПА на глубину до 4500–5000 м оптимально определение координат по НГС в режиме УКБ. На больших глубинах при наличии донных МО следует ориентироваться на НГС, работающей в режиме ДБ, очевидным преимуществом которого является возможность работы ПА в относительной системе координат. Это позволяет без задержек с высокой дискретностью получать координаты ПА относительно выставленных донных МО практически вне зависимости от влияния гидроакустических особенностей среды по вертикали.

ЛИТЕРАТУРА

1. Нестеров Н. А., Андреюк Р. А. Определение координат места автономного глубоководного аппарата при погружении и всплытии // Навигация и гидрография. – 2019. – № 55. – С. 52–59.
2. Практическое кораблевождение. Книга первая. ГУНиО МО СССР. Адм. № 9035.1. – 1988.– 896 с.
3. Львов К. П., Малеев П. И. Возможные пути совершенствования малогабаритных доплеровских лагов // Навигация и гидрография. – 2008. – № 26. – С. 21–29.
4. Нестеров Н. А., Андреюк Р. А. Анализ типовых характеристик автономных средств навигации подводных аппаратов по материалам отечественной и зарубежной печати // Морской вестник. – 2020. – № 3(75). – С. 109–112.
5. Литвиненко С. Л. Экспериментальные исследования подсистемы пассивной гидролокации гидроакустической навигационной системы с ультракороткой базой // Известия Южного федерального университета. Технические науки. – 2012. – № 3 (128). – С. 92–100.
6. Гидроакустическая навигационная система с ультракороткой базой ГАНС-УКБ нового поколения / ФГУП Опытно-конструкторское бюро океанологической техники РАН. URL: http://www.edboe.ru/products/gans_ukb_np.htm

POSITION ACCURACY ASSESSMENT OF UNDERWATER VEHICLES AT OPERATING DEPTH

N. A. Nesterov (Marine Bridge and Navigation Systems LTD)

One of the main aspects to effectively use underwater vehicles is to determine their coordinates. The article deals with the position accuracy of the coordinates of underwater vehicles at operating depth. The errors of possible methods for determining their position are estimated therein. Navigational aids in use are analyzed.

УДК 347.79; 355/359; 629.5; 656.5

НАВИГАЦИОННО-ГИДРОГРАФИЧЕСКОЕ ОБОРУДОВАНИЕ МОРСКИХ РАЙОНОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ НЕОБИТАЕМЫХ ПОДВОДНЫХ АППАРАТОВ

А. В. ИВАНОВ[1)], **А. В. НОВИКОВ**[2)], **М. Ю. СМИРНОВ**[1)]
([1)]АО «ГНИНГИ», [2)]ФГУП «КГНЦ»)

Рассматриваются вопросы навигационно-гидрографического оборудования морских районов с использованием необитаемых подводных аппаратов, а также создания маневренных гидроакустических систем подводной навигации на базе мобильных гидроакустических буев-маяков.

Под навигационно-гидрографическим оборудованием морских районов подразумевается комплекс мероприятий, проводимых, в том числе, с целью развертывания, ввода и поддержания в действующем состоянии различных средств навигационного оборудования (СНО) [1].

Применение СНО обеспечивает решение трех основных задач:

– плавания кораблей и судов в открытом море и вблизи берегов;
– плавания кораблей и судов в стесненных районах – по фарватерам, каналам и в узкостях;
– ограждения каналов, фарватеров и навигационных опасностей.

С целью повышения эффективности и надежности работы средств навигационного оборудования морских районов осуществляют их комплексирование.

В последние годы требования к навигационному обеспечению судовождения в обширных районах Мирового океана постоянно возрастают. Это связано с расширением добычи и транспортировки природных ресурсов в морях и океанах, освоением арктических шельфов и повышением активности военно-морских сил и флотов ведущих морских держав в этих районах. В иностранных флотах создаются и широко внедряются навигационные гидроакустические системы (НГС) с донными гидроакустическими маяками, которые обеспечивают надводные корабли, подводные лодки и глубоководные подводные аппараты навигационными параметрами, в том числе подо льдом [2–5]. Донные гидроакустические маяки таких систем могут устанавливаться на глубинах до 6000 м практически в любых районах Мирового океана. Дальность действия НГС с донными маяками достигает 20–25 км [1].

Навигационные гидроакустические системы с донными гидроакустическими маяками (НГС с ДГМ) подразделяются на:

– дальномерно-пеленгационные;
– дальномерные;
– разностно-дальномерные;
– пеленгационные.

Дальномерно-пеленгационные системы обеспечивают получение объектами навигации расстояния до гидроакустического маяка и направление на него. Место объекта в таких системах определяется как точка пересечения поверхности сферы с маяком в центре и радиусом, равным наклонному расстоянию до маяка, с

горизонтальной плоскостью, в которой находится объект, и вертикальной плоскостью, соответствующей пеленгу на маяк. Они получили наибольшее распространение, так как позволяют однозначно определять координаты объекта по одному гидроакустическому маяку.

С помощью дальномерных систем на объектах навигации определяются наклонные или горизонтальные расстояния до установленных на грунте двух или более гидроакустических маяков. Место объекта определяется как точка пересечения двух или более сфер с центрами в точках установки маяков и с радиусами, равными наклонным расстояниям от маяков до объекта с горизонтальной плоскостью, в которой он находится, или как точка пересечения двух или более окружностей, проведенных из точек установки маяков, с радиусами, равными горизонтальным расстояниям от маяков до объекта.

Разностно-дальномерные системы позволяют определять разности расстояний от трех или более гидроакустических маяков до объекта навигации. В этом случае источниками сигналов могут быть как объект навигации, так и синхронизированные донные маяки с известными координатами места их постановки. Место положение объекта находится как точка пересечения гиперболоидов вращения, в фокусах которых расположены гидроакустические маяки.

С помощью пеленгационных систем объекты получают от двух маяков направления их местонахождения, а место объекта определяется как точка пересечения двух вертикальных плоскостей, соответствующих пеленгам на маяки, с горизонтальной плоскостью, в которой находится объект. Донные маяки излучают сигналы по заданной программе, которые пеленгуются на объектах навигации штатными гидроакустическими пеленгаторами.

Недостатками существующих НГС, тормозящими применение донных гидроакустических маяков, являются: ограниченное время их эксплуатации, обусловленное возможностями используемых источников тока, одноразовость, сложность оборудования ими удаленных и глубоководных районов, а также районов, покрытых льдом.

С целью придания мобильности существующим навигационным гидроакустическим системам в концерне «Океанприбор» в 2016 г. была предложена подводная система навигации и связи «Позиционер», состоящая из автономных необитаемых подводных аппаратов (АНПА) и гидроакустических буев с аппаратурой спутниковой связи «Гонец-Д1М» и навигации ГЛОНАСС. Система способна обеспечивать навигационными данными работу подводных объектов на глубинах до 8000 м [6]. Она предусматривает создание в заданном районе позиции из нескольких донных маяков-ответчиков, устанавливаемых в заданных точках, обеспечивающих подводные объекты необходимыми навигационными параметрами.

Недостатком данной системы является ее одноразовость, так как донные маяки-ответчики после окончания использования остаются на дне и возвращению не подлежат.

Устранить указанный недостаток возможно с помощью предлагаемой ниже системы навигационного оборудования морского района, использующей несколько мобильных гидроакустических буев-маяков. Работа одного из них показана на рис. 1.

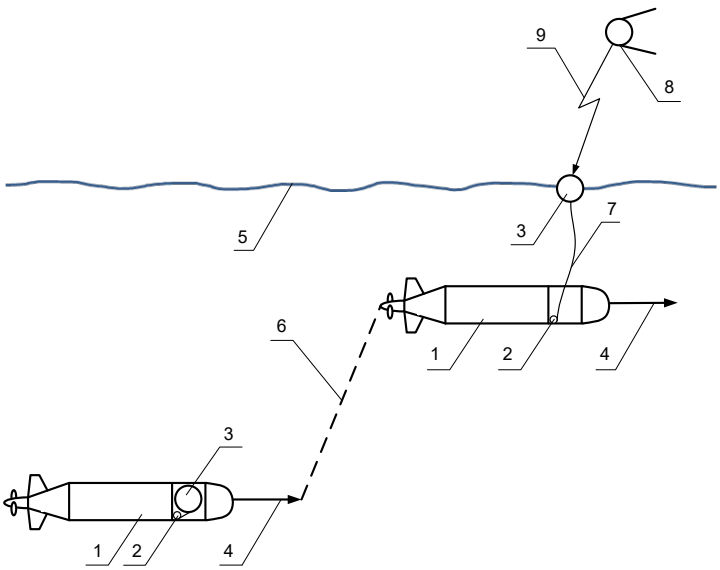


Рис. 1. Переход мобильного гидроакустического буя-маяка в заданную точку: 1 – мобильный гидроакустический буй-маяк; 2 – катушка с кабелем устройства отделения и возвращения поплавка; 3 – поплавок; 4 – вектор скорости мобильного гидроакустического буя-маяка; 5 – поверхность моря; 6 – траектория всплытия мобильного гидроакустического буя-маяка; 7 – кабель, связывающий электронную аппаратуру поплавка с системой управления мобильного гидроакустического буя-маяка; 8 – космический аппарат спутниковой системы навигации; 9 – информация, передаваемая с космического аппарата на мобильный гидроакустический буй-маяк

Многоразовость использования предлагаемой системы обеспечивается тем, что доставку буев-маяков в назначенные точки, их установку и последующую эвакуацию осуществляет группа автономных необитаемых подводных аппаратов (АНПА), в отсеках полезной нагрузки которых размещаются гидроакустические маяки-ответчики дальномерного типа, устройство их отделения и возвращения на место после использования.

АНПА выпускаются с плавсредства или летательного аппарата, после чего осуществляют движение по заданному маршруту на заданной глубине в заданную для каждого из них точку. В процессе своего развертывания они используют звукоподводную связь (ЗПС), средства подводного наблюдения и действуют в группе согласованно. На участке перехода, а также в заданной точке уточняют свое местоположение, для чего отделяют от АНПА поплавок с антенной и приемником спутниковой системы навигации типа ГЛОНАСС, аппаратурой приема и излучения гидроакустических сигналов, разматывают соединяющий кабель и поднимают поплавок с антенной на поверхность воды, где получают от спутниковой системы навигации координаты всплывшего поплавка (рис. 1).

После уточнения места рассчитывают в вычислительном устройстве по известной глубине и смещению поплавка от подводного аппарата его географические координаты, осуществляют покладку АНПА на грунт и приводят гидроакустический буй-маяк в рабочее положение, для чего с помощью устройства отделения и возвращения поплавка устанавливают заданную длину кабеля между поплавком с

антенной и буем (рис. 2). С учетом показаний датчиков гидростатического и гидродинамического давления, длины кабеля поплавка с антенной и глубины погружения АНПА в вычислительном устройстве рассчитывают истинные географические координаты поплавка с антенной мобильного гидроакустического буя-маяка и переводят его в дежурный режим работы.

С получением запроса от объекта навигации буй-маяк передает ему координаты и дистанцию до объекта, рассчитываемую в вычислительном устройстве по отрезку времени между запросом и ответом с учетом известной скорости распространения звука в воде. По команде с пункта управления, транслируемой по ЗПС прибывшим плавсредством или другим ретранслятором, сбрасываемым в районе, АНПА выбирает кабель с поплавком и антенной на борт и меняет позицию, переходя в другой район (рис. 3).

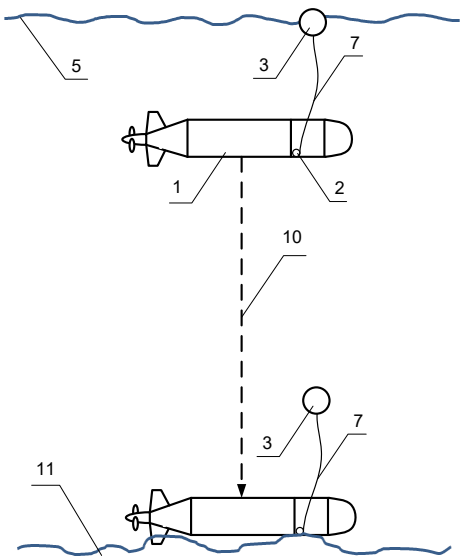


Рис. 2. Приведение мобильного гидроакустического буя-маяка в рабочее положение: 1–9 – см. условные обозначения к рис. 1; 10 – траектория погружения мобильного гидроакустического буя-маяка; 11 – морское дно

Такая система навигационного оборудования с использованием мобильных гидроакустических буев-маяков может применяться не только на открытой воде, но также и в районах, отягощенных льдом.

В этом случае переход группы АНПА осуществляется поэтапно: каждый аппарат при движении корректирует свою позицию по дистанциям от двух соседних аппаратов, располагающихся по разным бортам. С прибытием в очередную точку АНПА осуществляет покладку на грунт, отделяет антенну и переходит в дежурный режим для обеспечения ориентирования следующего аппарата группы. И так до прихода группы в заданный район (рис. 4).

Необходимые для вычислительного устройства АНПА данные (рис. 5, 6), используемые для расчетов на позиции, записываются в запоминающее устройство.

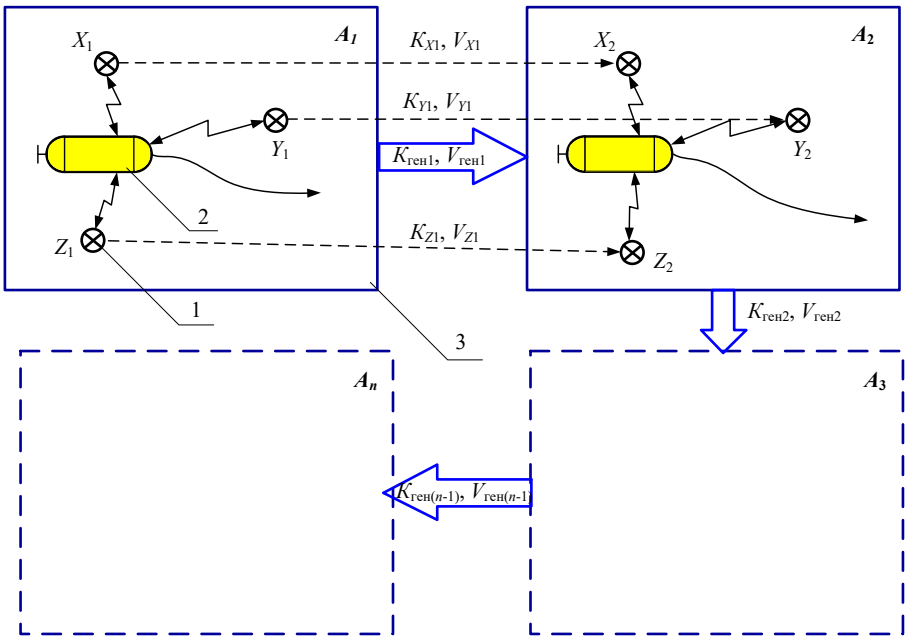


Рис. 3. Система навигационного оборудования морских районов с использованием мобильных ГА буев-маяков: 1 – X_1,Y_1,Z_1, X_2,Y_2,Z_2 – мобильные ГА буи-маяки; 2 – подводный объект; 3 – A_1, A_2, A_3, A_n– морские районы

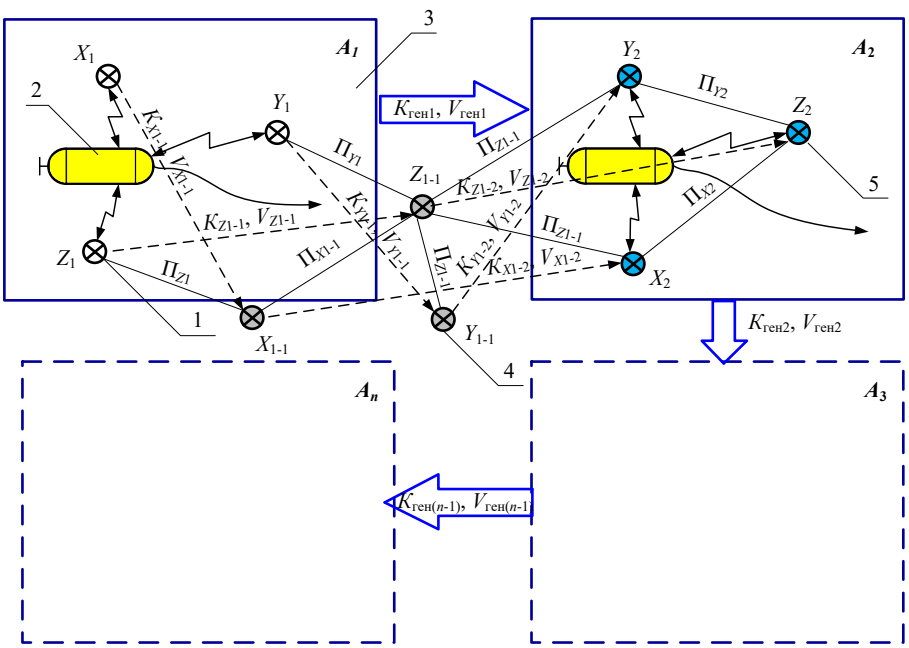


Рис.4. Система навигационного оборудования морских райнов с использованием мобильных ГА буев-маяков подо льдом: 1 – начальные позиции мобильных ГА буев-маяковX_1,Y_1,Z_1; 2 – подводный объект; 3 – A_1, A_2, A_3, A_n – морские районы; 4 – промежуточные позиции мобильных ГА буев-маяков X_{1-1},Y_{1-1},Z_{1-1}; 5 – назначенные новые позициипозиции мобильных ГА буев-маяков X_2,Y_2,Z_2

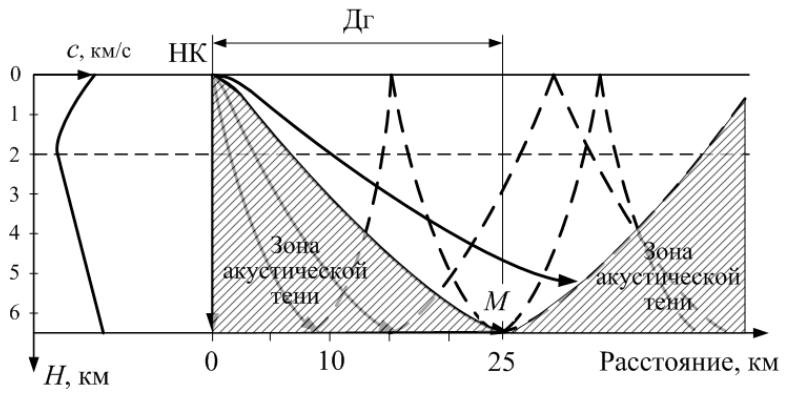


Рис. 5. Образование зоны акустической тени при связи объекта навигации с донным маяком. НК – надводный корабль; *M* – донный маяк; Дг – геометрическая дальность действия; *c* = *f*(*H*) – распределение скорости звука по глубине в районе установки донного маяка

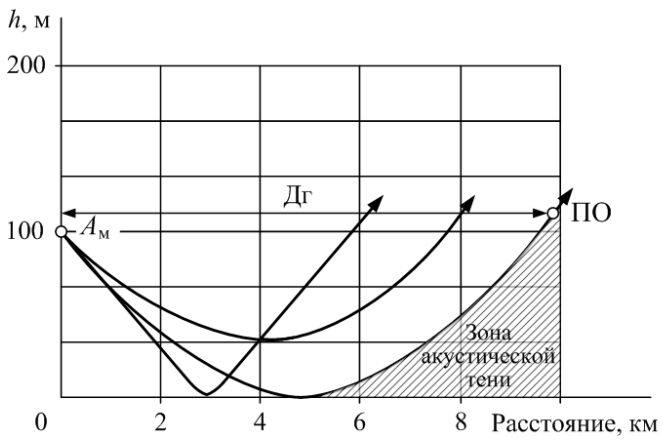


Рис. 6. Образование зоны акустической тени при связи подводного объекта, плавающего в придонном слое, с донным маяком: *h* – высота подъема антенны маяка над грунтом; $A_м$ – антенна донного маяка; ПО – подводный объект; $Д_г$ – геометрическая дальность действия.

Расчеты навигационных параметров производятся с применением известной методики [1].

Так, при дальномерном пеленговании место объекта навигации и его ориентация относительно донного маяка (рис. 7) определяются по следующим формулам:

$$r = c\frac{\Delta t}{2}; \qquad (1)$$

$$D_r = \sqrt{r^2 - h^2},$$

где *r*– наклонная дальность от объекта до донного маяка, м; Δt – интервал времени между моментом излучения сигнала-запроса донного маяка и моментом приема сигнала-ответа, с; *c* – средняя скорость звука на трассе распространения сигнала, м/с; D_r – горизонтальное расстояние от объекта до донного маяка; *h* – разность в заглублении донного маяка и акустической антенны объекта от поверхности моря. Погрешность в определении пеленга на донный маяк составляет около 2 %.

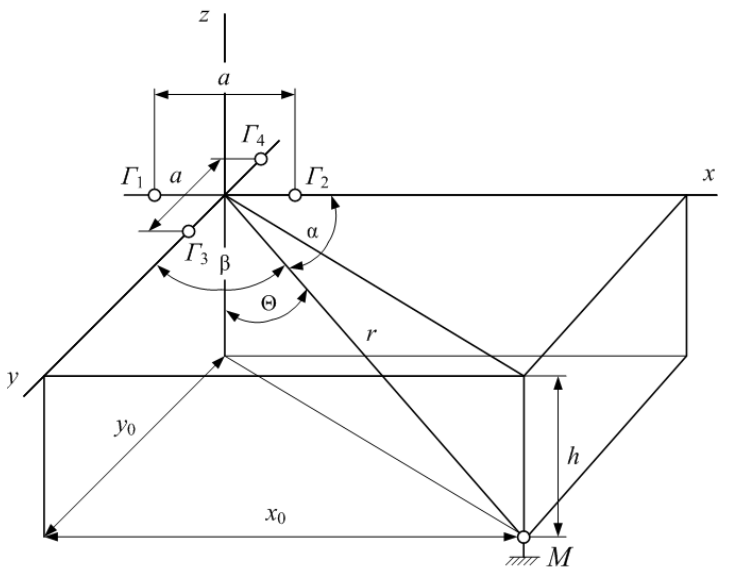


Рис. 7. Определение места корабля с помощью моноимпульсного пеленгования: *M* – донный маяк; Г1–Г2 – первая база корабельных приемных гидрофонов, ориентированная по оси *x*; Г3–Г4 – вторая база корабельных приемных гидрофонов, ориентированная по оси *y*.

Для повышения точности пеленгования маяка применяется моноимпульсное пеленгование, реализуемое в дальномерно-пеленгационных системах, имеющих четыре гидрофона, расположенных на двух взаимно перпендикулярных линиях и на расстоянии *a* друг от друга в каждой линии (базе) (рис. 7). Координаты объекта рассчитываются с помощью следующих выражений [1]:

$$\Delta t_1 = \frac{a}{c_0}\cos\alpha; \qquad \Delta t_2 = \frac{a}{c_0}\cos\beta; \tag{2}$$

$$\alpha = \arccos\frac{c_0\Delta t_1}{a}; \qquad \beta = \arccos\frac{c_0\Delta t_2}{a}.$$

где Δt_1 и Δt_2 – разность времени прихода сигнала к гидрофонам первой базы под углом α к линии $Г_1$–$Г_2$ и гидрофонам второй базы под углом β к линии $Г_3$–$Г_4$; c_0 – скорость звука в слое воды у корпуса объекта, м/с; *a* – длина базы (расстояние) между двумя парами гидрофонов, м.

Если измеряются не разности времени прихода сигналов к гидрофонам базы, а разности фаз $\Delta\varphi_1$ и $\Delta\varphi_2$ сигнала частоты f_0(Гц), то углы α и β рассчитываются по следующим формулам [1]:

$$\Delta\varphi_1 = \frac{2\pi f_0 a}{c_0}\cos\alpha; \qquad \Delta\varphi_2 = \frac{2\pi f_0 a}{c_0}\cos\beta; \tag{3}$$

$$\alpha = \arccos\frac{c_0\Delta\varphi_1}{2\pi f_0 a}; \qquad \beta = \arccos\frac{c_0\Delta\varphi_2}{2\pi f_0 a}.$$

Если две приемные базы из четырех гидрофонов располагаются в плоскости, параллельной плоскости палубы объекта навигации, имеют общий центр и ортогональны, линия одной базы *x* направлена вдоль диаметральной плоскости объекта, а линия второй базы *y* направлена по траверзу вправо (рис. 7), то координаты маяка в системе координат объекта навигации вычисляются по следующим формулам [1]:

$$x_0 = r\cos\alpha = \frac{h\cos\alpha}{\sqrt{1-\cos^2\alpha-\cos^2\beta}} = \frac{h\cos\alpha}{\cos\theta}; \tag{4}$$

$$y_0 = r\cos\beta = \frac{h\cos\alpha}{\sqrt{1-\cos^2\alpha-\cos^2\beta}} = \frac{h\cos\beta}{\cos\theta}.$$

Где *r* – наклонное расстояние от объекта навигации до маяка, м; *h* – разность в заглублении маяка и приемных гидрофонов от поверхности моря, м; θ – угол места маяка.

Предлагаемая система навигационного оборудования с использованием мобильных гидроакустических буев-маяков обеспечивает мобильность, оперативность и многоразовость применения навигационного оборудования в морских районах для обеспечения выполнения задач надводными и подводными объектами навигации, как на открытой воде, так и в ледовых условиях.

Заключение

Разработка новых мобильных способов и средств оборудования морских районов позволит оперативно оборудовать в заданные сроки удаленный морской район дистанционно управляемой мобильной навигационной гидроакустической системой с донными гидроакустическими маяками, с последующим ее демонтажом и оборудованием следующего близлежащего района. Предложено техническое устройство мобильного гидроакустического буя-маяка, составляющего основу новой дистанционно управляемой мобильной навигационной гидроакустической системы, а также способы навигационного оборудования морских районов с его применением. Теоретически обоснована целесообразность использования дистанционно управляемой мобильной навигационной гидроакустической системы и способов навигационного оборудования морских районов с применением мобильных донных гидроакустических маяков.

Рассмотренная дистанционно управляемая мобильная навигационная гидроакустическая система является универсальной, мобильной и многоразовой; она способна в установленные сроки, в любых условиях гидрометеорологической и ледовой обстановки обеспечивать действующие в заданных морских районах надводные и подводные объекты требуемыми навигационными параметрами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Калинский И. С. Навигационное оборудование морских театров. Л.: ВВМКУ имени М. В. Фрунзе, 1980. – 428 с.
2. Костенко В. В., Львов О. Ю. Комбинированная система связи и навигации автономного подводного робота с поплавковым модулем // Подводные исследования и робототехника. – 2017. – № 1 (23). – С. 31–43.
3. Costanzi R., Fenucci D., Giagnoni S., Munafò A., Caiti A. An Evaluation of Deep Water Navigation Systems for Autonomous Underwater Vehicles // 2017. – IFAC-Papers On Line. 50(1). – Pp. 13680–13685.
4. Almeida R., Cruz N., Matos A. Man portable acoustic navigation buoys // OCEANS. – 2016. – Shanghai 7485391.
5. Khan R., Ercan M. F., Metarsit L., Tan W. T., Ang J. L. Underwater navigation using maneuverable beacons for localization // OCEANS 2016 MTS/IEEE Monterey, OCE 2016. 7761317.
6. Литовкин Д., Рамм А. В России создан подводный ГЛОНАСС. М.: Известия IZ, 08.12.2016 г. URL:https//iz.ru/news/650211.

NAVIGATION AND HYDROGRAPHIC EQUIPMENT FOR MARINE AREAS INCLUDING UNMANNED UNDERWATER VEHICLES

A. V. Ivanov («GNINGI» JSC)**, A. V. Novikov** (Krylov State Research Centre)**, M. Yu. Smirnov** («GNINGI» JSC)

The article discusses the issues of navigation and hydrographic equipment for marine areas including unmanned underwater vehicles, as well as the creation of maneuverable hydroacoustic systems for underwater navigation based on mobile hydroacoustic buoys and beacons.

УДК 681.2.082.16

К ВОПРОСУ СОЗДАНИЯ МАЛОГАБАРИТНЫХ ГИРОСКОПОВ И АКСЕЛЕРОМЕТРОВ

П. И. МАЛЕЕВ (АО «ГНИНГИ»),
А. Б. ПОПОВ

Совершенствование гироскопов и акселерометров инерциальных навигационных систем подвижных объектов идет не только по линии повышения их точности и надежности, но и снижения габаритов. Наиболее существенны достижения в снижении габаритов в последние годы достигнуты при разработке микромеханических гироскопов и акселерометров. Однако их точностные характеристики не отвечают требованиям ряда применений. Возможным направлением в решении этой проблемы может быть использование в рассматриваемых элементах в качестве датчиков перемещений их чувствительной массы электронных туннельных микроскопов. В статье в качестве примеров рассмотрены две схемы таких элементов – гироскопа и акселерометра – и дана оценка их чувствительности.

Гироскопы и акселерометры для инерциальных навигационных систем подвижных объектов достигли высокого уровня развития. Тем не менее, все расширяющиеся области их применения требуют их дальнейшего совершенствования. К таким областям, в частности, относятся их использование в беспилотных подводных и воздушных летательных аппаратах, скваженных снарядах, ракетах и др. Одним из существенных требований этих средств к рассматриваемым элементам является их минимальные габариты. В частности, диаметр скважинных снарядов, которые используются, в том числе в целях разведки на шельфе и в глубоководных частях морей и океанов, не должен превышать 50 мм.

Микромеханические гироскопы и акселерометры, обладающие малыми габаритами, к сожалению, не во всех случаях применения обладают требуемыми точностями.

Датчики перемещений чувствительных масс в гироскопах и акселерометрах, построенных на разных физических принципах, имеют принципиальные ограничения по чувствительности. В частности, оптические датчики ограничены длиной световой волны, а емкостные датчики ограничены кулоновыми силами.

Для приборов, измеряющих инерциальные ускорения, известно соотношение [1]:

$$w_{\min} = \frac{c}{m} x_{\min}, \qquad (1)$$

где $w_{\min}$ – чувствительность к ускорению, c – жесткость подвеса, m – масса (или момент инерции) чувствительной массы, $x_{\min}$ – чувствительность датчика перемещений. Из выражения (1) понятно, что для измерения минимального ускорения

необходимо использовать минимально жесткую пружину и максимально большую массу, а датчик должен чувствовать минимальные перемещения. Минимизация жесткости ведет к потере прочности, максимизация массы приводит к увеличению габаритов. Датчики перемещений обладают собственными жесткостями, и поэтому исключаются контактные датчики, нежелательны электромагнитные и емкостные датчики, обладающие значительными силами тяжения.

Возможным направлением решения этой проблемы является использование в гироскопах и акселерометрах в качестве съемных устройств, регистрирующих перемещении их чувствительных масс, электронных туннельных микроскопов, которые обладают при малых габаритах высочайшей чувствительностью и отсутствием тяжений.

Появившиеся в 1980-е годы электронные туннельные микроскопы к настоящему времени получили широкое развитие. Принцип их работы относительно прост. Острая металлическая игла подводится к образцу на расстояние нескольких ангстрем (0,1нм). При подаче на иглу относительно образца небольшого потенциала возникает туннельный ток. Величина этого тока экспоненциально зависит от расстояния образец – игла и с большой точностью моделирует поверхность образца. Для подтверждения высокой чувствительности электронных туннельных микроскопов проведем их сравнение с оптическим туннелированием.

Вероятность $В_э$ прохождения электронов через зазор L в режиме электронного туннельного эффекта оценивается формулой [2]:

$$В_э \approx e^{-2k_э L}, \qquad k_э = \sqrt{\frac{2m\Phi}{h^2}} \tag{2}$$

где $m = 9{,}1095*10^{-31}$ *кг* – масса электрона;
$\Phi \approx 7{,}2*10^{-19}$ Дж (4,4 эВ) – величина эффективного энергетического барьера;
$h = 1{,}05*10^{-34}$ Дж·с– постоянная Планка.

$$\text{Из расчёта следует, что } k_э \approx 1{,}1\ Å^{-1}. \tag{3}$$

Вероятность туннелирования $В_о$ оптического излучения через щель определяется уравнениями [3, с. ф. 74.10]:

$$В_о \sim e^{-2|k_o|L}, \qquad k_o = \frac{2\pi\sqrt{n^2\sin^2\alpha - 1}}{\lambda}, \tag{4}$$

где $n = 1{,}5$ – коэффициент преломления кварцевого стекла;
$\alpha = 75^0$ – угол падения излучения;
$\lambda = 5000Å$ –длина волны.
Из расчёта следует, что

$$k_o \approx 10^{-3} Å^{-1}. \tag{5}$$

Таким образом, при одинаковых зазорах $L = 1$Å вероятность оптического туннелирования значительно превышает вероятность электронного туннелирования:

$$\text{В}_\text{э} \approx e^{-2,2} = 0,11 \ll \text{В}_\text{о} \sim e^{-2*10^{-3}} = 0,998\,. \qquad (6)$$

Определим изменение вероятности туннелирования при изменении зазора на $\Delta L = 0,1$Å.

$$\Delta\text{В}_\text{э} = -2k_0 e^{-2k_0 L}\Delta L \sim 3 * 10^{-2} \gg \Delta\text{В}_\text{о} = -2k_\lambda e^{-2k_\lambda L}\Delta L \sim 2 * 10^{-4}\,. \qquad (7)$$

Таким образом, чувствительность электронного туннелирования к изменению зазора на два порядка выше, чем чувствительность оптического туннелирования.

Рассмотрим, какой чувствительностью будут обладать инерциальные приборы, если в качестве датчиков перемещений их чувствительных масс будут использованы электронные туннельные микроскопы.

Акселерометр

Для измерения полного ускорения обычно используются три акселерометра со взаимно перпендикулярными осями чувствительности. Оценим погрешность каждого акселерометра из триады, имеющей общий габарит ∅50 мм. Габариты каждого прибора примем $\emptyset_{\text{акс}} = 25$ мм.

Схема акселерометра приведена на рис. 1.

Акселерометр 1 содержит корпус 2, в котором расположен датчик перемещений 3 с чувствительной массой 4 в подвесе 5. Для компенсации действующей силы *F* применено исполнительное устройство 6. В корпусе 7 датчика перемещений установлена подвижная часть 8 в подвесе 9. Подвижная часть может перемещаться в направлении действия силы *F*. Положение подвижной части относительно корпуса датчика перемещений измеряется с помощью туннельных микроскопов с зондами 10, 11, 12 и подложками 13, 14, 15, причем с помощью основного микроскопа, содержащего зонд 10 и подложку 13, измеряется смещение в направлении действия силы. Зонд 10 установлен на каретке 16, выполненной с возможностью движения в плоскости, перпендикулярной направлению полезной силы. Положение каретки удерживается пьезоэлектрическими актюаторами 17, 18, управляемыми через усилители 19, 20. Управление исполнительным устройством [4] осуществляется через усилитель 21. С этого же усилителя снимается информация с оценкой $\hat{F}$ действующей силы.

Ускорения, возникающие при движении акселерометра, приводят к появлению силы *F*, действующей на чувствительную массу 4. Под действием силы чувствительная масса смещает подвижную часть 8 датчика перемещений. Это смещение приводит к изменению туннельного тока между зондом 10 и подложкой 13, которое преобразуется в усилителе 21 и подается в виде управляющего сигнала на исполнительное устройство 6. Исполнительное устройство создает силу $\hat{F}$, компенсирующую действие силы *F*, приложенной к чувствительной массе.

В процессе эксплуатации в результате неравномерного старения материала, температурной деформации, искажения формы деталей при перегрузках и т. д. взаимное положение зонда 10 и подложки 13 изменяется в направлениях,

перпендикулярных действию силы. В туннельном микроскопе «поток электронов стекает с крайнего атома на кончике иглы, образуя пучок электронов диаметром порядка $4* 10^{-10}$м, и попадает на мишень таких же размеров. Чтобы не допустить сдвига пучка с мишени, необходимо независимо от дестабилизирующих факторов сохранять с этой точностью положение зонда 10 относительно подложки 14 в направлениях, перпендикулярных потоку электронов.

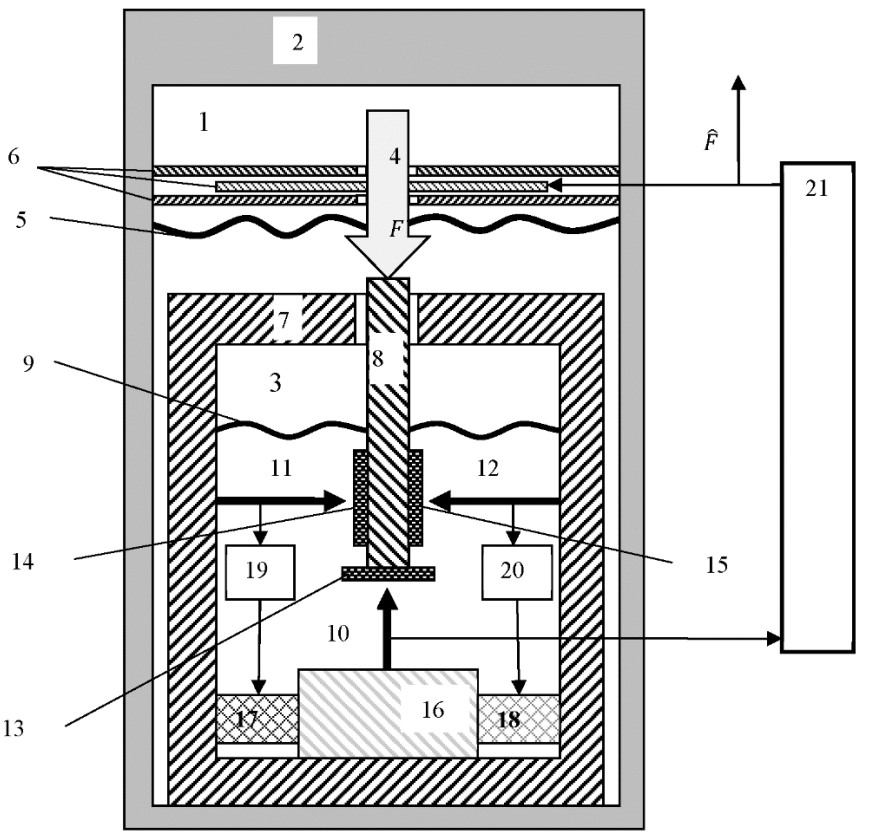


Рис. 1. Акселерометр: 1 – акселерометр; 2 – корпус акселерометра; 3 – датчик перемещений; 4 – чувствительный элемент; 5 – подвес чувствительного элемента; 6 – исполнительное устройство; 7 – корпус датчика перемещений; 8 – подвижная часть датчика; 9 – подвес подвижной части датчика; 10, 11, 12 – зонды туннельных микроскопов; 13, 14, 15 – подложки туннельных микроскопов; 16 – каретка; 17, 18 – пьезоэлектрические актюаторы; 19, 20 – усилители следящих систем управления кареткой; 21 – усилитель исполнительного устройства; F,$\hat{F}$ – сила измеренное значение

Задача сохранения взаимного положения зонда 10 и подложки 13 в направлениях, перпендикулярных действию силы, решается путем регулирования положения каретки пьезоэлектрическими актюаторами 17, 18[4].

Примем, что подвижная часть фиксируется в корпусе с помощью мембраны толщиной $s_{\text{акс}} = 2 * 10^{-4}$м и радиусом $r_{\text{акс}} = 1{,}25$мм.

Прогиб L мембраны, нагруженной в центре и закрепленной по окружности, может быть определен из формул [5]:

$$L_{\max} = \frac{P{r_{\text{акс}}}^2}{16\pi D}, \qquad D = \frac{E{s_{\text{акс}}}^3}{12(1-\mu^2)}, \tag{8}$$

где $P[H]$ –нагрузка в центре пластины;
D – удельная жесткость мембраны;
$\mu = 0{,}17$ – коэффициент Пуассона.
Так как $\mu^2 \ll 1$, то формулу для прогиба пластины можно переписать в виде:

$$L_{\max} = \ 0{,}2\frac{{r_{\text{акс}}}^2}{{s_{\text{акс}}}^3}\frac{P}{E} \tag{9}$$

Чувствительность датчика к силе определится из условия:

$$\Delta L = L_{\max}$$

$$P = 5\Delta L E s_{\text{акс}}\left(\frac{s_{\text{акс}}}{r_{\text{акс}}}\right)^2, \tag{10}$$

Чувствительность к ускорению $w_{\min}$ будет иметь величину:

$$w_{\min} \ = \frac{P}{m} = 5 * \frac{E\Delta L}{m} * \frac{{s_{\text{акс}}}^3}{{r_{\text{акс}}}^2} = 5 * 10^{-8}\,\frac{\text{м}}{\text{с}^2}. \tag{11}$$

Волновой твердотельный гироскоп

Работа волнового твердотельного гироскопа основана на использовании инертных свойств упругих волн, возбуждаемых в виде радиальных колец на второй моде в полусферическом, цилиндрическом или кольцевом резонаторе. Недостатки первых двух вариантов таких гироскопов связаны с необходимостью удлинения гироскопа вдоль оси чувствительности для образования резонирующей чаши. Этого недостатка лишены гироскопы с кольцевым резонатором. Резонатор гироскопа закреплен в корпусе на упругом подвесе, на кольце установлены пластины поглощения излучения. На другом упругом подвесе расположен статор датчика перемещений, выполненный в виде призмы-параллелепипеда с окном для обеспечения туннелирования оптического излучения. Недостатками такого одноосного гироскопа являются значительные нерабочие перемещения резонатора в корпусе, требующие увеличения габаритов.

В стоячей волне максимальное перемещение частиц материала наблюдается в пучностях волны и минимальное перемещение – в узлах волны. Это дает возможность жесткого соединения резонатора с корпусом в узлах волны при условии обеспечения сохранения положения волны относительно корпуса. Такое крепление допускает передачу энергии стоячей волны, но огранивает смещение кольца относительно корпуса. Поворот стоячей волны измеряется с помощью датчиков, сдвинутых относительно узлов волны. Для второй моды в одноосном гироскопе используются четыре точки крепления, а в трехосном гироскопе – шесть.

Устройство гироскопа приведено на рис. 2.

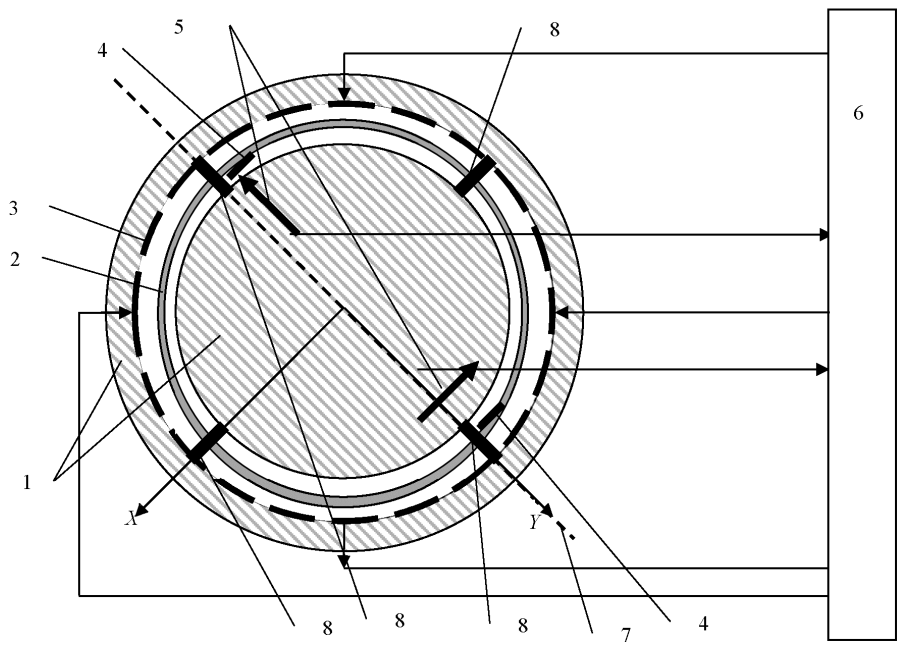


Рис. 2. Одноосный волновой гироскоп: 1 – корпус; 2 – кольцевой резонатор; 3 – силовой элемент возбуждения стоячей волны; 4 – роторы датчиков перемещений; 5 – статоры датчиков перемещений; 6 – блок управления; 7 – линия узлов; 8 – фиксирующие перемычки; *x*, *y*, *z* –координатные оси

Гироскоп содержит корпус 1, в зазоре которого расположен резонатор 2, деформируемый силовым элементом 3. На резонаторе расположены роторы датчиков перемещений 4, а на корпусе их статоры 5. Статоры подключены к блоку управления 6 стоячей волной. На рис. 2 показана линия 7 узлов стоячей волны вдоль оси «*y*». Для ограничения перемещения резонатор в узлах стоячей волны соединен с корпусом перемычками 8.

На корпус и кольцо устанавливают роторы 4 и статоры 5 датчиков перемещений со смещением относительно линии узлов 7. Сигналы с датчиков поступают в блок 6, в котором формируются силовые сигналы стабилизации стоячей волны относительно корпуса. Смещения резонатора ограничиваются жесткими перемычками 8.

Поворот второй гармоники стоячей волны в приборной системе координат определяется выражением [6, ф. 55. 10]:

$$\varphi = -0{,}4 \int_0^t \omega \, dt \,, \tag{12}$$

где ω −угловая скорость основания.

Так как элементом, определяющим габариты гироскопа, является резонатор, то рассчитаем чувствительность, исходя из его размеров. Примем, что имеется возможность создать стоячую волну с амплитудой, равной 1 % от радиуса:

$$\Delta a = 0{,}01\frac{\emptyset}{2} = 2{,}5 * 10^{-4}\text{м} \tag{13}$$

По второй гармонике кольцевой резонатор принимает форму эллипса.

Уравнение эллипса в полярной системе координат:

$$\frac{\cos^2\varphi}{a^2} + \frac{\sin^2\varphi}{b^2} = \rho^{-2}\,, \tag{14}$$

где ρ– радиус вектор эллипса;

φ – полярный угол;

a, b – большая и малая полуоси эллипса.

Приращение радиуса в зависимости от поворота полярного угла запишется в виде:

$$\frac{a^2 - b^2}{a^2 b^2}\sin 2\varphi\,\Delta\varphi = -2\rho^{-3}\Delta\rho. \tag{15}$$

$b^2 = a^2 - 2a\Delta a + \Delta a^2$, где $\Delta a \ll a$ – амплитуда стоячей волны. Принимая во внимание, что при малой амплитуде Δa можно считать $\rho \approx a$, получим:

$$\Delta a \sin 2\varphi\,\Delta\varphi = -\Delta\rho. \tag{16}$$

Узел второй гармоники соответствует углу $\varphi = 45^0$. Подставив это значение, получим выражение для погрешности гироскопа

$$\Delta\varphi = -\frac{\Delta\rho}{\Delta a}\,. \tag{17}$$

Примем амплитуду стоячей волны (20) $\Delta a = 2{,}5 * 10^{-4}$м.

При чувствительности туннельного электронного микроскопа:

$$\Delta\rho = \Delta L = 2 * 10^{-12}\text{м}$$

чувствительность гироскопа к поворотам будет иметь величину:

$$\Delta\varphi_\text{Т} = \frac{\Delta L}{\Delta a} = 0{,}8 * 10^{-8}\text{рад}. \tag{18}$$

Для определения чувствительности гироскопа к скорости поворота следует задаться допустимой постоянной времени гироскопа, например τ = 1 с. Тогда

$$\Delta\omega_\text{Т} = \frac{\Delta\varphi_\text{Т}}{\tau} = 0{,}8 * 10^{-8}\frac{1}{\text{с}} = 1{,}6 * 10^{-3}\frac{\text{град}}{\text{час}}. \tag{19}$$

Следовательно, такой гироскоп с датчиком электронного туннелирования можно отнести к приборам средней чувствительности.

При расположении датчиков в узлах волны нет возможности определить направление вращения волны. Поэтому датчики смещают относительно узла и включают по дифференциальной схеме. Смещение линии узлов (рис. 2) приведет к изменению сигналов датчиков с разными знаками. Положение равновесия в системе наступает при равенстве сигналов с противоположными знаками. При повороте волны сигнал одного датчика будет увеличиваться, а другого – уменьшатся, и следящая система стабилизирует исходное положение равновесия.

Стоячая волна второй моды в кольце имеет два положения пучностей и четыре точки узлов. Следовательно, как показано на рис. 2, возможна фиксация резонатора к корпусу в четырех точках.

Вывод

При необходимости ограничения габаритов основных элементов инерциальных навигационных систем, используя в качестве датчика перемещений их чувствительной массы электронный туннельный микроскоп, можно создать:

- акселерометр с чувствительностью $8* 10^{-8} \frac{м}{с^2}$;
- гироскоп с чувствительностью $1{,}6 * 10^{-3} \frac{град}{час}$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Малеев П. И., Попов А. Б. К вопросу повышения точности и помехозащищенности гравитационного градиентометра для морских подвижных объектов // Навигация и гидрография. – 2018. – № 52. – С. 13.
2. Миронов В. Л. Основы сканирующей зондовой микроскопии. Нижний Новгород: Институт физики микроструктур РАН, 2004. – 26 с.
3. Мешков И. Н., Чириков Б. В. Электромагнитное поле. Часть 1. Электричество и магнетизм. – Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1987.– 272 с.bookree.org/reader?file=450699&pg=2
4. Бобцов А. А., Бойков В. И., Быстров С. В., Григорьев В. В. Исполнительные устройства и системы для микроперемещений. – СПб.: Университет ИТМО, 2011.– 65 с.
5. Савельев Л.М. Теория пластин и оболочек. Конспект лекций «Прочность конструкций летательных аппаратов». – Самара: «Самарский государственный аэрокосмический университет им. С. П. Королева» (СГАУ), 2013. – 75 с.
6. Журавлев В.Ф., Климов Д.М. Прикладные методы в теории колебаний. М. Наука. 1988. Стр. 328.

THE ISSUE OF SMALLSIZED GYROSCOPES AND ACCELEROMETERS CREATION

P. I. Maleev («GNINGI» JSC)**, A. B. Popov**

Improvement of gyroscopes and accelerometers of inertial navigation systems of moving objects not only concerns their accuracy and reliability, but also extends to reducing their dimensions. The most significant measures in reducing dimensions in recent years have been undertaken in the development of micromechanical gyroscopes and accelerometers. However, their accuracy characteristics do not meet the requirements of a number of applications. A possible direction in solving this problem may be application of electronic tunnel microscopes in the considered elements as sensors for their sensitive mass movement. In the article, two structures of such elements (a gyroscope and an accelerometer) are considered as an example and their sensitivity is estimated as well.

ГИДРОГРАФИЯ И МОРСКАЯ КАРТОГРАФИЯ

УДК: 550.81

ПЕРСПЕКТИВНЫЕ МЕТОДИКИ ПРОВЕДЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА СУХОПУТНЫХ И МОРСКИХ ТЕРРИТОРИЙ

В. А. ГАРБАЦЕВИЧ, В. Г. ПЕТРОВ, В. А. ТЕЛЕГИН, М. С. НЕСМЕЯНОВ, Н. А. УСОВ (ИЗМИРАН),
Р. А. РЫТОВ (НИТУ «МИСиС»)

На основе анализа измерительных данных о распределении аномального магнитного поля вблизи поверхности Земли могут быть разработаны методики поиска месторождений железных руд, обнаружения рассеянных включений магнитных окислов железа, содержащихся в вулканических и осадочных породах, поиска объектов военной истории и пр. Аналогичные методики можно использовать для восстановления траектории движущихся магнитных диполей. Однако организация сбора и анализа большого объема данных магнитных измерений является отдельной важной задачей. В данной работе проводится обзор перспективных методов сбора магнитометрических данных, таких как создание сети чувствительных магнитометров для непрерывного магнитного мониторинга сухопутных и морских регионов и применение беспилотных летательных аппаратов для проведения магниторазведки. Кроме того, обсуждаются проблемы, связанные с разработкой алгоритмов анализа больших объемов магнитометрических данных на основе технологий искусственного интеллекта.

Введение

Использование оптимально распределенной сети современных чувствительных магнитометров и градиометров рассматривается в настоящее время как наиболее перспективный метод дистанционного обнаружения скрытых неподвижных и движущихся источников слабых магнитных полей. Данная задача крайне актуальна для обеспечения непрерывного магнитометрического мониторинга научных полигонов, морских портов, хозяйственных объектов государственной важности и прилегающих морских территорий.

В настоящее время применение беспилотных летательных аппаратов (дронов) для целей магнитометрического мониторинга земной и водной поверхности фактически находится в начальной стадии своего развития. В силу быстроты и

удобства сбора большого массива магнитометрических данных с помощью дронов очевидна практическая важность решения этой задачи.

Весьма актуально в настоящее время также создание новых высокопроизводительных алгоритмов компьютерной обработки больших массивов геофизических и магнитометрических данных, поступающих от распределенной сети станций наземного базирования и беспилотных летательных аппаратов.

1. Создание сети чувствительных магнитометров для непрерывного мониторинга слабо намагниченных удаленных объектов

В последнее время было предложено несколько подходов [1–6] для обнаружения удаленных намагниченных объектов путем измерения возмущений глобального магнитного поля Земли, которое они производят в окружающем пространстве. Использование оптимально распределенной сети современных чувствительных градиометров, схематически показанной на рис. 1, рассматривается как наиболее перспективный метод дистанционного обнаружения скрытых неподвижных и движущихся источников слабых магнитных полей [7–8]. В недавних работах [7–10] обсуждаются наиболее перспективные варианты конструкций градиометров, предназначенных для решения этой задачи.

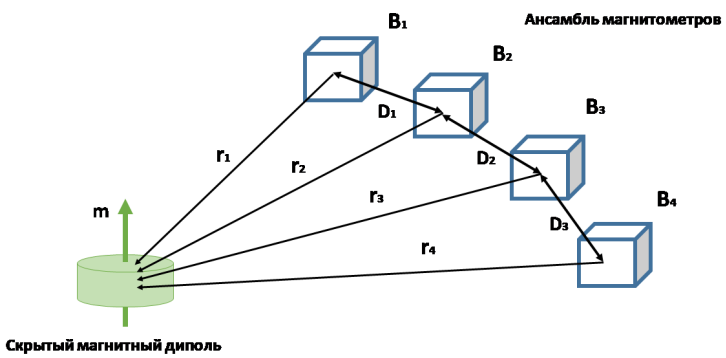


Рис. 1. Схема распределенной сети градиометров для непрерывного мониторинга положения слабо намагниченных удаленных объектов (объяснения – в тексте)

Как известно, поле намагниченного объекта на большом расстоянии от него можно аппроксимировать полем магнитного диполя. Искомыми параметрами удаленного магнитного диполя являются его положение в заданной системе координат $\boldsymbol{r} = (x,y,z)$, и компоненты полного магнитного момента диполя (m_x, m_y, m_z). Таким образом, из некоторого количества измерений магнитного поля диполя необходимо с помощью решения соответствующей системы уравнений определить шесть указанных величин.

Наиболее удобно измерять компоненты тензора градиентов магнитного поля диполя $\boldsymbol{G}$ в заданной точке, поскольку при этом исключается вклад магнитного поля Земли, который по абсолютной величине в большинстве случаев гораздо больше собственного магнитного поля удаленного магнитного диполя:

$$G = \nabla B = \begin{pmatrix} \partial_x B_x & \partial_y B_x & \partial_z B_x \\ \partial_x B_y & \partial_y B_y & \partial_z B_y \\ \partial_x B_z & \partial_y B_z & \partial_z B_z \end{pmatrix} \quad (1)$$

Компоненты тензора градиентов магнитного поля диполя ***G*** могут быть экспериментально определены как разность показаний двух магнитометров, деленная на соответствующее расстояние L между ними:

$$G_{ij} = \frac{\partial B_i}{\partial x_j} \approx \frac{B_{i1} - B_{i2}}{L}. \quad (2)$$

В то же время компоненты этого тензора могут быть непосредственно выражены через компоненты радиус-вектора диполя ***r*** и его магнитный момент ***m***:

$$G_{ij} = \frac{\partial B_i}{\partial x_j} = -3\left(\frac{(m,r)\left(5r_i r_j - r^2\delta_{ij}\right) - r^2\left(r_i m_j + r_j m_i\right)}{r^7}\right), \quad (3)$$

где δ_{ij} естьсимвол Кронекера.

Измеряя компоненты тензора ***G***, из формул (3) можно получить положение диполя в заданной системе координат ***r*** = (*x,y,z*) и компоненты полного магнитного момента диполя ***m*** = (m_x, m_y, m_z).

Хорошо известно [10], однако, что тензор градиентов магнитного поля имеет только пять независимых компонент. Для определения компонент тензора ***G*** в работе [10] была предложена конструкция из семи однокомпонентных магнитометров, схематично изображённая на рис. 2.

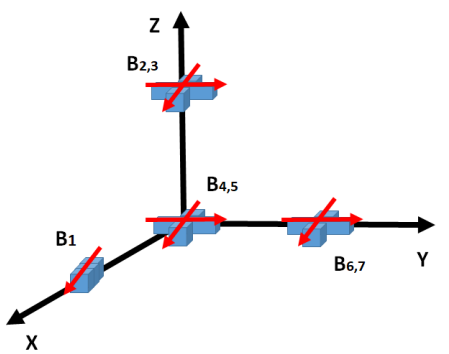


Рис. 2. Предполагаемая конструкция массива однокомпонентных магнитометров для проведения непрерывного магнитного мониторинга [10]

Схема градиометра, показанная на рис. 2, использует для измерения компонент тензора градиентов магнитного поля семь однокомпонентных датчиков магнитного поля, расположенных в вершинах куба с оптимально подобранной длиной ребра L. Для определения 6 независимых параметров тензора ***G*** предполагается проводить два измерения: первое в начальной точке 1, а второе измерение – в точке 2, отстоящей от

начальной точки на некоторое расстояние *D*. Такая методика, по расчетам авторов работы [10], позволяет обнаруживать и определять положение магнитного диполя на расстоянии от градиометра до 500 м с погрешностью координат искомого объекта не более 11 %.Они отмечают[10], что при увеличении числа магнитометров можно увеличить дистанцию обнаружения магнитного диполя, а также уменьшить погрешность определения координат искомого объекта.

Покажем, однако, что схема градиометра, предложенная в работе [10], не является оптимальной. Действительно, намагниченный объект, находящийся на значительном расстоянии от места измерения, будет вызывать лишь малые изменения *z*-компонент тензора градиентов магнитного поля (1), если его магнитный момент лежит в основном в плоскости *xy*, что является типичной ситуацией для морских судов и летательных аппаратов.

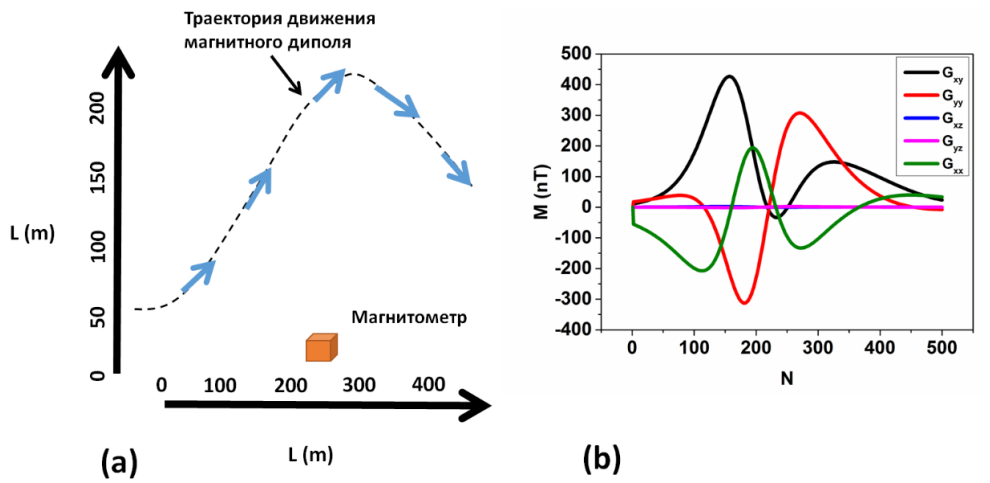


Рис. 3. Траектория движения удаленного магнитного диполя, магнитный момент которого лежит в плоскости *xy*, (*а*) и рассчитанные по формулам (3) компоненты тензора *G* (*б*)

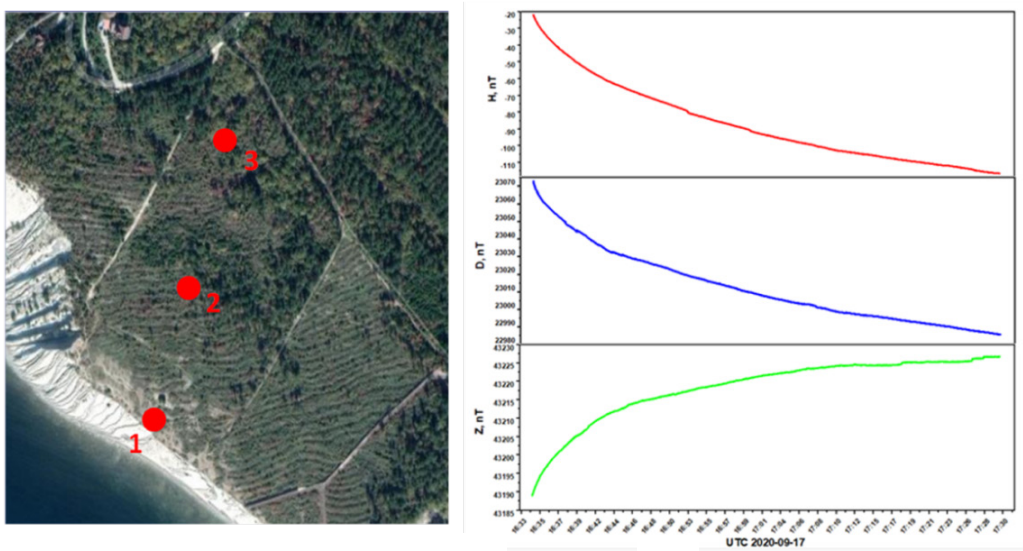
На рис. 3*а* схематично изображена траектория движения намагниченного объекта и расположение неподвижного градиометра. Предполагается, что градиометр ведет непрерывное наблюдение за объектом, который движется по некоторой траектории. За время движения объекта градиометр выполняет 500 измерений через равные промежутки времени. Рассчитанные по формулам (3) компоненты тензора ***G*** показаны на рис. 3*б*, где по горизонтальной оси отложен номер измерения компонент тензора ***G***. Как видно из рис. 3*б*, в рассматриваемом случае вариации компонент тензора G_{xz} и G_{xz} при движении магнитного диполя пренебрежимо малы по сравнению с изменениями компонент тензора G_{xx}, G_{yy} и G_{xy}.

Стоит также заметить, что перенос градиометра в другую точку для выполнения недостающего 6-го измерения, как это предложено в работе [10], приводит к потере точного углового ориентирования градиометра в новой точке измерения. Эта проблема в работе [10] даже не упоминается. Таким образом, задача разработки оптимальной конструкции градиометра и выбора подходящей схемы магнитных

измерений для определения положения диполя и его полного магнитного момента, остается актуальной.

Заметим также, что определение параметров магнитного диполя есть лишь первый этап решения более общей проблемы [11–15] описания магнитного поля, создаваемого протяженным намагниченным телом на некотором удалении от него. Эта важная проблема хорошо изучена с теоретической точки зрения [12, 4], но рецепты экспериментального определения квадрупольных и более высоких вкладов в рассеянное магнитное поле тела произвольной формы все еще слабо разработаны [13, 15].

Для создания базы, состоящей из сети магнитометров, предназначенной для мониторинга магнитных полей Земли, изучения атмосферных явлений и сигналов прибрежных вод, необходимо выбрать подходящую территорию с низким уровнем магнитного шума. Пробные измерения компонент магнитных полей были проведены нашей группой на полигоне ИО РАН «Геленджик» в сентябре 2020 года.



а *б*

Рис. 4. Спутниковый снимок полигона «Геленджик» и прилегающей территории (*а*) (цифрами 1–3 обозначены точки, где были произведены измерения магнитного поля) и изменение компонент магнитного поля в точке 3 в течение одного часа (*б*)

Рис. 4*а* показывает спутниковый снимок полигона Геленджик, перспективного для проведения мониторинга магнитной обстановки. Расположение полигона позволяет проводить эксперименты по регистрации удалённых объектов, движущихся в морской акватории, причем сеть магнитометров может быть размещена в непосредственной близости к берегу моря. Кроме того, имеется возможность проводить непрерывные измерения вариаций магнитного поля Земли в глубине полигона. Пробные измерения магнитного поля Земли, проведенные в трёх точках, отмеченных на рис. 4*а*, показали мало зашумленные данные, что указывает на перспективность создания на территории полигона Геленджик магнитной обсерватории. Рис. 4*б* иллюстрирует пробные измерения компонент магнитного поля

в точке 3. С заходом солнца воздействие на магнитное поле электрических токов ионосферы снижается, что было зафиксировано регистрацией в течение часа. Плавное изменение сигнала говорит о низком уровне шума в данной местности.

2. Разработка интеллектуальных алгоритмов обработки и анализа большого объема магнитометрических данных

Аномальным магнитным полем Земли называют наблюдаемые вблизи поверхности Земли локальные отклонения земного магнитного поля от глобального магнитного поля, которое создается глубоко расположенными источниками в мантии Земли по механизму геодинамо. Глобальное магнитное поле имеет приблизительно дипольный характер и весьма точно описывается современными феноменологическими моделями [16], основанными на большой совокупности данных спутниковых, аэромагнитных и наземных измерений.

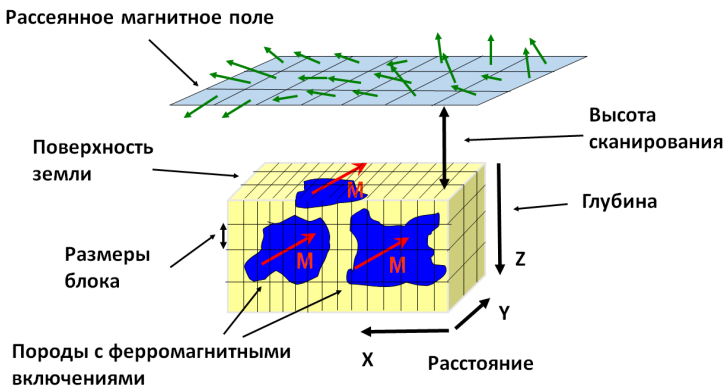


Рис. 5. Задача об определении геометрии магнитных источников по создаваемому ими рассеянному магнитному полю

Локальные же магнитные поля могут создаваться магнитными аномалиями, связанными с рудными залежами и с рассеянными включениями магнитных окислов железа, которые содержатся в вулканических и осадочных горных породах [17–19]. В малых пространственных масштабах источниками локальных возмущений магнитного поля являются объекты промышленной и военной инфраструктуры – силовые кабели, трубопроводы, подземные туннели, крупные объекты военной истории, пр.

Определение источников аномального магнитного поля по совокупности измерений этого поля на некоторой поверхности, или на достаточно плотном множестве точек является важной научно-технической задачей [20]. На рис. 5 схематически представлено расположение слабо намагниченных источников рассеянного магнитного поля, скрытых под поверхностью Земли. Эти источники создают рассеянное магнитное поле, которое экспериментально измеряется на некоторой высоте сканирования с помощью специального оборудования, установленного на самолете или спутнике. Но распределение источников в породах земной коры, а также направление и величина их намагниченности заранее неизвестны. Задача состоит в восстановлении этой информации по достаточно большой совокупности данных экспериментальных измерений.

Весьма перспективным современным подходом к этой задаче является использование эволюционных математических алгоритмов [21–26]. Эволюционные алгоритмы [21, 22] (к числу которых относят генетический алгоритм, алгоритм роя частиц и т. д.) являются эвристическими методами оптимизации и находят широкое применение в науке, технике и медицине [22–26]. Преимущество эволюционных алгоритмов состоит в простоте их реализации и высокой эффективности работы на распределенных вычислительных системах.

На основе генетических алгоритмов делаются попытки локализовать и определить природу источников магнитных аномалий по совокупности данных магнитных измерений. В работе [26] на основе генетического алгоритма проведено компьютерное моделирование для определения рассеянных источников магнитного поля, распределенных в пласте вулканической лавы площадью 80 × 40 км. Хорошо известно, что температура земных недр повышается с глубиной и достигает порядка нескольких сотен градусов Цельсия уже на глубинах около 10 км. Эти температуры сравнимы с температурой Кюри магнитных окислов железа и подобных магнитных минералов, которые являются основными источниками аномального магнитного поля вблизи поверхности Земли. Поэтому при математическом моделировании можно считать, что глубина залегания источников магнитных аномалий не превышает 10 км.

Использование генетических алгоритмов в рассматриваемой проблеме представляется весьма перспективным, хотя стоит отметить, что в работе [26] рассмотрен лишь простейший вариант данной задачи. Именно в работе [26] предполагалось, что искомые источники магнитного поля намагничены однородно, а направление вектора намагниченности объекта заранее известно из независимых измерений. При моделировании использовались данные аэромагнитных измерений всех трех компонент рассеянного магнитного поля, полученные на высоте сканирования около 1 км. Заметим также, что алгоритм, реализованный в работе [26], показал невысокую производительность, так что потребовалось провести более 200000 итераций для определения конечного распределения намагниченности объекта. При этом одно из важных преимуществ эволюционных алгоритмов, а именно возможность их распараллеливания, не было использовано.

Работа генетического алгоритма фактически воспроизводит процесс эволюционного развития биологической популяции под влиянием естественного отбора, когда в процессе биологической конкуренции выживают лишь наиболее приспособленные потомки. Исходное множество допустимых конфигураций источников аномального магнитного поля формируется в данном подходе достаточно произвольно. Оно образует исходную популяцию особей для начала работы генетического алгоритма. Дальнейшая эволюция популяции происходит в результате скрещивания особей, их мутации и последующего отбора по некоторому, наперед заданному, критерию приспособленности. В результате множества подобных преобразований среди далеких потомков исходных особей может найтись особь, для которой критерий приспособленности достигает приемлемой малой величины. Заметим, что особенностью генетического алгоритма является большая свобода в выборе размера популяции, вида операторов скрещивания и мутации, критерия пригодности элемента популяции и пр. От выбора этих параметров существенно зависит эффективность работы алгоритма. Подробное изложение теории генетических алгоритмов можно найти в работе [22].

Продемонстрируем применение генетического алгоритма в рассматриваемой задаче на простой компьютерной модели. Пусть некоторая расчетная область размером 40 × 40 × 2 км, разбита на 400 ячеек размером 2 × 2 × 2 км. Предположим, что в этой области расположены два компактных, слабо намагниченных источника магнитных аномалий. Например, эти источники могут быть большими кусками горной породы с однородно распределенными ферромагнитными включениями, которые вносят возмущение в глобальное магнитное поле Земли. Расположение и геометрия этих источников, взятых для простоты в форме круглых дисков, схематически показано на рис. 6.

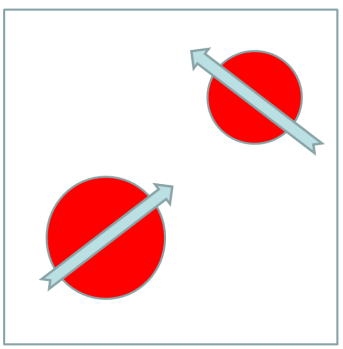


Рис. 6. Расположение источников аномального магнитного поля в расчетной области генетического алгоритма

На рис. 6. стрелками показаны средние магнитные моменты источников. Измеряя на некоторой высоте магнитное поле источников, мы получим массив данных, размерностью 20 × 20 ячеек, где каждый элемент массива хранит информацию о трех компонентах магнитного поля H в точках измерения, $H(x,y,h) = (H_x,H_y,H_z)$. Здесь h есть высота сканирования магнитного поля. Этот массив компонент аномального магнитного поля используется в дальнейшем для сравнения с магнитными полями, созданными различными популяциями генетического алгоритма.

На первом этапе генетический алгоритм создает начальную популяцию, состоящую из множества особей, каждая из которых представляет собой набор произвольно намагниченных блоков, случайно выбранных в расчетной области. Затем при образовании новой популяции члены популяции подвергаются воздействию операторов скрещивания и мутации. Оператор скрещивания выбирает две случайных особи из предыдущей популяции и образует новую особь, состоящую из некоторой комбинации намагниченных блоков особей-родителей. Оператор мутации выбирает случайным образом отдельную особь из предыдущей популяции и вносит случайные изменения в распределение её магнитных блоков. Затем для каждого члена популяции вычисляется критерий приспособленности по формуле:

$$f = \frac{\sqrt{\sum \frac{\left(H(x,y,h) - H_{alg}(x,y,h)\right)^2}{N_p}}}{\langle H(x,y,h) \rangle}$$

где $H_{alg}(x,y,h)$ есть магнитное поле особи в точке наблюдения (x,y,h), N_p есть общее число точек измерений магнитного поля, а $<H(x,y,h)>$ есть среднее значение модуля заданного магнитного поля в точках измерения. Суммирование в формуле (4) проходит по всем точкам области измерения магнитного поля. Смысл введения такой функции заключается в том, что более приспособленными оказываются те особи, для которых распределение источников магнитных аномалий наиболее близко к искомому распределению, показанному на рис. 6. Таким образом, чем меньше значение функции пригодности f, тем более предпочтительной является данная особь для отбора в новую популяции.

Следующий шаг алгоритма – отбор наиболее приспособленных особей. Именно алгоритм отбирает заданное число членов популяции с наименьшим значением функции пригодности f, а остальные особи игнорируются. Полученная таким образом новая популяция переходит на следующую итерацию алгоритма, где вышеперечисленные действия повторяются. Эволюция продолжается до тех пор, пока функция пригодности одной из особей не достигнет определенного, наперед заданного, достаточно малого значения.

Динамику работы генетического алгоритма можно проследить на рис. 7*а–г*, где проиллюстрированы этапы работы генетического алгоритма для решения, поставленной задачи на итерациях номер $N = 1, 16, 41, 151$ соответственно. Окружности показывают искомое распределение магнитных блоков. Темным цветом показаны источники, построенные генетическим алгоритмом на указанном этапе эволюции для наиболее приспособленной на данном этапе особи.

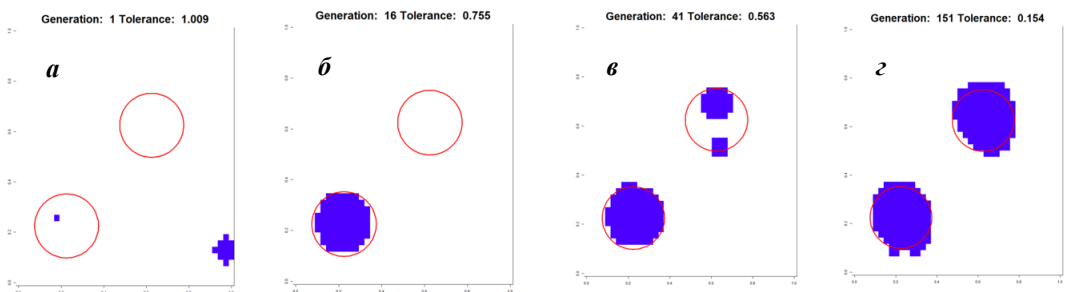


Рис.7. Пример работы генетического алгоритма на итерациях $N = 1, 16, 41, 151$ соответственно (объяснения в тексте)

На рис. 7*а* видно, что на начальном этапеэволюции намагниченные блоки распределены в расчетной области случайным образом. Но по мере работы алгоритма (рис. 7*б–в*) распредение магнитных блоков, полученное с помощью генетического алгоритма, становится все более близким к искомому распределению. Как показывает рис. 7*г*, в данной задаче уже на итерации $N = 151$ источники, построенные генетическим алгоритмом для особи с функцией пригодности $f = 0{,}154$, практически окончательно совпадают с искомым распределением намагниченных блоков.

Разработанные к настоящему моменту в ИЗМИРАН варианты генетического алгоритма обладают существенно большей производительностью, чем метод, использованный в работе [26]. Кроме того, определение источников локальных возмущений с помощью генетического алгоритма оказалось возможным и при

наличии измерительных данных только для одной компоненты рассеянного магнитного поля, что весьма актуально для большинства геофизических исследований.

3. Использование беспилотных летательных аппаратов для оперативного сбора магнитометрических данных

Беспилотные летательные аппараты (дроны) начинают успешно использоваться в самых различных областях науки и техники [27]. Дрон, оснащённый фотокамерой или сенсором, способен за короткое время обследовать большую территорию, что существенно повышает эффективность поиска и наблюдения. Обсуждается применение дронов для поиска потерпевших аварию аппаратов, для проверки состояния линий электропередач и трубопроводов, для наблюдения за стадами животных, мониторинга окружающей среды и пр. [27, 28]. Весьма эффективно применение дронов для дистанционного обнаружения геофизических полей различной природы – магнитных, гравитационных, тепловых.

Учитывая вышесказанное, перспективным направлением выглядит создание беспилотной летающей платформы, способной нести чувствительный магнитометр или градиометр для проведения дистанционных магнитных измерений и мониторинга окружающей обстановки. Важно, что при этом к платформе дрона и его оборудованию предъявляются серьезные конструктивные требования. Платформа должна обладать достаточным полетным временем, необходимой грузоподъемностью для установки магнитометра и сопровождающей электроники, электропитания, устойчивостью в полете и хорошей управляемостью. Датчики магнитометра должны быть надежно защищены от помех, создаваемых электромагнитными возмущениями от электромоторов дрона, от вибраций платформы. Беспилотник должен быть оснащен надежным каналом радиосвязи. Отмечается [29, 30], что в настоящее время эти конструктивные требования не приняты во внимания при разработке существующих беспилотных платформ дронов.

В работе [29] указывается также, что эффективность магнитного мониторинга с помощью дрона будет зависеть от правильного выбора чувствительного магнитометра, устанавливаемого на платформу дрона. Хотя обычные феррозондовые магнитометры, используемые в наземных измерениях, обладают малыми размерами, достаточной чувствительностью, малым уровнем шумов, низкой потребляемой мощностью, они обычно настроены на частоту измерения порядка 0,1 Гц, что явно недостаточно для использования такого магнитометра на движущейся платформе, в силу относительно короткого времени полета. В работе [29] описан специально разработанный для применения на платформе дрона трехкоординатный феррозондовый магнитометр с частотой измерения 4–5 Гц, в котором чувствительным элементом является отожженная аморфная лента состава CoFeSiB. Датчик магнитометра вынесен в горизонтальном направлении на расстояние 1,1 м от платформы дрона.

Группа российских исследователей [30] успешно испытала подвижную платформу дрона для проведения магнитной съемки на малых (порядка 5 м от земной поверхности) высотах за счет выноса датчика магнитометра на специальном подвесе на расстояние до 4–5 от платформы дрона. Разработанная платформа способная поднимать до 15 кг полезной нагрузки, имеет несколько LiPo 16000 мА-аккумуляторов и обладает полетным временем 20–30 мин. на одну батарею.

Используется 8-роторная платформа достаточной массы, что существенно повышает ее ветровую устойчивость. Исследователи [30] уделили особое внимание разработке специального полетного контроллера с увеличенным количеством задаваемых точек измерения магнитного поля. Кроме того, разработана специальная методика проведения магнитометрических измерений на сильно пересеченной, горной местности.

Важным направлением исследований является создание систем искусственного интеллекта на базе нечеткой логики, эволюционных алгоритмов и нейронных сетей для автономного управления полетом дрона и планирования его маршрута [31, 32]. Применение систем искусственного интеллекта может помочь сохранить аппарат во внештатной ситуации, например, во время отключения навигации GPS за счет непогоды или внешних помех. В работе [31] на основе контроллера с нечеткой логикой была разработана инерционная навигационная система, интегрированная с GPS и магнитометром. В тестируемых сценариях система показала хорошие результаты при отключении GPS на 30 с. Интересны также разрабатываемые [33] алгоритмы роевого поиска, когда несколько дронов, обмениваясь сообщениями друг с другом, гарантируют полное покрытие территория поиска.

Оптимизация конструкции платформы дрона, защита сенсоров магнитометра от электромагнитных помех, интеллектуальное управление траекторией полета, работа нескольких дронов в кооперации – все эти вопросы сегодня не имеют однозначного программного и технологического решения и находятся в стадии разработки [29–33].

Заключение

Использование оптимально распределенной сети современных чувствительных магнитометров и градиометров рассматривается в настоящее время как наиболее перспективный метод дистанционного обнаружения скрытых неподвижных и движущихся источников слабых магнитных полей. Данная задача чрезвычайно актуальна для обеспечения непрерывного магнитометрического мониторинга научных полигонов, морских портов, хозяйственных объектов государственной важности и прилегающих морских территорий.

Использование генетических алгоритмов для обработки и извлечения ценной практической информации из больших массивов геофизических и магнитометрических данных находится лишь в самом начале своего развития. Актуальность этого подхода, который является, по-видимому, некоторой альтернативой известным методам решения некорректных обратных задач математической физики, не вызывает сомнений. К сожалению, теоретические основы генетических алгоритмов недостаточно разработаны, эти алгоритмы допускают множество вариантов реализации. Поэтому важной проблемой развития данного метода является выбор версии алгоритма, наиболее удобной и производительной при определении локализации и магнитных параметров источников аномального магнитного поля Земли.

Весьма перспективной выглядит методика автоматического (программируемого) сбора данных магнитных измерений с помощью беспилотных летательных аппаратов (дронов). В настоящее время дроны уже активно применяются при проведении разведки, геологических изысканиях, выполнении фото- и видеосъемки больших участков наземной и водной поверхности. Однако для успешного проведения магнитометрических измерений с помощью беспилотных

летательных аппаратов необходимо решить несколько технических задач: разработать модель чувствительного магнитометра уменьшенной массы, решить проблему выноса датчиков магнитометра на достаточное расстояние от платформы для уменьшения амплитуды электромагнитных помех от электромоторов, разработать и реализовать помехозащищенный канал радиосвязи с дроном.

В настоящее время уже существуют инструменты, приборы и комплектующие, необходимые для успешного решения обозначенных выше задач, – чувствительные магнитометры разных типов, бесплотные летающие платформы необходимой грузоподъемности и полетного времени. В достаточной мере разработаны компьютерные алгоритмы для оперативного анализа большого объема данных. Однако необходимы целенаправленные усилия для того, чтобы вся эта техника и имеющиеся технологии заработали в комплексе и обеспечили надежный мониторинг магнитометрической обстановки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Nara T., Suzuki S., Ando S. A Closed-Form Formula for Magnetic Dipole Localization by Measurement of Its Magnetic Field and Spatial Gradients // IEEE Transactions on Magnetics2006. – Vol. 42. 2006.– Pp. 3291–3293.
2. Baldoni J. A., Yellen B. B. Magnetic Tracking System: Monitoring Heart Valve Prostheses // IEEE Transactions on Magnetics. – 2007. – Vol. 43.– Pp. 2430–2432.
3. Sheinker A., Frumkis L., Ginzburg B., Salomonski N., Kaplan B.-Z. Magnetic Anomaly Detection Using a Three-Axis Magnetometer // IEEE Transactions on Magnetics. – 2009. – Vol. 45.– Pp. 160–167.
4. Taylor C. R., Abramson H. G., Herr H. M. Low-Latency Tracking of Multiple Permanent Magnets // IEEE Sensors Journal. – 2019.– Vol. 19.– Pp. 11458–11468.
5. Sheinker A., Moldwin M. B. Magnetic anomaly detection (MAD) of ferromagnetic pipelines using principal component analysis (PCA) // Measurement Science and Technology. – 2016. – Vol. 27. – Vol. – Pp. 045104.
6. Fan Y., Liu X., FangG. Parabolic Trail OBF in Magnetic Anomaly Detection // Progress In Electromagnetics Research B. – 2017. –Vol. 74.– Pp. 23–35.
7. Yangyi Sui, Guang Li, Shilong Wang, Jun Lin. Asphericity Errors Correction of Magnetic Gradient Tensor Invariants Method for Magnetic Dipole Localization // IEEE Transactions on Magnetics. – 2012. Vol. 48. – Pp. 4701–4706.
8. Wang C., Zhang X., Qu X., Pan X., Fang G., Chen L. A Modified Magnetic Gradient Contraction Based Method for Ferromagnetic Target Localization // Sensors. – 2016.– Vol. 16. – P. 2168.
9. Shangguan Y., Yuan J., Zou J. A localization method for submarines based on array probes magnetic measurement at two positions to overcome the influence of background field // International Journal of Applied Electromagnetics and Mechanics. – 2017. – Vol. 55. – Pp. 205–212.
10. Gao X., Yan S., Li B. Localization of Ferromagnetic Target with Three Magnetic Sensors in the Movement Considering Angular Rotation // Sensors. – 2017. – Vol.– 17. – P. 2079.
11. Nixon D. A., Baker F. E. Using prolate spheroidal magnetization distributions for magnetic modeling // Journal of Applied Physics. – 1981. – Vol. 52. – Pp. 539–541.
12. Frumkis L., Kaplan Ben-Zion. Spherical and spheroidal shells as models in magnetic detection // IEEE Transactions on Magnetics. – 1999. – Vol. 35. – Pp. 4151–4158.
13. Holmes J. J. Theoretical development of laboratory techniques for magnetic measurement of large objects // IEEE Transactions on Magnetics. – 2001. – Vol. 37. – Pp. 3790–3797.
14. Kildishev A. V., NyenhuisJ. A., Morgan M. A. // Multipole analysis of an elongated magnetic source by a cylindrical sensor array // IEEE Transactions on Magnetics. – 2002. – Vol. 38. – Pp. 2465–2467.
15. Kamondetdacha R., Kildishev A. V., Nyenhuis J. A. // Multipole Characterization of a Magnetic Source Using a Truncated SVD // IEEE Transactions on Magnetics. – 2004. – Vol. 40. – Pp. 2176–2178.
16. Thébault E., Finlay C. C.et. al. International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation // Earth, Planets and Space. – 2015. – Vol. 67. – No 79. https://doi.org/10.1186/s40623-015-0228-9
17. Whaler K. A., Langel R. A. Minimal crustal magnetizations from satellite data // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 1996. – Vol. 98. – Pp. 303–319.

18. Lesur V., Gubbins D. Using geomagnetic secular variation to separate remanent and induced sources of the crustal magnetic field // Geophysical Journal International. – 2000. – Vol. 142. – Pp. 889–897.
19. Mandea M., Purucker M. Observing, Modeling, and Interpreting Magnetic Fields of the Solid Earth // Surveys in Geophysics. – 2005. – 2005. – Vol. 26. – Pp. 415–459.
20. Clark D. A. Methods for determining remanent and total magnetisations of magnetic sources – a review // Exploration Geophysics. – 2014. – Vol. 45. – Pp. 271–304.
21. Holland J. H. Adaptation in natural and artificial systems / Ann. Arbor., MI: University of Michigan Press, 1975.
22. McCall J. Genetic algorithms for modelling and optimisation // Journal of Computational and Applied Mathematics. – 2005. – Vol. 184. – Pp. 205–222.
23. Nagano T., Ohno Y., Uesugi N., Ikeda H., Ishiyama A., Kasai N. Multi-source localization by genetic algorithm using MEG // IEEE Transactions on Magnetics. – 1998. – Vol. 34. – Pp. 2976–2979.
24. Sheinker A., Salomonski N., Ginzburg B., Frumkis L., Kaplan B.-Z. Aeromagnetic search using genetic algorithm Proc // Progress in Electromagnetic Research Symposium (PIERS). – Hangzhou, China, 2005. – Pp. 492-5.
25. Currenti G., Del Negro C., Nunnari G. Inverse modelling of volcanomagnetic fields using a genetic algorithm technique // Geophysical Journal International. – 2005. –Vol. 163. – Pp. 403–418.
26. Montesinos F. G., Blanco-Montenegro I., Arnoso J. Three-dimensional inverse modelling of magnetic anomaly sources based on a genetic algorithm // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 2016. – Vol. 253.– Pp. 74–87.
27. Kroll A. Evaluation of an Unmanned Aircraft for Geophysical Survey // ASEG Extended Abstracts. – 2013. – Pp. 1–4.
28. Wood A., Cook I., Doyle B., Cunningham M., Samson C. Experimental aeromagnetic survey using an unmanned air system // The Leading Edge. – 2016. – Vol. 35. – Pp. 270–273.
29. Macharet D., Perez-Imaz H., Rezeck P., Potje G., Benyosef L., Wiermann A., Freitas G., Garcia L., Campos M. Autonomous Aeromagnetic Surveys Using a Fluxgate Magnetometer // Sensors. – 2016. – No 16. – P. 2169.
30. Parshin A. V., Morozov V. A., Blinov A. V., KosterevA. N., Budyak A. E. Low-altitude geophysical magnetic prospecting based on multirotor UAV as a promising replacement for traditional ground survey // Geo-Spatial Information Science. – 2018. – No 21. – Pp. 7–74.
31. Khoder W. An Adaptive Fuzzy Logic Quaternion Scaled Unscented Kalman Filtering for Inertial Navigation System, GPS and Magnetometer Sensors Integration // Science Journal of Circuits, Systems and Signal Processing. – 2014. – Vol. 3. – Pp. 5.
32. Santana L. V., Brandão A. S., Sarcinelli-Filho M. Navigation and Cooperative Control Using the AR.Drone Quadrotor // Journal of Intelligent & Robotic Systems. – 2016. – Vol. 84. – Pp. 327–350.
33. Bayındır L. A review of swarm robotics tasks //Neurocomputing. – 2016. – Vol. 172. – Pp. 292–321.

PROSPECTIVE METHODS FOR GEOPHYSICAL MONITORING OF LAND AND SEA REGIONS

V. A. Garbatsevich, V. G. Petrov, V. A. Telegin, M. S. Nesmeyanov, N. A. Usov (IZMIRAN)**, R. A. Rytov** (NUST MISIS)

Based on the analysis of measurement data on anomalous magnetic field distribution near the Earth's surface, methods can be developed for prospecting iron ore deposits, for detection of dispersed inclusions of magnetic iron oxides contained in volcanic and sedimentary rocks, for searching for objects of war heritage, etc. Similar techniques can be used to reconstruct the trajectory of moving magnetic dipoles. However, collection and analysis organization of magnetic measurement data of a large volume is a separate important task. This article reviews prospective methods for collecting magnetometer data, such as creation of a network of sensitive magnetometers for continuous magnetic land and sea monitoring and use of unmanned aerial vehicles for magnetic survey. In addition, issues related to the development of algorithms for analyzing magnetometer data of a large volume based on artificial intelligence techniques are discussed herein.

УДК 528.92

АМФИДРОМИЧЕСКИЕ ТОЧКИ В ПОЛЕ ПРИЛИВНЫХ КОЛЕБАНИЙ

Ю. Н. ЖУКОВ, Е. В. ФЁДОРОВА
(ФГБУ «ГОИН»)

Излагаются свойства амфидромических точек в поле фаз приливных колебаний. Амфидромические точки эксплицируются в нулевые точки аналитических функций. Показано, что в поле фаз приливных колебаний амфидромические точки существуют с необходимостью, а в поле фаз распространяющихся и стоячих волн амфидромических точек не может существовать.

Актуальность задачи изучения географического распределения пространственно-временной изменчивости приливов определяется значимостью информационного гидрометеорологического обеспечения деятельности на морях и океанах. Информация о пространственном распределении приливных колебаний актуальна для судоходства, построения навигационных карт, технологической деятельности на шельфе морских акваторий.

Пространственно-временное распределение амплитуд приливных колебаний в морях и океанах обладает большой изменчивостью. Это связано с наличием амфидромических структур в поле приливных колебаний акваторий. Под амфидромической структурой следует понимать географическое положение амфидромических точек на акватории и соответствующее этим точкам поля изофаз и амплитуд. В данной работе будет построено формальное описание амфидромической структуры. Изложение будет существенно опираться на результаты работ авторов [1, 2].

В соответствии с гармоническим анализом приливов приливные колебания в точке описываются конечной суммой косинусов с частотами гармонических составляющих:

$$h(t) = \sum_{j=1}^{N} a_j \cos\left(\omega_j t + \psi_j\right), \tag{1}$$

где a_j – амплитуда ($a_j > 0$), t – время ($-\infty < t < \infty$), $\phi_j = \left(\omega_j t + \psi_j\right)$– фаза ($0 \le \phi_j < 2\pi$), ψ_j – начальная фаза (она равна фазе колебания в момент времени $t = 0$), ω_j – угловая частота ($\omega_j > 0$) j-ой гармонической составляющей, $j = 1,2, \dots, N$. Заметим, что фаза однозначна по модулю 2π. Выражение (1), как показано в работе [2], можно записать через амплитуду и фазу приливных колебаний, зависящих от времени:

$$h(t) = a(t)\cos\left(\phi(t)\right). \tag{2}$$

Поле приливных колебаний на некоторой акватории $D(\varphi, \lambda)$, где φ – широта, λ – долгота, с границей Γ в каждой точке имеет приливные колебания вида (1). Тогда,

используя (2), это поле можно описать в виде двух полей – поля амплитуды и поля фазы.

$$a(\varphi, \lambda, t), \tag{3}$$

$$\phi(\varphi, \lambda, t), \tag{4}$$

Очевидно, что если для любого момента времени t имеются значения полей (3) и (4), то, используя выражение (2), можно вычислить приливной уровень моря для любой точки (φ, λ) акватории $D(\varphi, \lambda)$ на любой момент времени t.

Однако до настоящего время не созданы вычислительные методы описания полей (3) и (4). В океанографии для их описания создаются лишь два различных типа карт: котидальные (cotidal map) и приливные карты. Первый тип карт создается кинематическим методом прямого анализа береговых наблюдений за уровнем моря. Результатом является карта котидалей – линий, соединяющих точки акватории, в которых одновременно наблюдается полная вода. Для различных моментов времени положение котидалей будет различно. Как правило, отображаются котидальные линии через один лунный час. На рис. 1 приведены примеры котидальной карты. На котидальных картах представляются только положения изофаз $\phi(\varphi, \lambda, t_0) = 0$ поля (4) для некоторого момента времени t_0.

Второй тип карт, которые будем называть приливными картами, представляет собой карты положения изоамплитуд $a_j(\varphi, \lambda, t_0) = \text{const}$ и изофаз $\phi_j(\varphi, \lambda, t_0) = \text{const}$ для j-ой гармонической составляющей из (1). Для создания таких приливных карт используют либо экспертный кинематический метод изогопс Тимонова [3], либо методы гидродинамического моделирования [4]. На рис. 2 представлены приливные карты для Баренцева моря.

На котидальных картах приведена информация о суммарных приливных колебаниях (1), тогда как на приливных картах – только информация для отдельной гармонической составляющей. Получить котидальную карту путем «сложения» приливных карт для получения данных о суммарных приливных колебаниях (1) принципиально невозможно [5].

Котидальные карты строили до Второй мировой войны, затем стали создавать приливные карты, так как появились данные о гармонических постоянных. Особо следует обратить внимание на различие в структуре изофаз на котидальных и на приливных картах: на некоторых картах присутствуют амфидромические точки, а на других они полностью отсутствуют. Например, даже в середине XX века создавались приливные карты без амфидромических точек (рис. 2). Как такое возможно, и кто из авторов прав?

Наличие амфидромических точек в поле приливных колебаний не предполагается ни статической, ни динамической теориями прилива. Амфидромические точки были открыты эмпирически в 1836 Увейлом при обработке данных наблюдений за уровнем на берегах Северного моря [6]. Работа Увейла стимулировала поиск теоретического обоснования существования амфидромических точек в поле приливных колебаний. В основу поиска легло представление, что приливы – это волновой процесс.

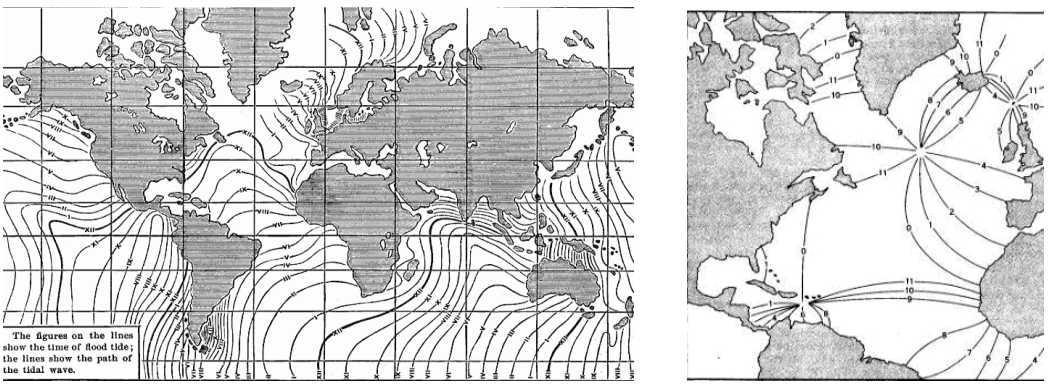


Рис. 1. Примеры котидальных карт. Слева – котидальная карта 1891 г. [7]. Справа – котидальная карта Штернека 1920 г. [8]. На правой карте фактически изображены изофазы приливных длинных волн, поэтому нет амфидромических точек, а на левой карте амфидромические точки присутствуют, хотя исходная информация о приливах на побережье Атлантического океана практически не изменилась за интервал времени, прошедший между изданием карт

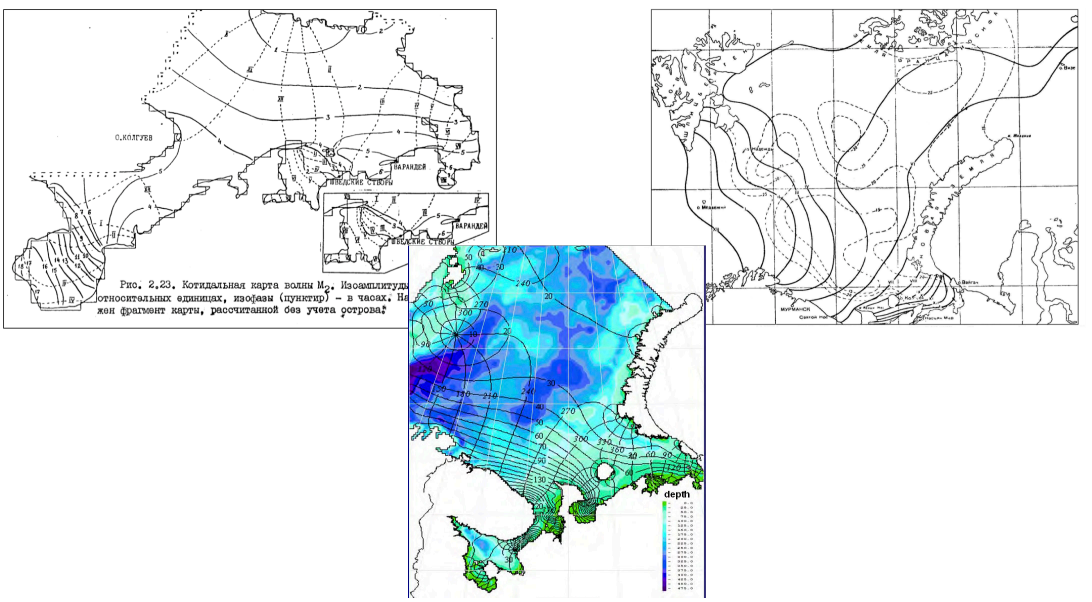


Рис. 2. Примеры приливных карт волны М2 для Баренцева моря. Слева и в центре приливные карты, вычисленные с использованием гидродинамических моделей. Левая – 1985 г. [9], в центре – 2001 г. [10]. Справа – приливная карта, построенная методом изогипс в 1959 г. [11]. Следует обратить внимание, что на левой и правой картах нет амфидромических точек, а на средней они присутствуют. Возникает вопрос о корректности гидродинамического моделирования приливов

До начала XX века приливы связывали с распространяющимися поверхностными волнами. Учитывая это, королевский астроном сэр Джордж Биддель Эйри теоретически доказал, что в поле распространяющихся приливных волн существование амфидромических точек невозможно [12]. Только после смерти Эйри

в работе Гарриса в 1901 г. было сделано предположение, что приливные волны являются системой стоячих волн [13]. При таком понимании приливов моделью формирования амфидромических точек служат пересечения узловых линий стоячих волн. Однако вскоре Тейлор в 1922 г. ввел в обиход модель формирования амфидромической точки на основе волн Кельвина [14]. С тех пор создано большое число моделей формирования амфидромических точек. Все они основаны на комбинировании различных типов волн: распространяющихся, стоячих, Кельвина, Пуанкаре с учетом и без учета силы Кориолиса. Такая чехарда моделей формирования амфидромических точек из разнообразных математических волновых уравнений вызывает вопросы. Существуют ли амфидромические точки в реальности или это плод физическо-математического воображения? Почему амфидромическая точка, а не амфидромическая линия или амфидромическая область? Можно ли определить наличие амфидромической точки на акватории без построения приливных карт? Такие вопросы в океанографии не принято обсуждать. Попробуем ответить на эти вопросы самостоятельно.

Любое колебание вида (1) или (2) может быть представлено в виде комплекс назначенной функции $w(t)$[2]:

$$w(t) = h(t) + iv(t), \tag{5}$$

где $i = \sqrt{-1}$–мнимая единица, $v(t)$ – сумма гармонических составляющих, входящих в (1), сдвинутых по фазе на $-\frac{\pi}{2}$. Выражение (2) связано с (5) с помощью соотношений:

$$a(t) = \sqrt{h^2(t) + v^2(t)},$$

$$\phi(t) = \arccos\frac{h(t)}{a(t)} = \arcsin\frac{v(t)}{a(t)},$$

$$\omega(t) = \frac{\dot{v}(t)h(t) - \dot{h}(t)v(t)}{a^2(t)}, \tag{6}$$

Очевидно, что выражение (5) представляет колебание уровня моря в некоторой точке любого характера – как приливного, так и колебания, вызванного любым типом волн: и распространяющихся, и стоячих. Следовательно, поле любых колебаний на акватории можно представить непрерывной комплексной функцией либо в алгебраической форме:

$$w(\varphi, \lambda, t) = h(\varphi, \lambda, t) + iv(\varphi, \lambda, t), \tag{7}$$

либо в показательной форме:

$$w(\varphi, \lambda, t) = a(\varphi, \lambda, t)e^{i\phi(\varphi,\lambda,t)}, \tag{8}$$

Здесь действительная часть $h(\varphi, \lambda, t)$, мнимая часть $v(\varphi, \lambda, t)$, модуль $a(\varphi, \lambda)$ и аргумент $\phi(\varphi, \lambda, t)$ $(0 \le \phi(\varphi, \lambda, t) < 2\pi)$ являются действительно-значными функциями.

Вводя аппарат комплексных функций, следует отобразить (эксплицировать) океанографические понятия в математические понятия. Из выражений (7) и (8) следует, что термину «уровень моря» соответствует действительная часть комплексного числа, «амплитуде колебаний» соответствует модуль комплексного числа, а термину «фаза колебаний» – аргумент комплексного числа. Напомним, что для комплексного числа $z = x + iy$ модуль $|z|$ равен

$$|z| = \sqrt{x^2 + y^2}, \tag{9}$$

а аргумент $\arg z$

$$\arg z = \operatorname{arctg}\frac{y}{x}. \tag{10}$$

Амфидромическая точка – понятие океанографическое, а функция $w(\varphi, \lambda, t)$ – математическое. Как амфидромическая точка проявляется в свойствах функции $w(\varphi, \lambda, t)$? Очевидно, что для ответа следует найти в функции $w(\varphi, \lambda, t)$ объект, имеющий свойства, аналогичные свойствам амфидромической точки.

Вблизи амфидромической точки в *любой момент времени наблюдаются* следующие свойства поля фаз и амплитуд.

1. В амфидромической точке сходятся все фазы из интервала $[0,2\pi)$.
2. Поле фазы приливных колебаний гладко (непрерывно и дифференцируемо).
3. Поле амплитуд приливных колебаний гладко (непрерывно и дифференцируемо).
4. Фазы равномерно распределены на окружности с центром в амфидромической точке.
5. Амплитуды линейно увеличиваются от амфидромической точки.
6. Изоамплитуды и изофазы ортогональны друг другу.

Ниже приведены очевидные следствия.

1. В амфидромической точке высота прилива равна нулю, а фаза прилива не определена, так как в этой точке сходятся все фазы из интервала $[0,2\pi)$.
2. Изофазы являются прямыми, которые веером расходятся из амфидромической точки и имеют равные углы между смежными изофазами.
3. Изоамплитуды представляют собой окружности с центром в амфидромической точке и с линейно изменяющимися радиусами.

Учитывая, что структура поля фаз и амплитуд для амфидромической точки не зависит от времени, для упрощения записи будем далее опускать переменную времени t в выражениях функций (7) и (8). Какой объект в $w(\varphi, \lambda)$ имеет перечисленные свойства амфидромических точек? Если взять произвольную непрерывную комплексную функцию $w(\varphi, \lambda)$, то в ней не будет объекта, имеющего свойства амфидромической точки. Однако, во множестве комплексных функций $w(\varphi, \lambda)$, существует подмножество $w_a(\varphi, \lambda) \in \{w(\varphi, \lambda)\}$, называемое аналитическими функциями, которое имеет особенности в точности совпадающими со свойствами амфидромических точек. Это точечные особенности, в которых аналитическая функция равна нулю, т. е. если в точке с координатами (φ_0, λ_0) существует ноль аналитической функции, то $w_a(\varphi_0, \lambda_0) = 0$. Действительно, так как значение функции $w_a(\varphi_0, \lambda_0)$ в этой точке комплексные, то действительная и мнимые части функции

равны нулю, т. е. $w_a(\varphi_0,\lambda_0) = 0 + i0$. Учитывая (9) и (10) получим, что модуль функции в этой точке равен $|w_a(\varphi_0,\lambda_0)| = 0$, а аргумент $\arg w_a(\varphi_0,\lambda_0)$ – не определен, так как деление на ноль в выражении (10) невозможно.

На рис. 3 представлено расположение изолинии равных значений модулей и аргументов для точки нуля аналитической функции $w_a(\varphi_0,\lambda_0) = 0$. Структура изолиний соответствует свойствам структуры изофаз и изоамплитуд вблизи амфидромической точки, указанным выше.

Таким образом, можно отождествить понятие амфидромической точки и нуля аналитической функции и положить, что океанографическое понятие амфидромической точки тождественно понятию точки нуля аналитической функции $w_a(\varphi_0,\lambda_0) = 0$.

Теперь, используя этот факт, следует выяснить, существует ли в реальных приливных колебаниях, представляемых аналитической функцией $w(\varphi,\lambda)$, хотя бы одна амфидромическая точка, т. е. ноль функции $w(\varphi,\lambda)$.

Для этой цели воспользуемся вспомогательным понятием индекса χ комплексной функции. Пусть в односвязной области $D(\varphi,\lambda)$ определена точка комплексной функции $w(\varphi,\lambda)$. Индексом χ комплексной функции $w(\varphi,\lambda)$ по контуру Γ, лежащему или окаймляющему $D(\varphi,\lambda)$, называется разделенное на 2π приращение ее аргумента $\arg w(\Gamma)$ при полном обходе кривой Γ в положительном направлении (против часовой стрелки). Если приращение аргумента функции $w(\varphi,\lambda)$ при полном обходе контура Γ символически обозначить $[\arg w(\Gamma)]$, то индекс χ можно записать в виде:

$$\chi = \frac{1}{2\pi}[\arg w(\Gamma)]. \tag{11}$$

Покажем, что индекс χ есть целое число или нуль. Действительно, выразим индекс через изменение логарифма функции $w(\varphi,\lambda)$ на контуре Γ:

$$\ln w(\Gamma) = \ln|w(\Gamma)| + i\arg w(\Gamma). \tag{12}$$

Тогда после обхода контура Γ модуль $|w(\Gamma)|$ возвращается к своему начальному значению. Поэтому

$$[\arg w(\Gamma)] = \frac{1}{i}[\ln w(\Gamma)]. \tag{13}$$

Отсюда

$$\chi = \frac{1}{2\pi i}[\ln w(\Gamma)]. \tag{14}$$

В силу непрерывности функции $w(\varphi,\lambda)$ приращение аргумента $[\arg w(\Gamma)]$ должно быть кратным 2π. Следовательно, $\chi = 0, \mp 1, \mp 2, \ldots$.Значение индекса имеет знак: плюс – если фаза увеличивается в направлении положительного обхода контура и минус – если направление увеличения обратно обходу.

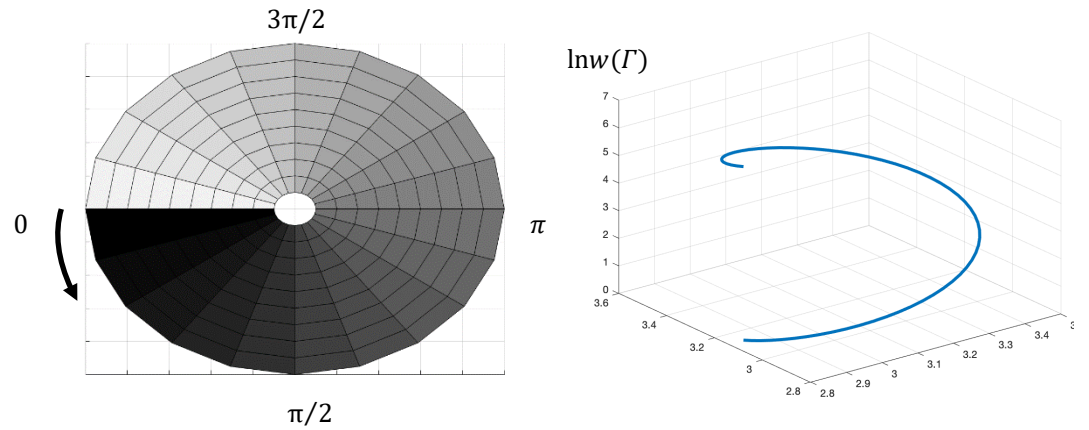


Рис. 3. Поля фазы и амплитуды вблизи в близи амфидромической точки. Слева – структура изофаз (радиальные линии) и амплитуд (окружности). Цветом передано монотонное изменение аргумента. Центр круга, в котором сходятся все фазы, выделен белым цветом. Справа – график $\ln w(\Gamma)$ для внешней окружности левого рисунка.

В данной статье будем использовать следующее представление индекса в виде интеграла от приращения фазы колебаний на контуре Γ[15]:

$$\chi = \frac{1}{2\pi}\int_{\Gamma} d\arg w(\Gamma). \qquad (15)$$

Очевидно, что если амфидромическая точка находится внутри контура Γ, то интеграл (15) не равен нулю, так как значения фазы на контуре Γ монотонно изменяются, и, следовательно, при полном обходе контура $\chi \neq 0$. Если же внутри контура Γ нет амфидромической точки, то $\chi = 0$. Поэтому значения фазы равны в начальной и конечной точке обхода контура Γ. Так как поле фазы гладкое, то на контуре Γ должны быть участки роста фазы, которые компенсируются падением фазы на других участках Γ. Следовательно, $\chi = 0$. На рис. 4 приведены иллюстрации этим утверждениям.

Теперь покажем, что в поле реальных приливных колебаниях, должна существовать хотя бы одна амфидромическая точка. Пусть для простоты рассуждений Мировой океан представлен областью $D(\varphi,\lambda)$. Этого всегда можно достичь, используя стереографическую проекцию с центром проектирования в южном полюсе и конформные преобразования. В $D(\varphi,\lambda)$ наблюдаются приливные колебания, которые представлены функцией $w(\varphi,\lambda)$. Нужно доказать, что в $D(\varphi,\lambda)$ существует нуль $w(\varphi,\lambda)$.

Очевидно, что нуль функции $w(\varphi,\lambda)$ всегда лежит в точке пересечения нулевых уровней ее действительной $h(\varphi,\lambda)$ и мнимой $v(\varphi,\lambda)$ частей. По условию в $D(\varphi,\lambda)$ есть приливы, следовательно, в некоторой момент времени t_0 в функции $h_0(\varphi,\lambda)$ существуют некоторые области с полной водой, и другие – с малой водой. Эти области разделяются линией нулевого уровня $h_0(\varphi,\lambda) = 0$. Кроме того, в $D(\varphi,\lambda)$ существуют все значения фаз в интервале $[0,2\pi)$. Иначе нарушался бы закон сохранения массы

(примером последнего может служить набор фаз в области, ограниченной пунктирной окружностью на рис. 4.) Функция мнимой части $v_0(\varphi,\lambda)$ в момент t_0 является сопряженной по Гильберту функции $u_0(\varphi,\lambda)$. Другими словами, функция $v_0(\varphi,\lambda)$ для момента времени t_0 полностью совпадает с функцией $u_1(\varphi,\lambda)$для момента времени t_1, соответствующего моменту, при котором фаза $\phi_0(\varphi,\lambda)$, сдвинута на $-\frac{\pi}{2}$, то есть $v_0(\varphi,\lambda) \equiv u_1(\varphi,\lambda)$. Для функции $u_1(\varphi,\lambda)$ существует нулевой уровень $h_1(\varphi,\lambda) = 0$, как у функции приливной поверхности. Следовательно, и $v_0(\varphi,\lambda)$ имеет нулевой уровень $v_0(\varphi,\lambda) \equiv h_1(\varphi,\lambda) = 0$. Осталось выяснить, пересекаются ли уровни $h_0(\varphi,\lambda) = 0$ и $v_0(\varphi,\lambda) = 0$. Здесь необходимо воспользоваться тем, что, как показано в работе [2], $w(\varphi,\lambda)$ является аналитической функцией $w_a(\varphi,\lambda)$. Для аналитических функций известно [16], что это точка пересечения будет существовать, причем точка пересечения лежит строго внутри $D(\varphi,\lambda)$, так как внутри $D(\varphi,\lambda)$ присутствуют все фазы в интервале $[0,2\pi)$. Таким образом, нуль функции $w_a(\varphi,\lambda)$ обязательно находится внутри $D(\varphi,\lambda)$ для любого момента времени, так как момент времени t_0 выбран произвольно.

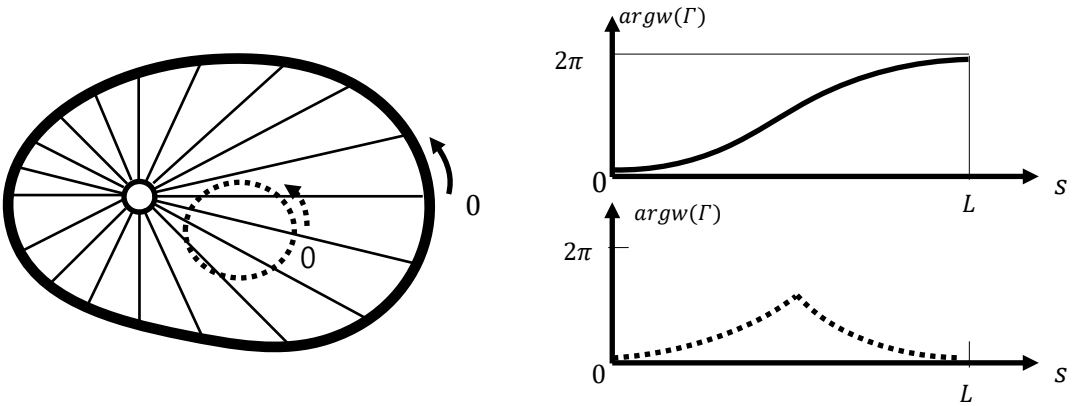


Рис. 4. Приращение фазы на контуре акватории с приливами. Слева – структура изофаз на акватории. Стрелки начало обхода контура. Справа – график изменения $\mathbf{arg}w(\Gamma)$ вдоль контура: вверху – для внешней границы, внизу – для пунктирной

Адекватность представления поля приливных колебаний аналитической функцией $w_a(\varphi,\lambda)$ проявляется в ее интерпретации, то есть в отображении математических зависимостей аналитических функций в океанографические представления. Приведем примеры. В теории аналитических функций [16] доказано следующее.

– Число нулей аналитической функции $w_a(\varphi,\lambda)$, заданной в $D(\varphi,\lambda)$, растет при приближении к границе $D(\varphi,\lambda)$. Точно такая же картина наблюдается в расположение амфидромических точек на приливных картах.

– В области $D(\varphi,\lambda)$ задания аналитической функции $w_a(\varphi,\lambda)$ максимальное значение модуля $w_a(\varphi,\lambda)$ находится на границе $D(\varphi,\lambda)$. Максимальные приливы в Мировом океане наблюдаются непосредственно у береговой черты.

– Нулями аналитической функции $w_a(\varphi,\lambda)$ являются только изолированные точки, если аналитическая функция $w_a(\varphi,\lambda)$ имеет множество нулей, сосредоточенных в виде отрезка линии или ограниченной области, то функция

$w_a(\varphi,\lambda)$ тождественно рана нулю во всей области $D(\varphi,\lambda)$. На приливных картах присутствуют только амфидромические точки в виде «точек». На акваториях, где нет приливов, можно считать, что в каждой точке акватории находится амфидромическая точка.

Вернемся к обсуждению моделей формирования амфидромических точек, которые приняты в океанографии. Напомним важнейшее свойство: все фазы из интервала $[0,2\pi)$ сходятся в амфидромическиой точке в каждый момент времени ее существования. Покажем, что это свойство нарушается для всех моделей. Для этого будем оценивать индекс фазы поля колебаний с помощью вычисления индекса по контуру комплексной функции $w(\varphi,\lambda)$, соответствующей полю колебаний модели. Если волны используемые в модели формирования амфидромических точек образуют функцию $w(\varphi,\lambda)$, для которой индекс $\chi \neq 0$, то модель действительно представляет амфидромическую точку. В противном случае, если $\chi = 0$, модель ошибочна.

Рассмотрим модели формирования амфидромической точки на основе любых распространяющихся волн, например, длинных волн, волн Кельвина, Пуанкаре. Для них поле фаз $\arg(\varphi,\lambda)$гладкое на акватории $D(\varphi,\lambda)$ с береговой границей Γ. В любой момент времени изофазы являются параллельными линиями, перпендикулярными направлению распространения волн [1]. Определим начальную точку обхода Γ – точку на осевой линии, откуда распространяется волна. Тогда на отрезке границы, лежащей справа от осевой линии в направлении распространения волны, приращение фазы $\arg w(\Gamma)$ монотонно возрастает, а при продолжении обхода по участку контура, лежащего слева от оси распространения, приращение фазы $\arg w(\Gamma)$ монотонно убывает. Как следствие гладкости поля фазы в конечной и начальной точке обхода значения фазы совпадают, а интеграл от приращения фазы от правой части контура равен интегралу от приращения фазы от левой части контура, но с обратным знаком. Тогда интеграл от приращения фазы по всему контуру равен нулю, и $\chi = 0$. Следовательно, амфидромическая точка не существует! Заметим, что для распространяющихся волн функция $\arg w(\Gamma)$ не гладкая. Разрывы в производной $\arg w(\Gamma)$ находятся в двух точках – в точках пресечения оси распространения волны и контура Γ. Иллюстрация это рассуждения приведена на рис. 5.

Таким образом, сэр Эйри полностью прав в том, что в распространяющихся волнах не существуют амфидромических точек, однако он был неправ в том, что приливы являются распространяющимися волнами.

Рассмотрим модели формирования амфидромических точек, основанные на стоячих волнах (сейшах). Для них поле фаз $\arg(\varphi,\lambda)$ тоже не гладкое, а имеет разрывы типа «скачок». Действительно, если на акватории $D(\varphi,\lambda)$ с береговой границей Γ присутствует одномодовая стоячая волна, то существует узловая линия, делящая $D(\varphi,\lambda)$ на две части. Все точки одной части колеблются в одной и тоже фазе, а изменения уровня в этих двух частях происходят в противофазе. Если положить, что с одной стороны узловой линии значение фазы колебаний в некоторый момент времени равно $\arg|_+ = \theta$ $(0 \le \theta < 2\pi)$, то с другой стороны узловой линии фаза колебаний равна $\arg|_- = \pi + \theta$. Таким образом, на узловой линии всегда существуют две точки разрыва в фазе, равные по абсолютной величине $\Delta\arg| = \pi$. На отрезках контура Γ между точками пересечения контура Γ узловой линией, приращение фазы равно нулю, так как фаза на них постоянна.

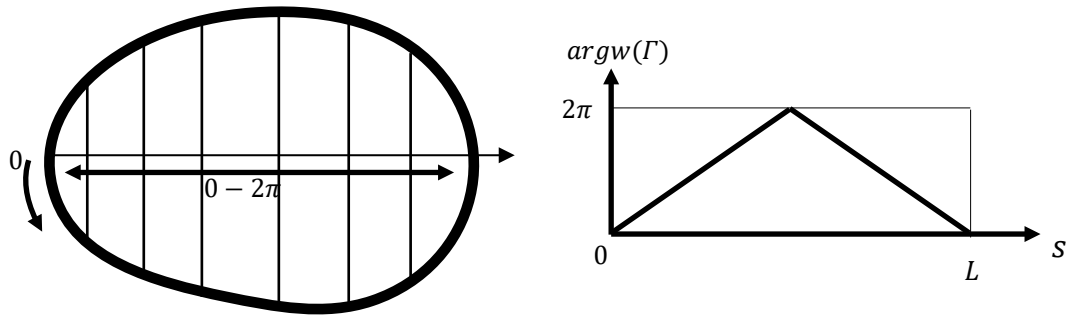


Рис. 5. Приращение фазы на контуре акватории с распространяющимися длинными волнами. Слева – структура изофаз на акватории; предполагается, что вдоль линии распространения расположена одна волна. Стрелка – начало обхода контура. Справа – график изменения $\arg w(\Gamma)$вдоль контура внешней границы. Параллельное положение изофаз на левом рисунке акватории соответствует изофазам на котидиальной карте рис. 1 слева.

В одной точке пересечения контура с узловой линией фаза изменяется на π, а в другой на $-\pi$. Поэтому интеграл (15) от приращения фазы по всему контуру равен нулю и $\chi = 0$. Следовательно, амфидромическая точка в поле фазы одномодовой сейши не существует! Очевидно, для комбинации из любого количества стоячих волн этот вывод тоже справедлив, так как на узловых линиях будут противоположные значения скачков фазы, а в промежутках приращения фазы равно нулю. На рис. 6 приведена иллюстрация оценки индекса для двухмодовой сейши.

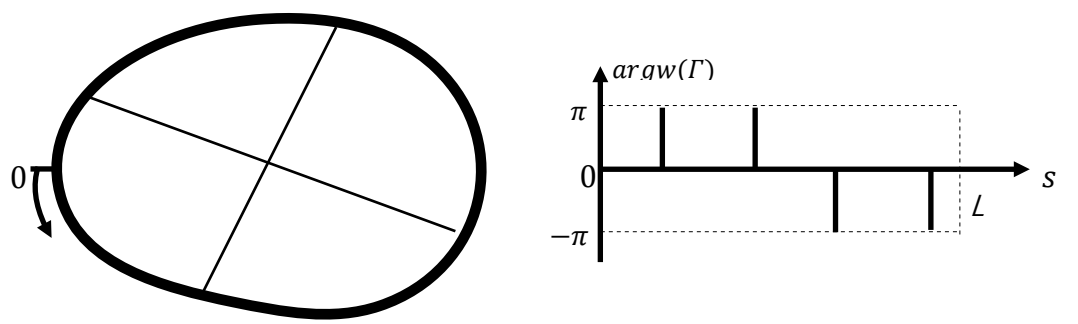


Рис. 6. Приращение фазы на контуре акватории со стоячими волнами. Слева – структура узловых линий на акватории. Стрелка – начало обхода контура. Справа – график изменения $\arg w(\Gamma)$ вдоль контура внешней границы

Причина некорректности моделей состоит в том, что структура поля фазы приливных колебаний принципиально отличается от структуры поля фаз распространяющихся и стоячих волн. Основное различие состоит в том, что функция фазы по границе акватории для приливных колебаний является гладкой функцией, а для волн – не гладкой. Последнее приводит к нарушению в моделях свойства сходимости значений фаз в амфидромическую точку. Это свойство в моделях

имитируется механическим формированием «вращения» изофаз на интервале приливного периода, но в каждый момент времени сходимость отсутствует.

Очевидно, что и для моделей, комбинирующих стоячие и распространяющиеся волны и использующие силы Кориолиса, результат не изменится – амфидромических точек в них не появится. Действительно, принципиально невозможно какой-либо комбинацией волн из не гладкой функции фазы на контуре сделать гладкую.

Таким образом, амфидромические точки определяются только кинематическим понятием – фазы колебаний. Амфидромических точки существуют только в поле фазы приливных колебаний. Приливы – это поле колебаний в Мировом океане, синхронизированных не только с видимым движением Луны и Солнца, но и по пространству, причем так, что в поле фаз приливных колебаний существуют амфидромические точки. Амфидромические точки являются характеристическим свойством приливов.

Приливы не являются волнами, так как у волн структура поля фаз принципиально отличается от структуры поля фаз приливов. Приливы и волны можно связать только на уровне понятия – поле колебаний.

Вычисление индекса фазы по береговому контуру служит методом определения наличия числа амфидромических точек на акватории без построения приливных карт.

Амфидромические точки не формируются комбинацией волновых процессов. Существующие модели формирования амфидромических точек некорректны.

И наконец следует, отметить, что в физике понятию «амфидромическая точка» соответствует понятие «топологическая сингулярность» в фазовых полях. В физике считается, что первым упоминанием явления топологической сингулярности [17], было открытие амфидромических точек в 1836 г. Увейлом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жуков Ю. Н., Федорова Е. В. Особенности приливных колебаний на открытых акваториях // Навигация и гидрография. – 2020. – № 60. – С. 68 – 80.
2. Жуков Ю. Н., Федорова Е. В. Отображение явления приливов в математический аппарат аналитических функций // Навигация и гидрография. – 2020. – № 61. – С. 55–66.
3. Тимонов В. В. О кинематическом анализе приливов // Труды ГОИН. – 1959. – Вып. 37.– С. 185 – 204.
4. Марчук Г. И., Каган Б. А. Динамика океанских приливов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 360 с.
5. Дуванин А. И. О способах характеристики движения приливных волн // Вопросы географии. – 1963. – № 62. – С. 91–95.
6. Whewell W. Researches on the Tides //Phylosophical Transactions of the Royal Soc. Of London. – 1836. Vol. 126. – P. 289–307.
7. Edwin J., Houston A. M. The Elements of Physical Geography – Philadelphia, PA: Eldredge & Brother, 1891. – 278 p.
8. Marmer H. A. On Cotidal Map // Geographical Review. – Vol. 18. – No. 1 (Jan., 1928).– Pp. 129–143/
9. Зильберштейн О. И. Моделирование приливов в Баренцевом море. Дисс. на соиск. уч. ст. к. г. н. – М.: ГОИН, 1986. – 193 с.
10. Зильберштейн О. И, Сафронов Г. Ф., Попов С. К. Исследования приливных движений в Баренцевом море на основе гидродинамического моделирования // Труды государственного океанографического института. – СПб.: Гидрометеоиздат, 2000. – Вып. 07. – С. 81–102.
11. Владимиров О. А., Титов В. Б. Опыт расчета котидальных карт с учетом интерференции приливных волн // Труды ГОИНа, 1959. – Вып. 37.
12. Airy G. B. On the laws of the tides on the coasts of Ireland, as inferred from an extensive series of observations made in connection with the Ordnance Survey of Ireland // Phil. Trans. R. Soc., London, 1845. – Vol. 135. – 124p.
13. Harris R. A. Manual of tide // U.S. Coast and Geodetic Survey Report, Washington, 1901. – 290 pp.

14. Taylor G. I. Tidal oscillations in gulfs and rectangular basins //Proc. London Math. Soc. -1922. – Vol. 20. – Pp. 148–181.
15. Гахов Ф. Д. Краевые задачи. – М.: ГИФМЛ, 1963. – 640 с.
16. Стоилов С. Теория функций комплексного переменного. – М., Иностранная литература, 1962. – Т. 1. – 364 с. – Т. 2. – 416 с.
17. Dennis M. R. Topological Singularities in Wave Fields. – H. H. Wills Physics Laboratory University of Bristol, Ph.D. in the Faculty of Science 2001. – 246 p.

AMPHIDROMIC POINTS IN THE FIELD OF TIDAL OSCILLATIONS

Yu. N. Zhukov, E. V. Fedorova («State Oceanographic Institute» FSUE)

The paper describes amphidromic point's characteristics in the field of tidal oscillations phases. Amphidromic points are explicated into zero points of analytic functions. In the field of tidal oscillations phases, amphidromic points are shown to exist with necessity, while the field of phases of propagating and standing waves of amphidromic points cannot exist.

УДК 528.92

ОТОБРАЖЕНИЕ ЯВЛЕНИЯ ПРИЛИВОВ В МАТЕМАТИЧЕСКИЙ АППАРАТ АНАЛИТИЧЕСКИХ ФУНКЦИЙ

Ю. Н. ЖУКОВ, Е. В. ФЕДОРОВА
(ФГБУ «ГОИН»)

Приводится обоснование представления приливных колебаний на открытых акваториях в виде аналитической многозначной функции. Обоснование базируется на потенциальном характере гравитационного поля Земли и результатах вариационного исчислении. Адекватность проверяется сравнением со свойствами приливных карт.

Современные проекты освоения Арктики, например, развитие Северного Морского пути, добыча подземных ископаемых на шельфе Арктических морей требуют повышения информационного обеспечения о колебаниях уровня моря, в том числе и о приливах. Особую значимость имеет информация о приливах на открытых акваториях.

Традиционный метод гармонического анализа приливов позволяет осуществлять предвычисления приливов в некоторой точке моря, в которой проводились ежечасные наблюдения за уровнем моря. Однако для точек акватории, где наблюдения за уровнем не проводились, метод гармонического анализа приливов бессилен.

В настоящее время в океанографии для описания приливных колебаний на открытых акваториях используют приливные карты, которые являются графическим представлением пространственно-временного хода приливного уровня моря для отдельной гармонической составляющей, например, М2. Приливные колебания на приливной карте представляются в виде двух семейств изолиний – изоамплитуд и изофаз для некоторой гармонической составляющей [1]. Эти карты получают либо методом изогипс [2–4], либо численными методами решения гидродинамических

уравнений [5]. На рис. 1 показаны приливные карты, полученные методом изогипс [6], а на рис. 2 – гидродинамическим моделированием [7].

Гидродинамические модели предполагают, что приливы являются длинными волнами, которые распространяются на открытых акваториях морей и океанов. Для таких волн фазовая скорость волны c имеет вид [8]:

$$c = \sqrt{gH}, \tag{1}$$

где g – ускорение свободного падения ($g = \text{const} = 9{,}8$ м/с^2), H – глубина моря.

На рис. 3 представлен график зависимости (1). Из соотношения (1) следует, что для длинных волн, которыми моделируют приливные колебания на открытых акваториях, фазовая скорость растет пропорционально глубине. Так ли это в действительности? Для ответа на этот вопрос следует сравнить фазовую скорость, представленную на приливных картах, с зависимостью (1).

Следует отметить, что величину фазовой скорости по данным приливной карты следует оценивать по формуле обратного градиента [9]:

$$\Phi = \frac{1}{\text{grad}[\Phi(\varphi, \lambda, t_0)]}, \tag{2}$$

где $\Phi(\varphi, \lambda, t_0)$ – фаза приливных колебаний в точке с координатами (φ, λ) в фиксированный момент времени t_0. Следовательно, чем ближе расположены две изофазы, тем меньше фазовая скорость, и наоборот.

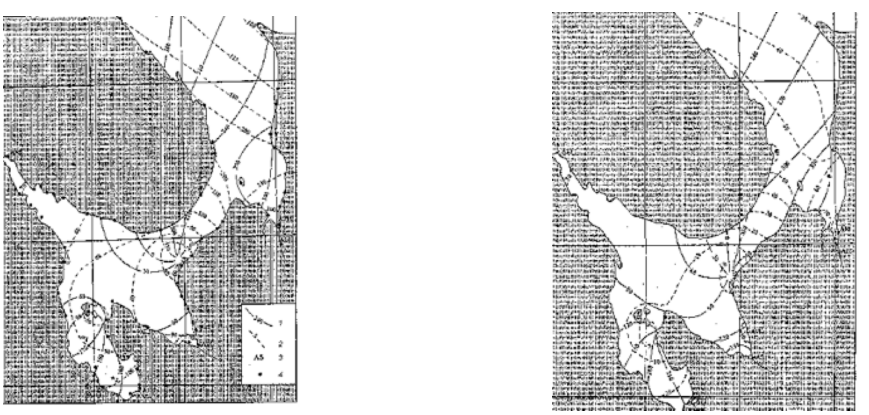


Рис. 1. Приливные карты для гармонических составляющих: слева – гармонической составляющей M2, справа – для S2 [6]

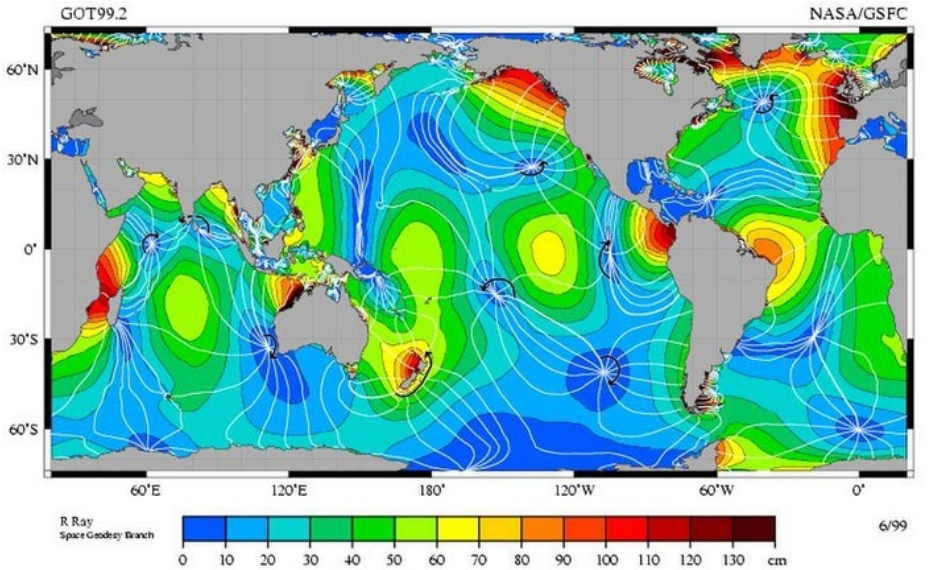


Рис. 2. Приливная карта для гармонической составляющей M2. Амплитуда указана цветом. Белые линии представляют собой изофазы, разнесенные с интервалами 30° (немного более 1 часа) [7]

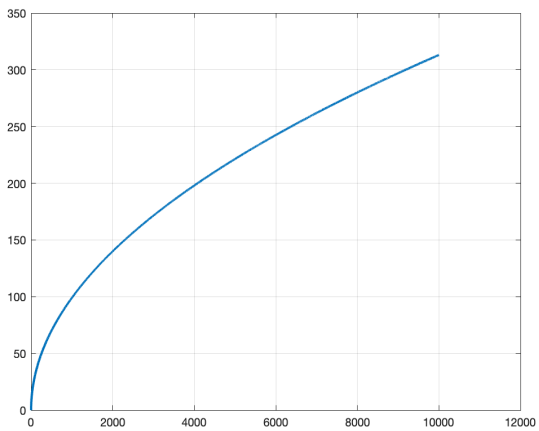


Рис. 3. График зависимости выражения (1)

Основной особенностью приливных карт является наличие амфидромических точек, которые представляют собой области, где линии изофаз сходятся. Из выражения (2) следует, что в амфидромической точке фазовая скорость равна нулю. В тоже время зависимость (1) абсолютно не предполагает такого состояния. Для длинных волн амфидромические точки – невозможное явление, так как глубина моря всегда больше нуля! А если считать, что амфидромические точки находятся на береговой линии, для которой $H = 0$, то это уже не точка, а линия. К тому же у береговой линии приливные колебания не равны нулю, как это свойственно колебаниям в амфидромической точке [1].

Фазовая скорость приливных колебаний на акваториях зависит не от глубины, а только от расстояния до амфидромической точки, и растет она с увеличением этого расстояния. Действительно, изофазы веером расходятся из амфидромической точки. Вблизи амфидромической точки изофазы фазовая скорость мала, так как изофазы близко расположены друг к другу. Но чем дальше от амфидромической точки, тем больше расстояния между изофазами, и тем больше фазовая скорость.

Если зависимость (1) была справедлива для приливных колебаний в открытых акваториях, то вблизи берегов, где глубины малы, должны было бы наблюдаться сгущение изофаз и свойство рефракции – разворачивания изофаз параллельно берегу. Однако ни сгущения изофаз у берегов, ни явления рефракции в структуре сети изофаз на приливных картах не проявляется. Напротив, изофазы практически ортогонально подходят к береговой черте. С другой стороны, для глубоководных районов зависимость (1) требует, чтобы изофазы были далеки друг от друга, но это противоречит наличию амфидромических точек в глубоководных районах, где фазовая скорость равна нулю, а вблизи этих точек она мала.

Несмотря на колоссальные трудности с определением коэффициентов трения и созданием массивов глубин акваторий, встречающиеся в гидродинамических моделях приливов, следует констатировать, что графическая структура изофаз на приливных картах не коррелируют с изобатами.

Таким образом, структура изофаз на приливных картах полностью противоречит зависимости (1). Поэтому алогично полагать, что приливы на открытых акваториях являются длинными волнами.

В связи с этим существует проблемная ситуация, связанная с созданием непротиворечивых методов предвычисления приливных колебаний на открытых акваториях. Разрешение этой проблемы предлагается искать на основе кинематических принципов анализа приливов, которые учитывают особенности (амфидромические точки) приливных колебаний на открытых акваториях, тогда как динамические (гидродинамические) принципы их не предполагают.

Кинематический анализ приливов является одной из дисциплин кинематики – раздела механики, в котором математически описывается геометрическая сторона движения тел, без рассмотрения причин их вызывающих. Кинематика обходится без понятия «сила». Для кинематического определения приливных колебаний следует использовать принцип синхронизации – проявление подстройки ритмов осциллирующих объектов за счет слабого взаимодействия между ними [10]. С учетом этого приливы определяются как пространственно-временные колебания уровня моря, синхронизированные с движениями Земли, Луны и Солнца. В кинематическом анализе возможны любые нелинейные преобразования времени и пространства, тогда как при динамическом описании явления допустимы только линейные (Галилея, Лоренца). Это существенно для анализа приливов, так как «собственное» время приливов нелинейно, например, разность интервала лунных суток в течение месяца изменяется на 25 минут. Под кинематическим анализом приливов понимается совокупность методов и способов выявления и описания приливных колебаний уровня моря в пространстве и времени в любой точке акватории. Термин «кинематический анализ приливов» впервые встречается в отечественной литературе в работах В. В. Тимонова [2, 3], в которых дано обоснование методу изогипс – построению приливных карт экспертным методом с использованием гармонических постоянных для береговых

пунктов наблюдений за уровнем моря. Наша задача состоит в расширении метода изогипс до вычислительного метода.

Первой задачей на пути создания метода предвычисления приливных колебаний на открытых акваториях является экспликация океанографических понятий о приливных колебаниях на открытых акваториях [1] в адекватный этим представлениям математический аппарат. Для этих целей аппарат аналитических функций комплексного анализа является наиболее адекватным. Дело в том, что основные характерные особенности приливных колебаний на открытых акваториях: наличие амфидромических точек, и то, что наибольшее и наименьшее значение приливных колебаний встречаются только вблизи берега, находят естественное отображение в свойства аналитических функций (нули и принцип максимума).

Этапность формализации приливных колебаний на открытых акваториях в виде аналитической функцией будет следующей: вводится понятие аналитического сигнала (комплекснозначной функции) для приливных колебаний в точке, а затем это представление распространяется на пространственные приливные колебания на акватории.

Приливы в некоторой точке акватории представляют собой сложные во времени колебания (рис. 4), которые описываются в гармоническом анализе приливов конечной суммой косинусов с частотами гармонических составляющих:

$$h(t) = \sum_{j=1}^{N} a_j \cos\left(\omega_j t + \psi_j\right), \tag{3}$$

где a_j – амплитуда ($a_j > 0$), t – время ($-\infty < t < \infty$) $\phi_j = \left(\omega_j t + \psi_j\right)$ – фаза ($0 \le \phi_j < 2\pi$), ψ_j – начальная фаза (она равна фазе колебания в момент времени $t = 0$), ω_j – угловая частота ($\omega_j > 0$) j-ой гармонической составляющей, $j = 1,2,\dots,N$. Заметим, что фаза однозначна по модулю 2π.

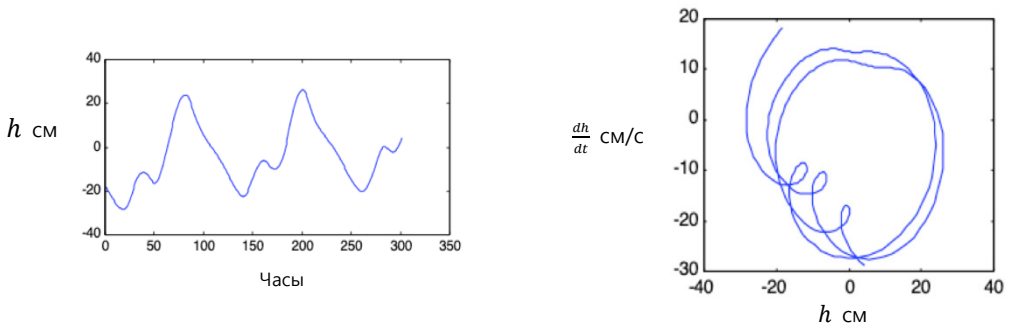


Рис. 4. Ход уровня моря в пункте Соломбала (Архангельск)
слева – ход уровня; справа – соответствующий фазовый портрет

Для получения представления приливных колебаний в точке в комплексном виде воспользуемся отображением временного хода уровня в комплексно-значную функцию (или аналитический сигнал) $w(t)$. Обычная действительная функция временного хода уровня $h(t)$ служит при этом действительной частью комплексной

функции $w(t)$. Смысл преобразования – оставить лишь неотрицательные частоты в спектре колебаний, достаточные для его восстановления. Получаемая функция – аналитический сигнал $w(t)$ является обобщением понятия комплексной амплитуды на случай сигналов, отличных от гармонического, какими являются реальные приливные колебания (рис. 4).

Для -ой гармонической составляющей $u = h_j$ из (1), можно записать:

$$u(t) = x\cos(\omega t) - y\sin(\omega t) = a\cos(\omega t + \psi) = a\cos(\phi), \qquad (4)$$

где параметры связаны соотношениями:

$$x = a\cos(\psi),\ y = a\sin(\psi),\ a = x^2 + y^2,\ \psi = \arccos\frac{x}{a} = \arcsin\frac{y}{a}, \qquad (5)$$

Гармоническое колебание (4) представляется в виде аналитического сигнала $w(t)$, модуль которого равен амплитуде сигнала a, а аргумент $\phi = (\omega t + \psi)$ – фазе сигнала, в виде [11]

$$w(t) = u(t) + iv(t) = ae^{i(\omega t + \psi)}. \qquad (6)$$

Здесь $i = \sqrt{-1}$ – мнимая единица. Выражение (6) получается при дополнении колебания $u(t)$ мнимой частью:
$v(t) = a\sin(\omega t + \psi)$, (7), отличающейся от $u(t)$ поворотом фазы на $-\frac{\pi}{2}$. Выражение (6) – это комплексная функция с возрастающим аргументом по времени. Выражение (6) можно представить в более общем виде [11]:

$$w(t) = h(t) + i\left[h(t) * \frac{1}{\pi t}\right], \qquad (8)$$

где, знак $*$ обозначает свертку двух функций. Здесь выражение в квадратных скобках представляет собой преобразование Гильберта $\hat{h}(t)$ функции $h(t)$.

Преобразование Гильберта обобщает комплексную запись для гармонической составляющей (6) на произвольные функции: если $h(t)$ есть суперпозиция гармонических колебаний (1), то функция $v(t)$, сопряженная ей по Гильберту, есть суперпозиция тех же колебаний, сдвинутых по фазе на $-\frac{\pi}{2}$.

Функции $h(t)$ и $v(t)$ позволяют образовать аналитический сигнал, который имеет вид:

$$w(t) = h(t) + iv(t), \qquad (9)$$

и в соответствии с формулами

$$a(t) = \sqrt{h^2(t) + v^2(t)}, \phi(t) = \arccos\frac{h(t)}{a(t)} = \arcsin\frac{v(t)}{a(t)}, \omega(t) = \\ = \frac{\dot{v}(t)h(t) - \dot{h}(t)v(t)}{a^2(t)}, \qquad (10)$$

Знак точки означает взятие производной по времени. Выражение (10) определяет мгновенные амплитуду $a(t)$, фазу $\phi(t)$ и частоту $\omega(t)$ колебания $h(t)$.

$$h(t) = a(t)\cos\big(t\omega(t)\big) = a(t)\cos\big(\phi(t)\big). \qquad (11)$$

На рис. 5 дана графическая иллюстрация преобразования Гильберта для гармонической функции.

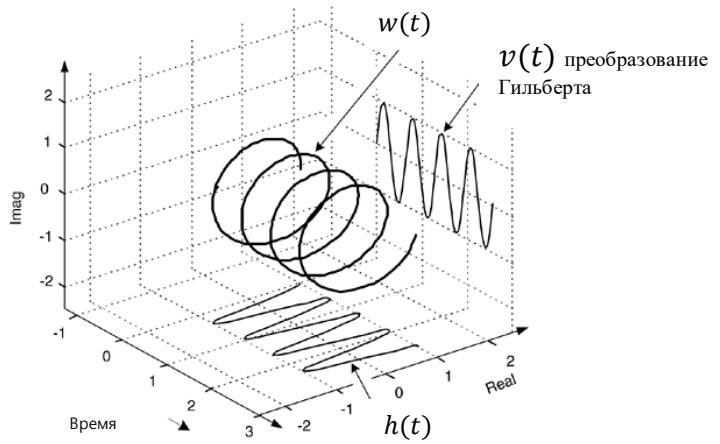


Рис. 5. Иллюстрация к определению преобразования Гильберта для гармонической составляющей

Если временной ход прилива в некоторой точке акватории естественным образом представляется в виде аналитического сигнала (комплексной функции), то нельзя ли продолжить это описание на пространственно-временные приливные колебания уровня океана? Задача состоит в том, чтобы получить комплексную функцию с хорошими свойствами, а именно: эта функция должна быть такой комплексной функцией, которая позволяла бы вычислить приливной уровень моря на открытой акватории по данным береговых уровненных наблюдений, как и в методе изогипс. Причем не только для отдельных гармонических составляющих, но и для суммарного приливного уровня (3). Не всякая комплексная функция позволяет это сделать, а только комплексные функции, являющиеся аналитическими функциями. Множество аналитических функций является подмножеством комплексных функций. Для аналитических функций существуют методы аналитического продолжения, которые позволяют по известной части функции определить ее для всей области. Аналитическое продолжение всегда единственно [12].

Для простоты рассуждений рассмотрим некоторую односвязную (без островов) акваторию $D(\varphi,\lambda)$, где φ – широта, λ – долгота, с границей Γ. В качестве примера можно представлять акваторию Северного моря. Плоские координаты акватории будем обозначать знаками широты и долготы. Это в первом приближении возможно, так как геометрия участка сферы локально подобна евклидовой геометрии. Заметим, что переход от географических координат к плоским всегда осуществим с помощью функций Шварца-Кристоффеля [12].

В каждой точке $(\varphi,\lambda) \in D$ акватории приливные колебания для некоторой гармонической составляющей (4) в соответствии с выражением (6) можно представить аналитическим сигналом: либо в алгебраической форме –

$$w(\varphi,\lambda,t) = u(\varphi,\lambda,t) + iv(\varphi,\lambda,t), \tag{12}$$

либо в показательной –

$$w(\varphi,\lambda,t) = a(\varphi,\lambda)e^{i(\omega t+\psi(\varphi,\lambda))} = a(\varphi,\lambda)e^{i\phi(\varphi,\lambda,t)}, \tag{13}$$

Здесь действительная часть $u(\varphi,\lambda,t)$, мнимая часть $v(\varphi,\lambda,t)$, модуль $a(\varphi,\lambda)$ и аргумент $\phi(\varphi,\lambda,t)$ являются действительно значными функциями. Явный вид этих функций нам неизвестен. Заметим, что в выражения этих функций не входит аргументом глубина, так как выше было показано, что на приливных картах сеть изоамплитуд и изофаз не коррелирует с полем изобат.

Таким образом, мы определили во всей области $D(\varphi,\lambda)$ некоторую пространственно-временную комплексную функцию $w(\varphi,\lambda,t)$.

Наша задача заключается в выяснении, является ли функция $w(\varphi,\lambda,t)$ аналитической функцией? Известно [12], что комплексная функция $w(\varphi,\lambda,t)$ будет аналитической функцией, если ее действительная $u(\varphi,\lambda,t)$ и мнимая $v(\varphi,\lambda,t)$ части являются гармоническими функциями, то есть функциями, удовлетворяющими (являющимися решениями) уравнению Лапласа:

$$\frac{\partial^2 u(\varphi,\lambda,t)}{\partial\varphi^2} + \frac{\partial^2 u(\varphi,\lambda,t)}{\partial\lambda^2} = 0, \tag{14}$$

$$\frac{\partial^2 v(\varphi,\lambda,t)}{\partial\varphi^2} + \frac{\partial^2 v(\varphi,\lambda,t)}{\partial\lambda^2} = 0, \tag{15}$$

и для этих гармонических функций должны выполняться условия Коши-Римана:

$$\frac{\partial u(\varphi,\lambda,t)}{\partial\varphi} = \frac{\partial v(\varphi,\lambda,t)}{\partial\lambda}, \tag{16}$$

$$\frac{\partial u(\varphi,\lambda,t)}{\partial\lambda} = -\frac{\partial v(\varphi,\lambda,t)}{\partial\varphi}. \tag{17}$$

План обоснования того, что $w(\varphi,\lambda,t)$ является аналитической функцией, состоит в следующем: сначала покажем, что $u(\varphi,\lambda,t)$ является гармонической функцией, потом, что $v(\varphi,\lambda,t)$ – гармоническая функция, а затем, установим, что для них выполняются условия Коши-Римана.

Зафиксируем некоторый момент времени $t = t_0$. Рассмотрим функцию $u(\varphi,\lambda,t_0)$ в этот момент времени для акватории $D(\varphi,\lambda)$. Береговой контур акватории в этот момент обозначим символом Γ.

Площадь не возмущенной поверхности $S_0(D)$ акватории $D(\varphi,\lambda)$ равна

$$S_0(D) = \int_D \int D(\varphi, \lambda) d\varphi d\lambda. \quad (18)$$

В момент времени t_0 под действием приливных гравитационных сил поверхность океана выведена из состояния устойчивого равновесия и принимает форму приливной поверхности. В соответствии с вариационным исчислением [12] приливная поверхность $u(\varphi, \lambda, t_0)$ будет минимизировать свою потенциальную энергию и принимать форму поверхности с минимальной площадью, натянутую на кривую Γ. При этом площадь $S(D)$ приливной поверхности $u(\varphi, \lambda, t_0)$ имеет вид [12]:

$$S(D) = \int_D \int [1 + (\frac{\partial u(\varphi, \lambda, t_0)}{\partial \varphi})^2 + (\frac{\partial u(\varphi, \lambda, t_0)}{\partial \lambda})^2]^{\frac{1}{2}} d\varphi d\lambda. \quad (19)$$

В реальном океане величины частных производных в выражении (19) чрезвычайно малы ($<< 0{,}001$). Поэтому с точностью до величины более высокого порядка малости по сравнению с квадратами значений частных производных для подынтегрального выражения в формуле (19) справедливо приближенное равенство (первый член в ряде Тейлора разложения подынтегрального выражения в формуле (19)):

$$[1 + (\frac{\partial u(\varphi, \lambda, t_0)}{\partial \varphi})^2 + (\frac{\partial u(\varphi, \lambda, t_0)}{\partial \lambda})^2]^{\frac{1}{2}} \approx 1 + \frac{1}{2}[(\frac{\partial u(\varphi, \lambda, t_0)}{\partial \varphi})^2 + (\frac{\partial u(\varphi, \lambda, t_0)}{\partial \lambda})^2. \quad (20)$$

Потенциальная энергия $E(S)$ приливного уровня $u(\varphi, \lambda, t_0)$ будет пропорционально разности площадей (19) и (18):

$$E(S) = S(D) - S_0(A) = \frac{1}{2} \int_D \int [(\frac{\partial u(\varphi, \lambda, t_0)}{\partial \varphi})^2 + (\frac{\partial u(\varphi, \lambda, t_0)}{\partial \lambda})^2] d\varphi d\lambda. \quad (21)$$

Следовательно, в первом приближении потенциальная энергия приливной формы $u(\varphi, \lambda, t_0)$ поверхности океана для одной гармонической составляющей пропорциональна интегралу (21). Интегральное выражение (21) в точности является интегралом Дирихле [13]. Из теории вариационного исчисления известно, что среди множества всех гладких функций (а приливной уровень $u(\varphi, \lambda, t_0)$ – гладкая функция [1]), дающих минимум интегралу (21), только класс гармонических функций дает абсолютный минимум интегралу (21). Поэтому с достаточной для практических задач точностью функцию $u(\varphi, \lambda, t_0)$ можно полагать гармонической функцией, то есть функцией, являющейся решением уравнения Лапласа (14) [12].

Здесь следует сделать замечание терминологического характера о понятиях «гармоническая составляющая» и «гармоническая функция». Гармонической составляющей (или иногда гармоникой) называется периодическое колебание (2) в точке акватории с некоторой фиксированной частотой. Это всегда одномерная периодическая функция. Гармоническую составляющую нельзя путать с гармонической функцией. Последняя – функция размерности не менее двух и удовлетворяет уравнению Лапласа, соответствующей размерности.

Теперь рассмотрим мнимую часть $v(\varphi,\lambda,t_0)$ выражения (12). Функция $v(\varphi,\lambda,t_0)$ является сопряженной по Гильберту функции $u(\varphi,\lambda,t_0)$. Другими словами, $v(\varphi,\lambda,t_0)$ для момента времени t_0 полностью совпадает с $u(\varphi,\lambda,t_1)$ для такого момента времени t_1, при котором фаза $\phi_i(\varphi,\lambda,t_0)$ сдвинута на $-\frac{\pi}{2}$. Следовательно, функция $v(\varphi,\lambda,t_0)$ также является гармонической функцией, как и функция $u(\varphi,\lambda,t_1)$.

Момент времени t_0 был выбран произвольно, поэтому в любой другой момент времени t_k функции $u(\varphi,\lambda,t_k)$ и $v(\varphi,\lambda,t_k)$ – также гармонические функции. Следовательно, и для всех моментов t функции $u(\varphi,\lambda,t)$ и $v(\varphi,\lambda,t)$ являются гармоническими.

Таким образом, мы получили, что в первом приближении действительная и мнимые части комплексной функции (12) являются гармоническим функциями.

Однако, если действительная и мнимая части некоторой комплексной функции являются гармоническими, из этого еще не следует, что эта функция является аналитической функцией, так как они еще должны удовлетворять условиям Коши-Римана (16, 17). Для проверки того, что $u(\varphi,\lambda,t)$ и $v(\varphi,\lambda,t)$ удовлетворяют условиям Коши-Римана, воспользуемся следующим свойством аналитических функций. Для аналитической функции $f(z)=\zeta(x,y)+i\eta(x,y)$, где $z=x+iy$, действительная $\zeta(x,y)$ и мнимая $\eta(x,y)$ ее части удовлетворяют условиям Коши-Римана (16, 17). Для функции $f(z)$ линии постоянного уровня функций $\zeta(x,y)$ и $\eta(x,y)$ – два семейства $\zeta(x,y)=\text{const}$ и $\eta(x,y)=\text{const}$ образуют в плоскости $0xy$ ортогональную сетку. Это связано с тем, что образами этих линий в плоскости $0\zeta\eta$ являются два ортогональных семейства линий $\zeta=\text{const}$ и $\eta=\text{const}$ прямых, параллельных координатным осям 0ζ и 0η, а отображение с помощью аналитической функции $f(z)=\zeta(x,y)+i\eta(x,y)$ является конформным отображением, т. е. есть отображением, при котором сохраняются углы.

Следовательно, для проверки того, что функции $u(\varphi,\lambda,t)$ и $v(\varphi,\lambda,t)$ удовлетворяют условиям Коши-Римана, необходимо проверить ортогональность углов для линий постоянного уровня $u(\varphi,\lambda,t)=\text{const}$ и $v(\varphi,\lambda,t)=\text{const}$. Для этого запишем выражение логарифма от показательной формы (13):

$$\ln(w(\varphi,\lambda,t))=\ln(a(\varphi,\lambda))+i\phi(\varphi,\lambda,t)=\ln(a(\varphi,\lambda)+i\big(\omega t+\psi(\varphi,\lambda)\big), \qquad (22)$$

На приливных картах для отдельной приливной гармонической составляющей изображаются положения линий постоянного уровня амплитуд $a(\varphi,\lambda)=\text{const}$ и фаз $\psi(\varphi,\lambda)=\text{const}$ для одного периода гармонической составляющей. При этом учитывается, что гармонические составляющие в выражении (3) являются периодическими функциями, и можно перейти от временного аргумента t – к фазовому τ, используя модульную арифметику $\tau=\omega t \bmod 2\pi$, $0\le\tau<2\pi$.

Слагаемое $i\omega t$ в формуле (22) не изменяет графический рисунок изофаз $\psi(\varphi,\lambda)=\text{const}$, так как $i\omega t$ просто поворачивает все изофазы на один и тот же угол. Поэтому оцифровка изофаз на приливных картах определена с точностью до выбора времени t_0, определяющего первоначальное значение $i\omega t_0$. Семейство изоамплитуд $a(\varphi,\lambda)=\text{const}$ полностью соответствует положению линий постоянного уровня для функций $\ln\big(a(\varphi,\lambda)\big)=\text{const}$, так как значения логарифмов амплитуд согласовано со значениями амплитуд по возрастанию и убыванию. Поэтому если линии уровней $a(\varphi,\lambda)=\text{const}$ и $\psi(\varphi,\lambda)=\text{const}$ на приливных картах ортогональны, то и линии

уровней $\ln\big(a(\varphi,\lambda)\big) = \text{const}$ и $\psi(\varphi,\lambda) = \text{const}$ выражения (22) будут ортогональны. Графическая структура приливных карт (рис. 1, 2) свидетельствует, что линии амплитуд $a(\varphi,\lambda) = \text{const}$ ортогональны линиям изофаз $\psi(\varphi,\lambda) = \text{const}$. Следовательно, функции $u(\varphi,\lambda,t)$ и $v(\varphi,\lambda,t)$ удовлетворяют условиям Коши-Римана (16, 17).

Таким образом, в первом приближении для одной гармонической составляющей (4) приливной уровень моря на открытой акватории в каждый момент времени представляется аналитической функцией $w(\varphi,\lambda,t)$. Следовательно, каждая из гармонических составляющих (3) представляются аналитической функцией $w_j(\varphi,\lambda,t)$. Известно [12], что алгебраическая сумма аналитических функций тоже является аналитической функцией, следовательно, и суммарные приливные колебания, описываемые набором гармонических составляющих (3) также будут представляться аналитической функцией:

$$W(\varphi,\lambda,t) = \sum_{j=1}^{N} w_j(\varphi,\lambda,t). \tag{23}$$

Таким образом, суммарные приливные колебания (3) на открытых акваториях представляют собой аналитическую функцию. Заметим, что для одной гармонической составляющей аналитическая функция может быть представлена приливной картой, так как она периодическая по времени. Однако для суммарных приливных колебаний (3), аналитическая функция (23) не может быть представлена приливной картой, так как (3) представляет собой почти-периодическую функцию [1], для которой линии изоамплитуд и изофаз будут изменять свое положение во времени не периодическим образом.

Какие свойства приливных колебаний в морях и океанах следуют из того факта, что они описываются аналитической функцией? Для аналитической функции справедливо свойство бесконечной дифференцируемости. Это свойство столь сильно, что определяет связь между значениями функции в различных точках. Подчеркнем, что в области функций действительного переменного дифференцируемость функции не влечет за собой подобных следствий. Свойство бесконечной дифференцируемости позволяет осуществить вычисление приливного уровня моря на акватории по данным об распределении приливного уровня вдоль береговой линии. Для этого следует воспользоваться формулой Коши, связывающей значение аналитической функции в некоторой точке z_0 с ее значениями на контуре Γ окружающем точку:

$$f(z_0) = \frac{1}{2\pi i}\int_{\Gamma} \frac{f(z)}{z - z_0}\,dz. \tag{24}$$

Аналитическая функция (23), очевидно, одномерная, так как она зависит только от одного комплексного аргумента $z = \varphi + i\lambda$. Параметр времени t создает многозначность функции (23), так как t монотонно увеличивает фазы всех аналитических функций для отдельных гармонических составляющих на $\omega_j t$. Функция (23) включает конечное число точек ветвления бесконечного порядка в точках, соответствующих амфидромическим точкам.

Вычисление функции (23) по данным об уровне моря на береговом контуре является граничной задачей Римана [14], которую можно вычислить методом

комплексных граничных элементов (КМГЭ) [15]. Входными данными служат гармонические постоянные для береговых пунктов наблюдений за уровнем моря. Выходными могут быть либо приливные карты для отдельных гармонических постоянных, или для суммарного прилива (3), либо значения уровня моря в любой точке акватории на любой момент времени.

Таким образом, показано, что приливные пространственно-временные колебания уровня моря в первом приближении описываются аналитическими функциями, более точно – одномерными многозначными по времени аналитическими функциями с конечным числом точек ветвления бесконечного порядка. Используя свойства аналитической функции, можно вычислить приливной уровень моря по известным значениям прилива в береговых пунктах наблюдений методом комплексных граничных элементов (КМГЭ) [15]. Следовательно, приведенная экспликация приливов в математический аппарат аналитических функций дает основание утверждать, что построен кинематический метод, позволяющий вычислять приливные карты. Этот метод реализует интегральный принцип (интеграл Римана) вычисления, в отличие от дифференциального – гидродинамического.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жуков Ю. Н., Федорова Е. В. Особенности приливных колебаний на открытых акваториях // Навигация и гидрография. – 2020. – № 60. – С. 60–68.
2. Тимонов В. В. О кинематическом анализе приливов // Труды ГОИН. – 1959. – Вып. 37. – С. 185 – 204.
3. Тимонов В. В. Элементы кинематики приливов // Труды океанографической комиссии. – 1960. – Т. 10. – Вып. 1. –С. 45–46.
4. Богданов К. Т. Приливы мирового океана. – М.: Наука, 1975. – 116 с.
5. Марчук Г. И., Каган Б. А. Динамика океанских приливов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 360 с.
6. Богданов К. Т., Васильев А. С., Федорова Е. В. Распространение приливных волн и приливные колебания уровня на акватории Белого моря // Труды ГОИНа. – 2001. – Вып. 207.– С. 122–130.
7. Сайт студии визуализации научных данных НАСА. https://svs.gsfc.nasa.gov/stories/topex/tides.html
8. Шулейкин В. В. Физика моря. – М.: Наука, 1968. – 1072 с.
9. Vantrouys L. Les divers aspects Mathematiques Dynamiques ou Cinematiques du Probleme des Marees // D'blletin D'information. –1958. – № 8. – P. 469–483; –1958. – № 9. – P. 541–558; –1958. – №10. – P. 657–690.
10. Пиковский А., Розенблюм М., Куртс Ю. Синхронизация. Фундаментальное нелинейное явление. – М.: Техносфера, 2003. – 496 с.
11. Вакман Д. Е., Вайнштейн Л. А. Амплитуда, фаза, частота – основные понятия теории колебаний // Успехи физических наук. – 1977. – Т. 123. – Вып. 1. – С. 657–682.
12. Стоилов С. Теория функций комплексного переменного. – М., Иностранная литература, 1962. – Т. 1. 364 с., – Т. 2. – 416 с.
13. Лаврентьев М. А., Люстерник Л. А. Основы вариационного исчисления. – Т. 1. – Ч. 2. – М.: Объединенное научно-техническое издательство НКТП СССР, 1935. – 400 с.
14. Гахов Ф.Д. Краевые задачи. – М.: ГИФМЛ, 1963. – 640 с.
15. Громадка Т., Лей Ч. Комплексный метод граничных элементов в инженерных задачах. – М.: Мир, 1990. – 304 с.

REPRESENTATION OF THE OCCURRENCE OF TIDES IN THE MATHEMATICAL APPARATUS OF ANALYTICAL FUNCTIONS

Yu. N. Zhukov, E. V. Fedorova («State Oceanographic Institute» FSUE)

The article substantiates representation of tidal oscillations within open water areas in the form of an analytical multi-valued function. The rationale is based on the potential nature of the Earth's gravitational field and the results of the calculus of variations. Adequacy is checked by comparison with the characteristics of tidal maps.

УДК 534.87, 681.2.08, 528.8

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ В ГИДРОАКУСТИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ ПОДВОДНОГО НАБЛЮДЕНИЯ

Г. М. ГЛЕБОВА, Г. А. ЖБАНКОВ (НИИФ ЮФУ),
В. А. ТЕЛЕГИН (ИЗМИРАН)

В настоящей работе представлена методика, которая объединяет модель окружающей среды, прогнозы акустических сигналов и статистическую модель обнаружения, являющуюся одной из основных характеристик гидроакустических систем наблюдения. Основное внимание уделено заключительному этапу гидрометеорологического обеспечения военно-морской деятельности путём более полного учёта влияния природной среды. Достоинство представленной методики заключается в том, что в ней отражена теоретическая основа для расчета параметров гидролокатора на основе его взаимосвязи с окружающей и акустической средой. Это представляет особый интерес на этапе проектирования отечественной системы оперативной океанографии.

Необходимость создания боевых информационно-управляющих систем (БИУС) для морских платформ различного назначения подтверждается большим ростом публикаций на эту тему. Так, в работе [1] дан обстоятельный обзор современных и перспективных БИУС, которые связаны с задачами подводного наблюдения. Военно-морские силы как один из основных потребителей используют информационную продукцию БИУС при решении большого круга задач. Одной из основных задач является противолодочная борьба, обеспечивающая скрытность и безопасность подводного плавания. Эффективное решение этой задачи невозможно без адекватного учета состояния морской среды, на основе которой рассчитываются акустические характеристики сигналов и помех. Отмечается, что прибрежные районы характеризуются высокой изменчивостью гидрофизических характеристик океанической среды. Эффективное функционирование БИУС в районах с быстро изменяющимися условиями могут обеспечить системы оперативной океанографии (СОО) [2].

Постановка задачи

Как известно, наиболее важным показателем эффективности систем обнаружения является дальность обнаружения – расстояние по горизонтали от объекта до гидролокатора, при котором цель становится видимой как цель и с большой вероятностью объявляется целью. Вероятность правильного обнаружения является случайной величиной, которая зависит от многих факторов: детерминированных и измеримых (например, скорость звука в воде), детерминированных и неизмеримых (количество слоев в грунте, их плотность и скорость распространения звука в слое), а также случайных (шум и помехи). Проблема прогнозирования характеристик гидролокатора заключается в определенных преобразованиях набора специализированных океанографических данных, которые разнородны с физической,

технической и математической точки зрения в акустические параметры сигналов и помех, распространяющихся в океане и являющихся входными измерениями в гидроакустической системе наблюдения.

Схема, представленная на рис. 1, отражает процесс выполнения расчетов для получения карты вероятностных оценок зон уязвимости и скрытности гидроакустической системы наблюдения.

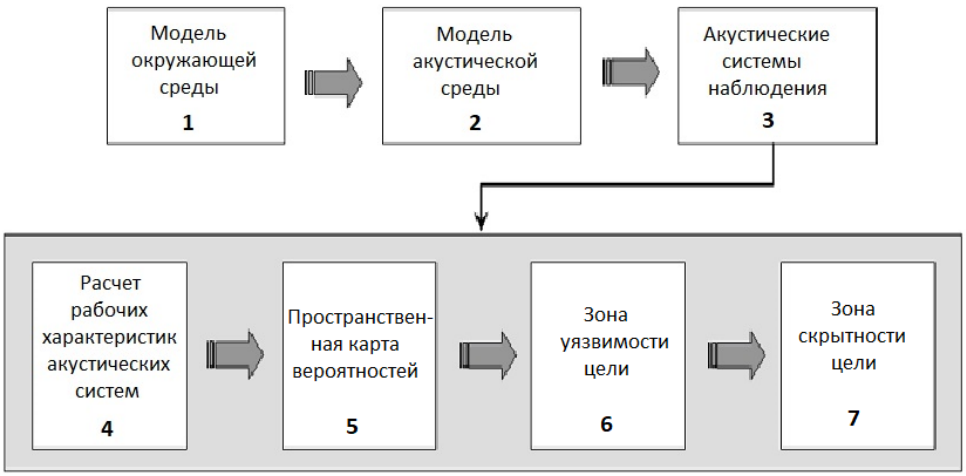


Рис. 1. Общая схема расчета зон обнаружения и скрытности

Модель окружающей среды (блок 1) включает:

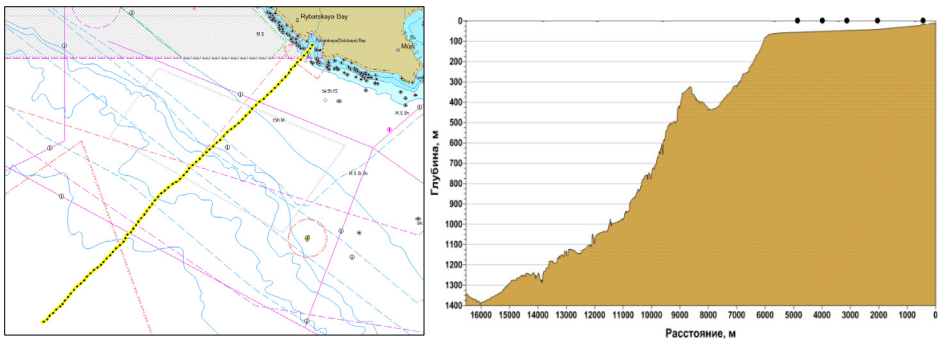
- описание источников сигналов в океанской среде,
- характеристики поверхности океана,
- границы и параметры океанического дна,
- давление, температура и соленость водяного столба,
- изменчивость характеристик океанической среды.

Далее эти данные используются для расчета параметров сигналов при их распространении от цели к гидролокатору (блок 2). В блоке 3 содержится информация о параметрах гидролокатора – это апертура антенны, частотный диапазон, характеристики помех. Блок 4 реализует обработку входных данных заданными алгоритмами обнаружения и оценки местоположения цели, а также расчет рабочих характеристик системы наблюдения, определяется дальность обнаружения цели, вероятности правильного обнаружения и пропуска цели. Расчеты объединяются в пространственную карту, которая характеризует вероятность обнаружения для целей, находящихся в каждой из точек района наблюдения (блок 5). На основе полученных данных для операторов в наглядных и упрощенных терминах отображаются карты зон уязвимости и скрытности (блоки 6 и 7).

В настоящей работе представлены результаты определения зон уязвимости и скрытности на основе экспериментальных данных в соответствии с данной методикой.

Океанографические данные и их обработка

Эксперименты проводились на базе ЮО ИО РАН в г. Геленджике. Измерение глубин (батиметрия) производилось 18.08.2020 по схеме, представленной на рис. 2.

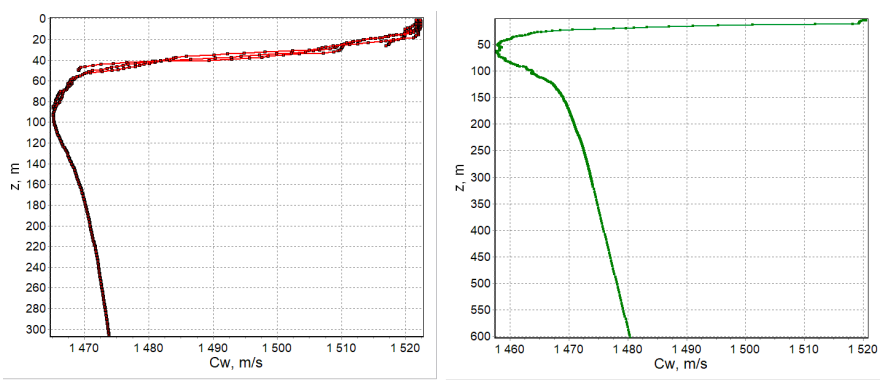


а *б*

Рис. 2. Траектория движения исследовательского судна (*а*), батиметрия (*б*)

Черными точками на рис. 2*б* отмечены места, где снимались вертикальные профили параметров, необходимых для расчета скорости звука в воде (давление, температура *T* и соленость *S*). Эти замеры проводились 12.08.2014 в интервал времени с 9:00 до 11:00. Однако, если учесть, что профиль дна не подвержен сильным изменениям, то в первом приближении можно пренебречь разницей в датах. Также учитывалось, что давление в децибарах примерно равно глубине в метрах с погрешностью около 1 %. Скорость звука в воде рассчитывалась по эмпирической формуле ВНИИФТРИ [3].

На рис. 3*а* показаны зависимости вертикального разреза скорости звука (ВРСЗ) от глубины одновременно для всех 5 пунктов замеров. Глубина последнего замера соответствует глубине дна в данной точке.



а *б*

Рис. 3. Зависимость скорости звука от глубины для различных точек измерения (*а*) и средняя (*б*)

Видно, что распределение ВРСЗ примерно одинаково по всей длине трассы наблюдения рис. 3*а*. Поэтому в первом приближении можно считать его горизонтально однородным. Кроме того, на глубинах более 150 м все параметры, определяющие значение ВРСЗ (давление, температура T и соленость S), изменяются монотонно. Это дает право применить для них линейную интерполяцию при расчете значений скорости звука на глубинах свыше 300 м. Таким образом, график зависимости ВРСЗ от глубины, используемый в дальнейших расчетах, принимает вид, представленный на рис. 3*б*.

Распространение сигнала

Определение возможности обнаружения объекта в данной точке заключается в нахождении всех путей распространения акустических волн до точки приема на заданной частоте. Решение задачи методом нормальных волн при наличии сложного рельефа дна и зависимости ВРСЗ от глубины сталкивается с непреодолимыми трудностями. Оптимальным в данных условиях будет использование приближения лучевой модели. Решение находится на основе многолучевой модели распространения в приближении геометрической акустики [4] и с учетом зависимости ВРСЗ. При расчете учитывались лучи, которые отразились от дна не более 25 раз, коэффициент однократного отражения = 0,9.

Приемный модуль гидролокатора расположен неподвижно вблизи берега в точке с координатами (10 м, 9 м). В процессе моделирования рассчитывались сигналы, приходящие в точку расположения приемного модуля при различном положении источника сигнала.

Ниже на рис. 4 приводятся траектории лучей для источника, находящегося в различных точках акватории.

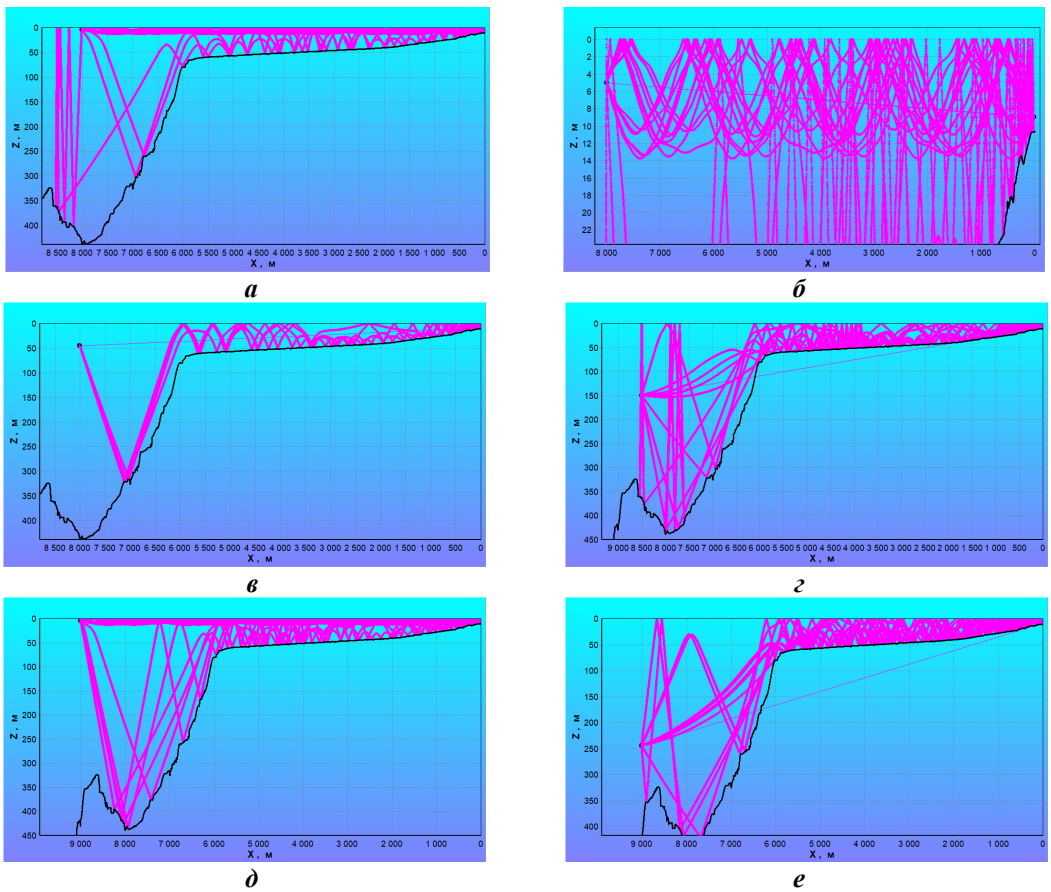


Рис. 4. Многолучевое распространение сигнала от источника к приемному элементу с координатами (10, 9) м, координаты источника: *а*, *б* – (8000, 5) м; *в* – (8000, 45) м; *г* – (8500, 150) м; *д* – (9000, 5) м; *е* – (9000, 245) м

На рис.4*б* более подробно показано распространение сигнала в приповерхностном слое, где за счет сильного прогрева верхних слоев моря большое количество лучей, не достигая дна, разворачивается обратно к поверхности. Кроме того, видно, что к приемнику, находящемуся близко к берегу, могут дойти сигналы от источника, расположенного на большой глубине, и на первый взгляд, затененного за счет резкого изменения глубины.

Поэтому представляет интерес расчет мощности сигнала, которая измеряется приемным элементом при нахождении источника в разных точках акватории (рис. 5). Положение приемного модуля показано черным кружком. За счет сложных условий распространения расчет выполнялся при суммировании сигналов, приходящих по разным лучам по мощности (некогерентное распространение). Примерные границы изменения мощности сигнала от максимального (красный цвет) до минимального значения (темно-зеленый цвет) 55 дБ.

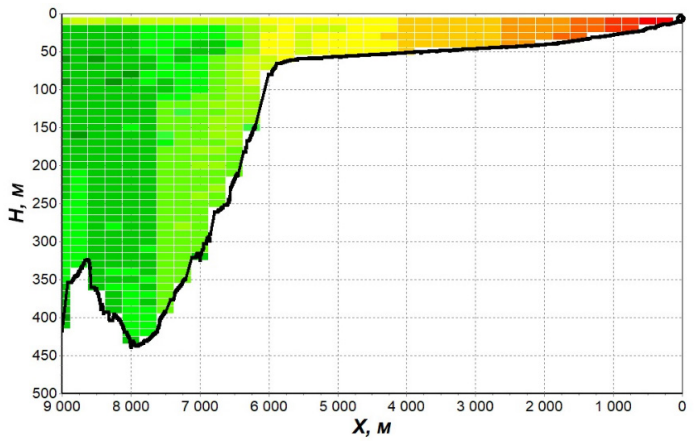


Рис. 5. Мощность сигнала на входе приемника при нахождении источника в различных точках акватории

Зоны уязвимости и скрытности

При известном отношении сигнал/помеха на выходе приемной системы и в предположении, что сигнал и помеха являются случайными сигналами, плотность распределения которых соответствует нормальному закону распределения, можно рассчитать вероятность правильного обнаружения и ложной тревоги [5]. На рис. 5 представлены результаты, определяющие мощность сигнала на приемном элементе. Для расчета отношения сигнал/помеха на выходе приемной системы (S/N_{out}) необходимо определить мощность помехи на входе приемной системы: сигнал/помеха на входе приемной системы (S/N_{in}). Результаты представлены для двух случаев: $S/N_{in} = 1$ и $S/N_{in} = 0{,}1$.

Для быстрого реагирования и определения зон скрытности и уязвимости используют более простое визуальное представление карт обнаружения для заданного района (рис. 6*б*), на которых присутствуют всего лишь два цвета. Один из них (красный) соответствует зонам, для которых вероятность обнаружения $Pd > 0{,}5$, а другой (зеленый) соответствует $Pd < 0{,}5$. Однако следует учитывать, что такое представление рассчитывается с использованием всех входных параметров окружающей среды, цели и помех.

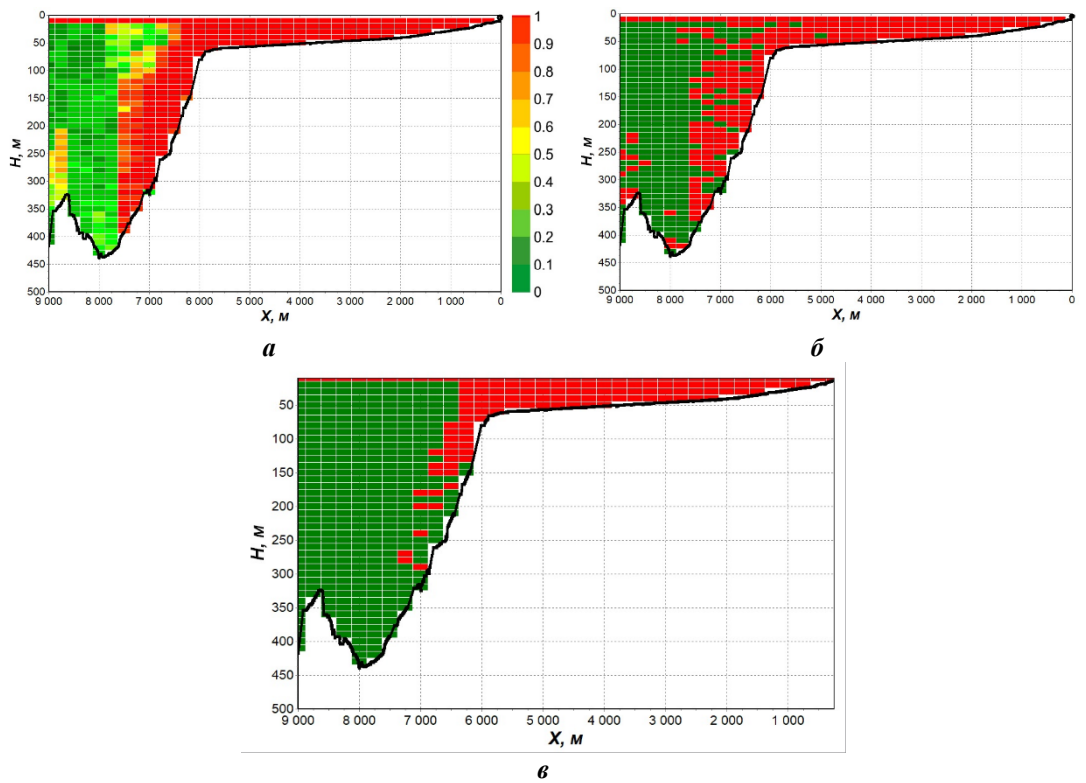


Рис. 6. Вероятность обнаружения источника при его нахождении в различных точках акватории (*а*) и зоны скрытности и уязвимости (*б*, *в*), S/N_{in}=0,1 (*б*), S/N_{in}=1 (*в*)

Из сравнения рис. 6*б* и 6*в* следует, что увеличение мощности помехи, основным источником которой являются шумы, обусловленные взволнованной морской поверхностью, приводит к резкому возрастанию зоны скрытности. В прибрежных районах с высокой степенью изменчивости использование коротковолновой радиолокации [6] позволяет измерять поверхностные волнения и течения, что способствует адекватному расчету уровня помехи.

В реальной обстановке для перехода от данных, представленных на рис. 5 к результатам на рис. 6 необходимо знать характеристики источника сигналов и помехи, которые могут быть не известны. Кроме того, необходимо учесть конструкцию приемной антенны (число приемных элементов, наличие векторных приемных элементов) и алгоритма обработки. При использовании антенны, состоящей из M приемных элементов, и при обработке сигналов с использованием стандартных алгоритмов, например метода Бартлетта [7], мощность сигнала от цели на выходе приемной системы увеличивается в M раз. Обработка сигналов с использованием согласованных алгоритмов обработки позволяет увеличить S/N еще в несколько раз, $S/N=\lambda \cdot M \cdot S/N$ [8]. Коэффициент λ зависит от условий распространения и конкретного алгоритма обработки. Дополнительное существенное увеличение S/N дает использование векторно-скалярных антенн [9, 10]. При практической реализации согласованных со средой распространения алгоритмов обработки априорная информация о параметрах морской среды должна быть достаточно надежной.

Заключение

С использованием экспериментальных данных показана методика расчета эффективности обнаружения цели с учетом условий распространения сигнала в сложной геофизической обстановке. Разработанная схема связывает изменчивость окружающей среды с характеристиками противолодочной борьбы таким образом, что показывает неожиданные результаты обнаружения.

В работе отражена теоретическая основа расчета параметров гидролокатора на основе его взаимосвязи с окружающей и акустической средой. Показано резкое изменение зон скрытности и уязвимости при изменении одного из параметров расчетов – мощности шума. Это подчеркивает необходимость обеспечения гидроакустических систем наблюдения океанографическими данными, получаемыми в реальном времени.

ЛИТЕРАТУРА

1. Коваленко В. В. Информационно-управляющие системы в задачах подводного наблюдения и обеспечения скрытности морских объектов // Морские информационно управляющие системы. – М.: АО «Моринсис Агат». – 2019 – С. 26–41.
2. Коваленко В. В., Мастрюков С. И., Телегин В. А. Некоторые проблемы построения национальной системы оперативной океанографии //Навигация и океанография. – 2020. – № 59. – С. 80–93.
3. Аносов В. С., Калашникова Е. В., Шарков А. М., Самотесов Ю. П. Выбор методов косвенного определения солёности, скорости звука и плотности морской воды, в наибольшей степени отвечающих требованиям ВМФ // Навигация и океанография. – 2019. – № 58. – С. 54–61.
4. Бреховских Л. М. Волны в слоистых средах. – М.: Наука, 1973. – 343 с.
5. Ван Трис Г. Теория обнаружения, оценок и модуляции. Т. 1. – М.: Сов. радио, 1972. – 744 с.
6. Коваленко В. В., Телегин В. А., Трубицын А. В. Проблемы оперативной океанографии прибрежных районов // Морские информационно управляющие системы. – М.: АО «Моринсис Агат». – 2018. – № 1 (13). – С. 28–35.
7. Малышкин Т.С, Сидельников Г.Б. Оптимальные и адаптивные методы обработки гидроакустических сигналов// АЖ. 20I4.Т. 60. № 5. С. 526-545
8. Сазонтов А. Г., Малеханов А. И. Согласованная пространственная обработка сигналов в подводных звуковых каналах (обзор) // Акустический журнал. – 2015. – Т. 61. – № 2. – С. 233–253.
9. Глебова Г. М., Жбанков Г.А., Селезнев И.А. Способ повышения помехоустойчивости цилиндрической гидроакустической антенны // Научно-техн. сб. «Гидроакустика». – 2015. – № 21(1). – С. 28–35.
10. Селезнев И. А., Глебова Г. М., Жбанков Г. А., Харахашьян А. М. Вероятностные характеристики обнаружения сигналов одиночным векторно-скалярным модулем // Подводные исследования и робототехника. – 2016. – № 2 (22). – С. 44–48.

USE OF OCEANOGRAPHIC MEASUREMENTS IN HYDROACOUSTIC UNDERWATER SURVEILLANCE SYSTEMS

G. M. Glebova, G. A. Zhbankov (Research Institute of Physics, SFedU), **V. A. Telegin** (IZMIRAN)

The paper presents a technique that combines an environmental model, acoustic signal predictions, and a statistical detection model, which is one of the main characteristics of hydroacoustic surveillance systems. The primary focus is given to the final stage of hydro-meteorological support of naval activities by in-depth account to the influence of the natural environment. The advantage of the presented technique is that it reflects the theoretical basis for calculating the parameters of the sonar based on its relationship with the surrounding and acoustic environment. This is of special interest at the design phase of the national operational oceanography system.

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ

УДК 550.8

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВЫПОЛНЕНИЯ КОМПЛЕКСНЫХ БАТИМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ В АВГУСТЕ – НОЯБРЕ 2020 ГОДА

Н. В. ЧЕРВЯКОВА (АО «ГНИНГИ»),
В. В. ИВАНОВ (ФГБУ «ААНИИ»)

Рассмотрены гидрометеорологические и ледовые условия выполнения экспедиционных работ по обоснованию внешней границы континентального шельфа в Арктике и представления о современном состоянии основных гидрофизических характеристик морской воды в приполюсной части хребтов Гаккеля и Ломоносова, а также Канадской котловине

Комплексные батиметрические исследования проводились в августе – ноябре 2020 г. в Северном Ледовитом океане (СЛО). Район исследования располагался в приполюсных зонах хребтов Гаккеля и Ломоносова вплоть до границ 200-мильной зоны Норвегии и Дании, а также на западной окраине Канадской котловины в переходных зонах к восточным отрогам хребта Альфа и Чукотского поднятия. По завершении комплексных работ на основных участках были проведены дополнительные исследования на южной окраине хребта Гаккеля в море Лаптевых. Основная задача этих исследований состояла в получении данных съемки рельефа дна многолучевым и однолучевым эхолотами с целью подготовки дополнительных обосновывающих материалов для Дополнения (части 1 и части 2) к Заявке Российской Федерации от 03.08.2015 года по установлению внешней границы континентального шельфа за пределами 200-мильной зоны в Комиссию по границам.

Комплексные исследования проводились по заранее определенной сети прямолинейных профилей на научно-экспедиционном судне (НЭС) «Академик Федоров» усиленного ледового класса КМ УЛА2 А2, принадлежащем соисполнителю работ ФГБУ «ААНИИ» в сопровождении атомного ледокола «50 лет Победы» (судовладелец ФГУП «Атомфлот») в соответствии с достигнутой договоренностью.

Гидрометеорологические наблюдения в основные синоптические сроки проводились с 29 августа по 31 октября, гидрологические измерения – с 29 августа по 28 октября, наблюдения за ледовым покровом по маршруту следования НЭС «Академик Федоров» – с 31 августа по 30 октября.

Ледовые условия плавания являлись определяющими при выполнении комплексных батиметрических исследований, так как непосредственно влияли на качество получаемых данных, управляемость судна, на судовые механизмы и оборудование. Дополнительно на ход выполнения работ в ледовых условиях оказывали влияние ограниченная дальность видимости, сильный порывистый ветер,

на обеспечение безопасности плавания и качество получения гидрометеорологической информации влияло обледенение, а кроме того, в зонах, свободных ото льда, на качестве батиметрических данных негативно сказывалось волнение.

1. Ледовые условия

Согласно прогнозу, предоставленному специалистами ААНИИ перед началом экспедиционных работ, летом 2020 г. ледовые условия в СЛО развивались по легкому типу, который наблюдался в 2012, 2014, 2019 гг. Для легкого типа развития ледовых условий характерно значительное уменьшение общей площади ледяного покрова в летний период – на 25–30 % по сравнению с нормой (до 4000–4500 тыс. км^2) и позднее начало ледообразования. В конце зимнего периода нарастания дрейфующий лед в районах батиметрических работ представлял собой в большей степени однолетний лед различных градаций, а также часть старых (преимущественно двухлетних) льдов. Во время летнего таяния общая сплоченность льда уменьшилась до 7–8 баллов. Учитывая постоянный генеральный вектор дрейфа по направлению к проливу Фрама, к моменту начала работ старые льды (зоны большой сплоченности) сместились к побережью Гренландии, а присутствовавшие небольшие обломки двухлетнего льда не имели большой сплоченности (рис. 1).

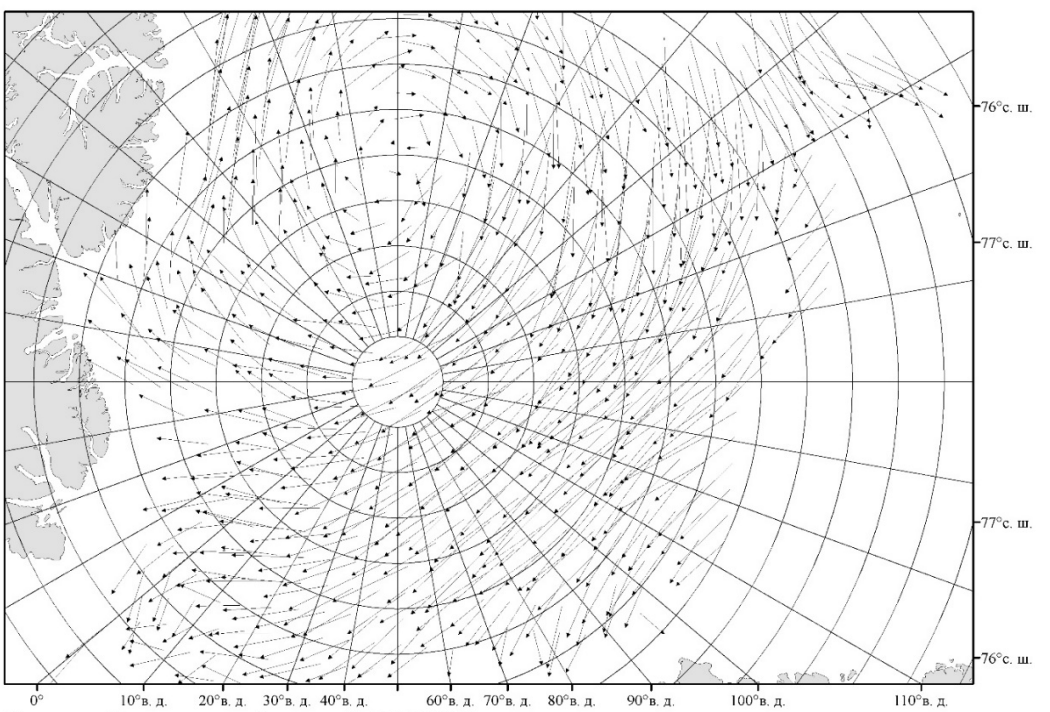
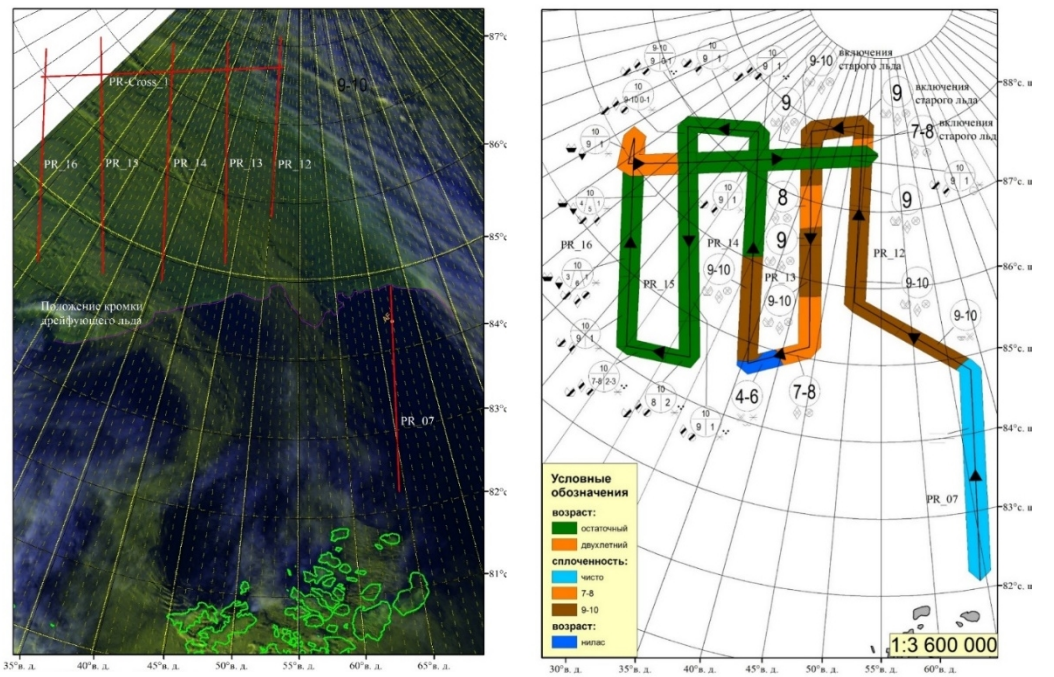


Рис. 1. Вектора дрейфа ледовых полей в период с 1 июня по 15 августа 2020 г.

По данным искусственного спутника Земли (ИСЗ) NOAA-19 (AVHRR) и ледовым картам, подготовленным в Центре «Север» ФГБУ «ААНИИ», по маршруту движения НЭС «Академик Федоров» (к северу от архипелага Земля Франца-Иосифа) кромка дрейфующего льда располагалась на широте 84°12' с. ш. На кромке вдоль границы массива дрейфующего льда сплоченностью 9–10 баллов была расположена

зона разреженного льда шириной до 8 миль. Однако в период 25–30 августа кромка дрейфующего льда под влиянием ветров южной четверти сместилась к северу до широты 84°48' с. ш., увеличив сплоченность прикромочной зоны до 9–10 баллов. Таким образом, к началу проведения работ профиль PR_07 находился полностью на открытой воде (рис. 2). Кромка дрейфующего льда была пройдена 30.08.2020 года в 21.00 UTC в точке Ш=84°52,3' с. ш. Д=67°46,8' в. д. при переходе к профилю PR_12.



а *б*

Рис. 2. Положение профилей на снимке ИСЗ NOAA-19 за 30.08.2020 г. (*а*) и фактические ледовые условия на маршруте движения НЭС «Академик Фёдоров» в районе работ № 1 с 29 августа по 12 сентября 2020 г. (*б*)

Фактические ледовые условия на маршруте движения НЭС «Академик Фёдоров» в приполюсном районе хребта Ломоносова (район работ № 2) с 14 по 20 сентября 2020 г. представлены на рис. 3.

Дрейфующие льды, расположенные в районах работ № 1 и 2, состояли в значительной степени (от 7 до 9–10 баллов) из старых и остаточных льдов, попавших в Трансарктический поток из северных частей окраинных морей. Толщина дрейфующего льда в первой половине сентября составила 50–100 см, в торосах – до 180 см, разрушенность льда в среднем составляла 2–3 балла (фиксировалась до начала ледообразования). В период 3–5 сентября начали наблюдаться процессы ледообразования, замерзания снежниц, образования начальных видов льда и ниласа в дрейфующем льду. Торосистость не превышала 1–2 балла, заснеженность льда обычно не превышала 5–10 см, на отдельных участках высота снежного покрова достигала 55 см (у гряд торосов). Сильных сжатий в данном районе не зарегистрировано: от 0–1 до 1 балла.

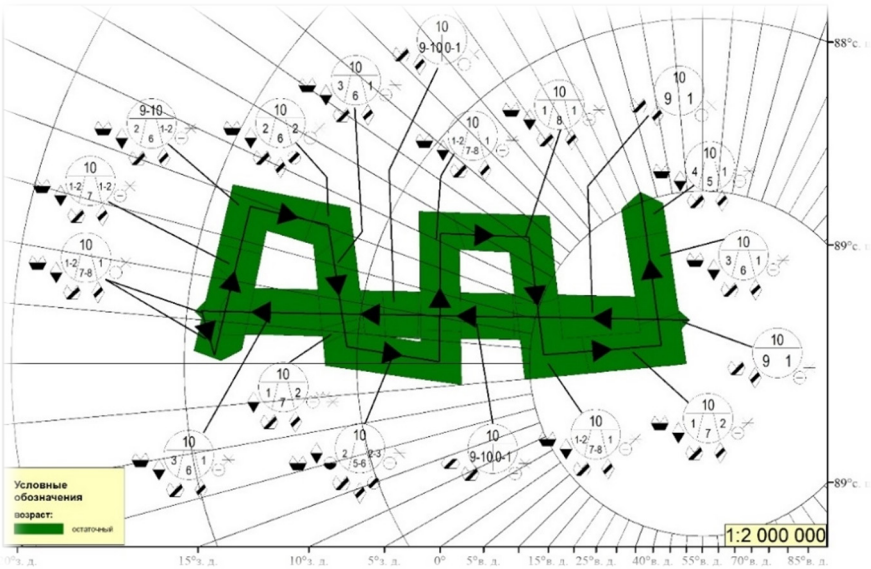


Рис. 3. Фактические ледовые условия на маршруте движения НЭС «Академик Фёдоров» в районе работ № 2

Северная часть района работ № 3 отличалась наиболее тяжелыми ледовыми условиями. В северной части моря Бофорта многолетний лед дрейфует по часовой стрелке (круговорот Бофорта), скорость дрейфа в котором зависит от скорости и направления ветра в течении года. Находящиеся в южной части отдельные зоны дрейфующего льда выбрасываются из круговорота и дрейфуют в западном направлении к границе Чукотского моря. Среднемноголетние сроки начала ледообразования – 20–25 августа.

На маршруте движения НЭС «Академик Фёдоров» с 23 сентября по 9 октября 2020 года наблюдалось сильное преобладание старых льдов (рис. 4). Толщина остаточного льда составляла 80–160 см, старого льда (канадский пак) – около 180–300 см. Торосистость в среднем составляет 2–3 балла. Типичная высота гряд торосов для данного района 1,5–1,7 м, отдельные торосы достигали 6 м. Отношение надводной части к подводной составляло 1:3. Разрушенность льда в данном районе составляла 1–2 балла. Заснеженность не превышала 50 см и в основном составляла около 20 см. Наибольшие значения толщины снежного покрова достигали у гряд торосов. Наиболее сложная ледовые условия сложились на профиле CAN-01. Средняя скорость судна на профиле составила 2,8 узла. В девяти случаях на преодоление сложных участков тратилось более 2 часов. Несколько раз для того, чтобы продолжить движение, приходилось выполнять околку судна ледоколом. При преодолении торосов судно испытывало значительные вибрационные нагрузки, что неблагоприятно сказывалось на судовых механизмах и оборудовании, существовала опасность повреждения корпуса, винто-рулевого комплекса, главного электродвигателя и главного дизель-генератора.

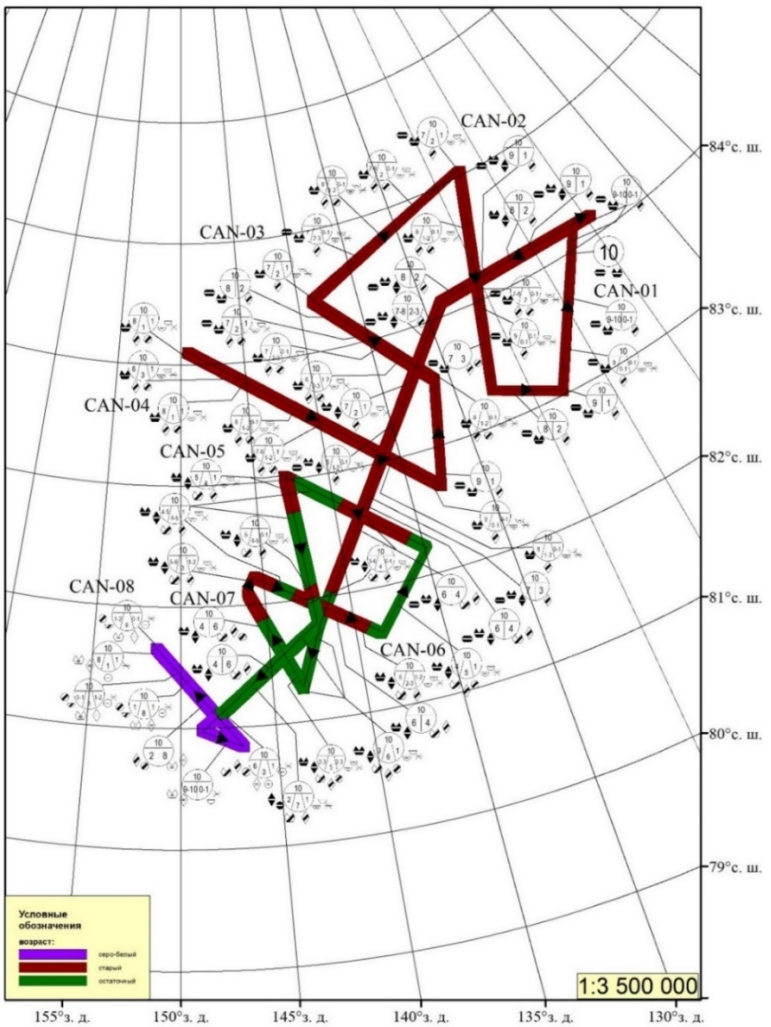


Рис. 4. Фактические ледовые условия на маршруте движения НЭС «Академик Фёдоров» в северной части района № 3

В южной части района работ № 3 наблюдалось преобладание молодого льда, обширные зоны блинчатого льда толщиной 10–25 см. На профилях CHU-05, CHU-06 и CHU-07 отмечалось наличие остаточного льда, и только в юго-восточной оконечности CHU-07 наблюдались старые и остаточные льды частной сплоченностью 5 баллов. Фактические ледовые условия на маршруте движения НЭС «Академик Фёдоров» в южной части района работ № 3 с 10 по 20 октября 2020 г. представлены на рис. 5.

Таким образом, ледовые условия, сложившиеся в период выполнения комплексных батиметрических работ, можно характеризовать как тяжелые в северной части (присущие данному району по среднемноголетним значениям) и легкие – в южной части.

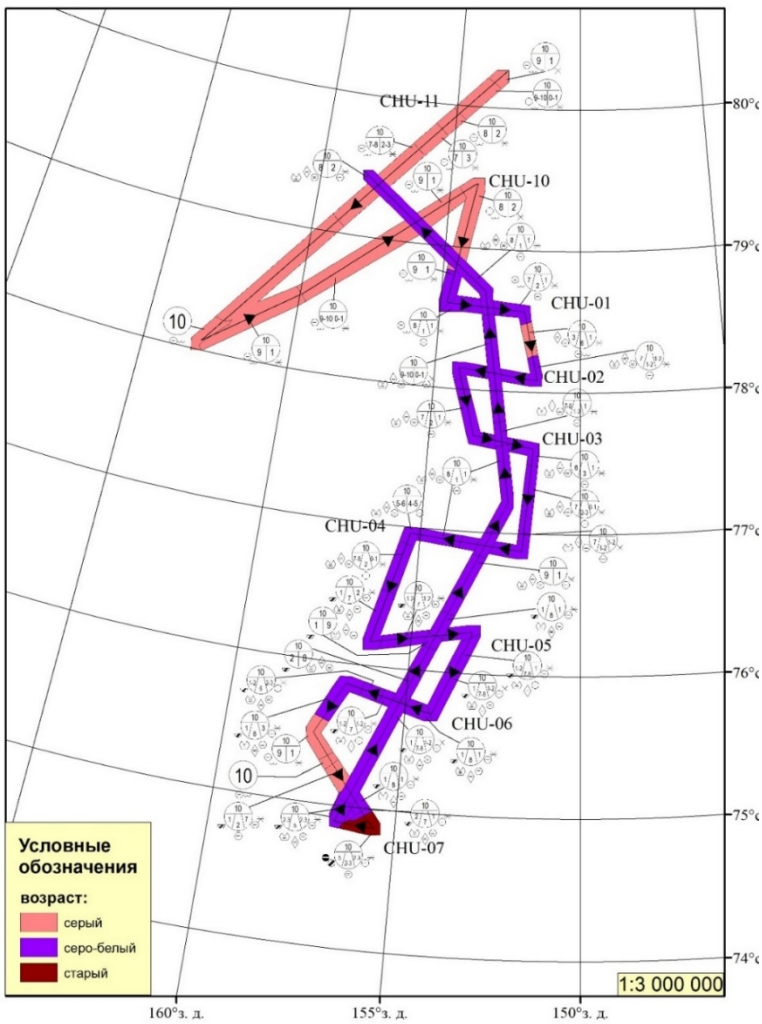


Рис. 5. Фактические ледовые условия на маршруте движения НЭС «Академик Фёдоров» в южной части района № 3

2. Метеорологические условия

В сентябре (рис. 6) преобладали воздушные потоки восточных и северо-восточных направлений с кратковременными отходами в последних числах месяца к юго-западу, причем эти ветра оказались и самыми сильными (см. таблицу). В октябре (рис. 6) направление ветра менялось от восточного до западного, при этом наиболее сильными были ветра северных направлений. Средняя скорость ветра за весь период составила 2–6 м/с.

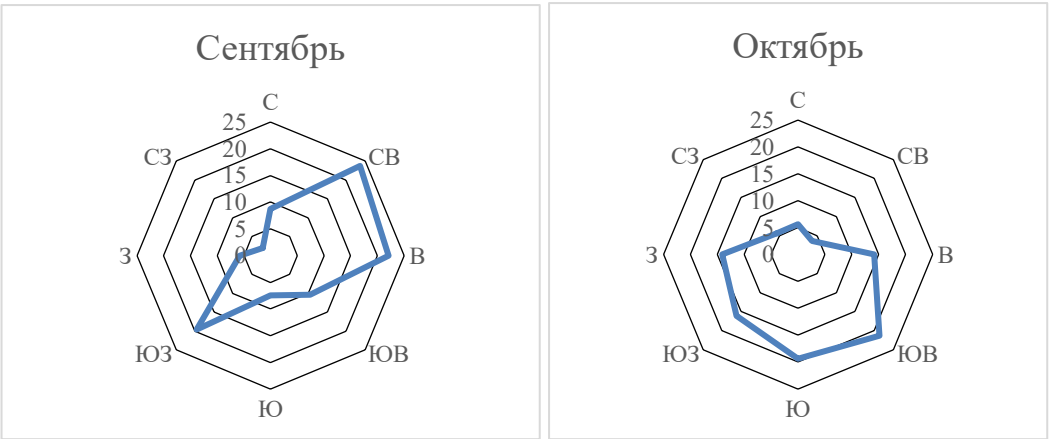


Рис. 6. Повторяемость направления ветра

Средняя скорость ветра по направлениям

Месяц	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Сентябрь	5,1	5,0	5,6	4,9	5,0	7,7	7,3	4,8
Октябрь	10,8	6,4	6,1	5,9	3,9	4,4	4,8	4,6

Фон температуры, как и прогнозировалось перед проведением комплексных исследований, оказался выше нормы. В сентябре преобладающая температура по маршруту следования НЭС «Академик Федоров» составила -1,5…-5,5 °С (рис. 7). Наблюдались кратковременные повышения температуры воздуха до 0…4 °С, а также кратковременные понижения температуры в конце месяца при прояснениях в облачности до значений минус 18,1 °С. В октябре было больше периодов с колебаниями температуры воздуха от максимальной 0°С до минимальной -18,1 °С, среднее значение за месяц составило -6,1 °С.

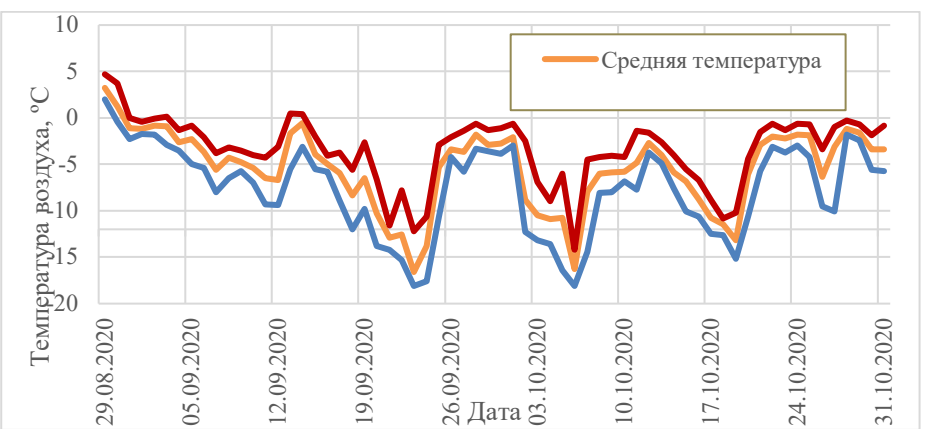


Рис. 7. Ежедневный ход температуры воздуха

Относительная влажность воздуха за весь период наблюдалась высокая, в среднем она составила 93 %.

Среднее количество общей облачности в районе исследований составило 9–10 баллов, при этом среднее количество нижней облачности – 6–7 баллов. Преобладали слоистые формы облаков – 52 % случаев.

Ухудшение метеорологической дальности видимости в сентябре-октябре происходило за счет появления дымки, туманов и выпадения осадков в виде снега или дождя (рис. 8).

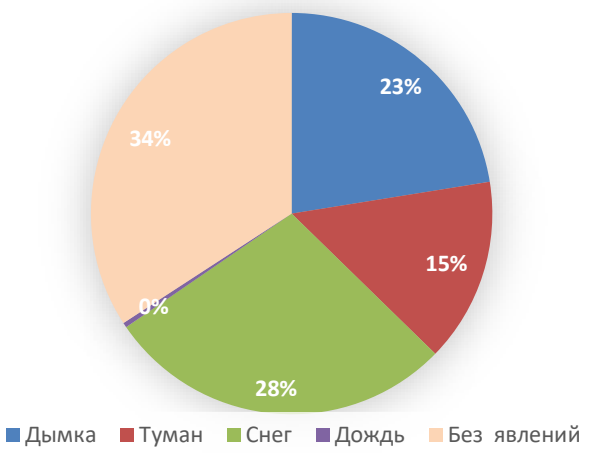


Рис. 8. Повторяемость метеорологических явлений

Таким образом, метеорологические условия в период экспедиционных работ сложились достаточно благоприятными для производства комплексных батиметрических исследований.

3. Гидрологические условия

В связи с необходимостью внесения параметров скорости звука в воде в систему многолучевого эхолота были проведены океанографические исследования, включающие определение вертикального разреза скорости звука (ВРСЗ) в воде и CTD-измерения на гидрологических станциях в дрейфе и с помощью обрывных зондов типа «XSV-1» на ходу судна (рис. 9). Всего было выполнено 38 гидрологических зондирований.

При выполнении гидрологических станций на розетту со стандартным судовым CTD-зондом SBE 9-911-Plus 587 или к корпусу защитной клети профилографа SBE 19-Plus/5145 (SeacatPlus v.1.6) крепился зонд-скоростомер «MIDAS SVP» (фирма «Valeport»). Зонды опускались до горизонта на глубине до 85 % глубины места. Репрезентативные данные наблюдений регистрировались при подъёме приборов.

По данным, полученным в результате океанографических исследований, можно сделать несколько заключений о состоянии гидрофизических характеристик морской воды в приполюсной части хребтов Гаккеля и Ломоносова, а также западной окраине Канадской котловины.

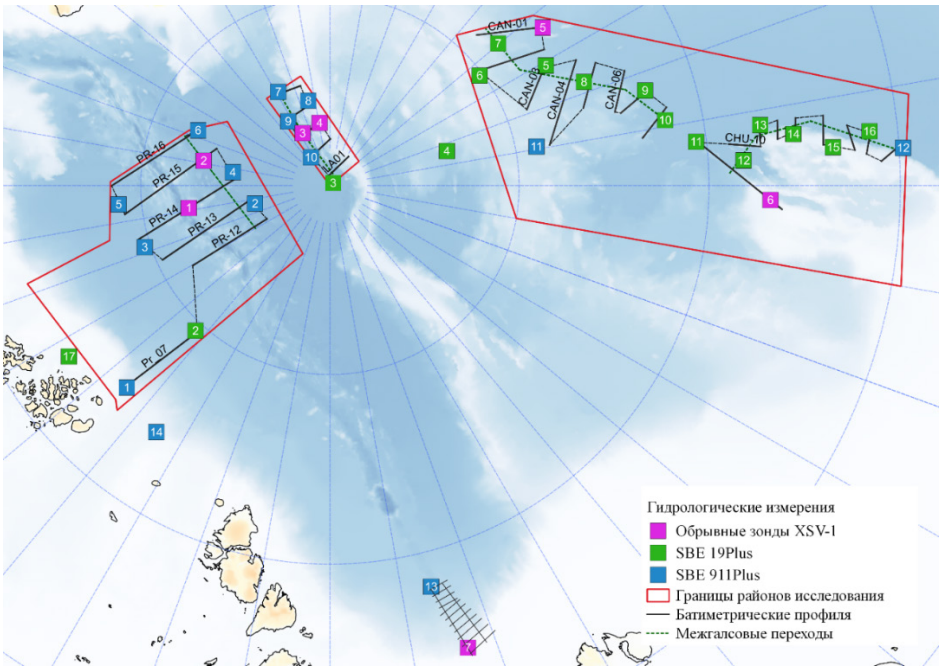


Рис. 9. Схема точек океанографических станций и точек запуска обрывных зондов

29 августа 2020 г. были выполнены две гидрологические станции на северной оконечности желоба Святой Анны. Этот район находится под существенным влиянием водных масс, поступающих из Баренцева моря с запада и из Арктического бассейна с севера, а также арктических вод Карского моря. В слое от поверхности до 20 м располагается арктическая летняя поверхностная водная масса, формирующаяся в результате летнего прогрева поверхности воды. Температуры в этом слое находятся в диапазоне от 0 до +2,2 ºС, а соленость воды в пределах 32,3–33,3 ‰. В слое воды до 400–500 метров наблюдается ярко выраженная ступенчатая структура вертикального профиля температуры, имеющая интрузионную природу, связанную, по-видимому, с тем, что в этом районе происходит активное перемешивание слоев атлантической водной массы с холодными арктическими водными массами. Вертикальное распределение солености имеет более гладкий характер. При выполнении батиметрической съёмки в этом районе нужно внимательно учитывать особенности распределения термохалинных характеристик.

Согласно данным наблюдений в сентябре 2020 г. в вертикальной структуре толщи морской воды приполюсного района хорошо выделяются четыре ее типа, соответствующие представлениям о составе водных масс СЛО [1]: поверхностные арктические водные массы, промежуточный слой арктических водных масс, глубинная атлантическая водная масса и придонный слой (рис. 10). Верхний слой (15–25 м) поверхностных водных масс характеризуется низкими значениями температуры (от -1,46 до -1,68 ºС) и невысокими значениями солености (28,41–32,88‰). Под ним на глубинах 25–100 м залегает слой холодного галоклина с диапазоном изменения температуры от -1,16 до -1,79 ºС при солености от 28,36 до 34,31 ‰. В работе [2] было сделано предположение, что образование этого слоя связано с проникновением в

Арктический бассейн соленых холодных вод, образовавшихся в зимний период на шельфе морей Карского и Лаптевых. В дальнейшем было высказано предположение, что воды холодного галоклина формируются благодаря процессам зимней конвекции непосредственно в Арктическом бассейне [3]. Слой поверхностных арктических вод подстилает промежуточная арктическая водная масса, формирующаяся в результате перемешивания нижних слоев арктической водной массы и верхних слоев атлантической водной массы и несущая в себе их характерные признаки [4]. Толщина этого слоя в данном районе составляет 55–85 м, диапазон температуры слоя от -0,1 до -1,7 ºС, соленость в пределах 33,98–34,31 ‰. Верхняя граница слоя атлантической водной массы в приполюсном районе колеблется в пределах 150–180 м, нижняя граница находится в промежутке 860–960 м. Горизонт залегания центра ядра атлантических вод находится в пределах 345–400 м, температура воды в ядре составляет 0,77–1,27 ºС, а соленость 34,34–34,90 ‰. Температура придонного арктического слоя, расположенного под глубинными атлантическими водами, находится в интервале от -0,68 до -0,73 ºС, а соленость – от 34,94 до 34,95 ‰. Донные воды формируются в Североевропейском бассейне и поступают в Арктический бассейн СЛО через пролив Фрама под атлантическими водами, частично смешиваясь с ними. Они движутся на восток и север вплоть до хребта Ломоносова. Через проходы в хребте часть донных вод проникает в притихоокеанскую область, но основная их масса проходит над хребтом, смешиваясь с нижним слоем атлантических вод и образуя донные воды притихоокеанской части бассейна [5].

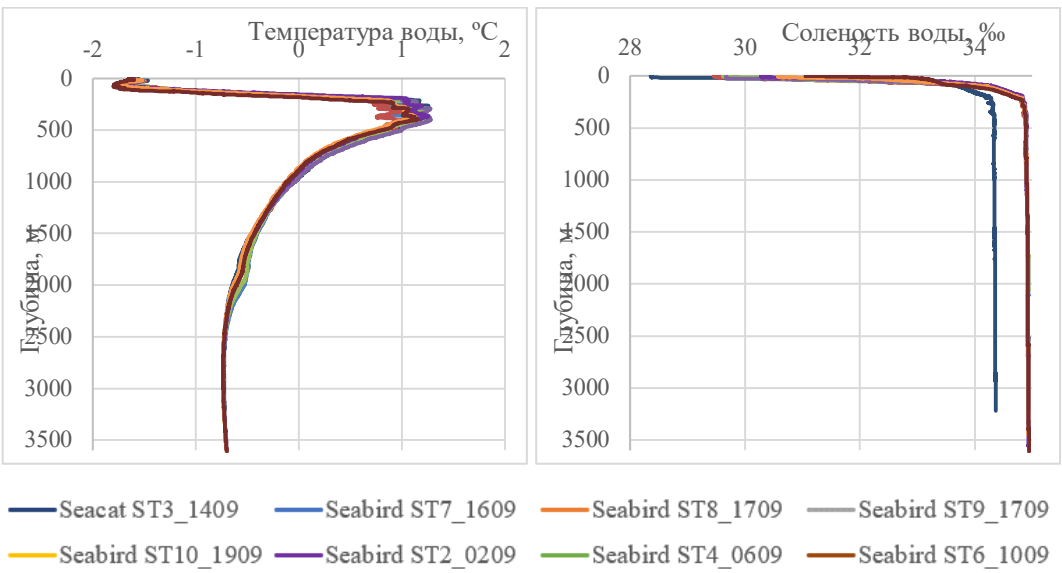


Рис. 10. Вертикальное распределение температуры и солености воды в приполюсном районе

Согласно наблюдениям, выполненным в западной части Канадской котловины с конца сентября до середины октября 2020 года, водная толща здесь также представлена четырьмя водными массами (рис. 11). Основная особенность этого района в том, что под верхним перемешанным слоем здесь залегают летние тихоокеанские воды, которые идентифицируются по наличию локального максимума

температуры [6, 7]. Это повышение температуры на глубинах объясняется притоком тихоокеанских вод, поступающих через Берингов пролив. Верхняя граница термоклина располагается от поверхности до 52 м, нижняя – от 83 до 198 м, подповерхностный максимум температуры от -1,01 до 1,22 ºС располагается на глубине 27–60 м. Мощность слоя промежуточной водной массы находится в пределах 110–150 м. Диапазон температуры слоя составляет -0,1–1,4 ºС, соленость – около 31,78–34,04 ‰. Верхняя граница атлантических вод в районе располагается на глубине 230–320 м, а максимальная их температура порядка 0,62–0,87 ºС и соответствующая соленость 34,26–34,29 ‰ наблюдались на глубинах 350–480 м. Отмечено, что по мере продвижения с севера на юг глубины залегания границ атлантической водной массы и ядра постепенно увеличиваются, достигая максимальных значений в южной части района исследования. На глубине 930–1050 м атлантические воды подстилаются глубинными водами, характеризующимися отрицательными температурами от -0,38 до -0,41 ºС и соленостью 34,38–34,39‰. Измерения температуры придонных вод в Канадской котловине показали некоторое повышение температуры от глубины 2000 м ко дну, что соответствует величине адиабатического нагревания порядка 0,05–0,09 ºС, характерного для этих глубин.

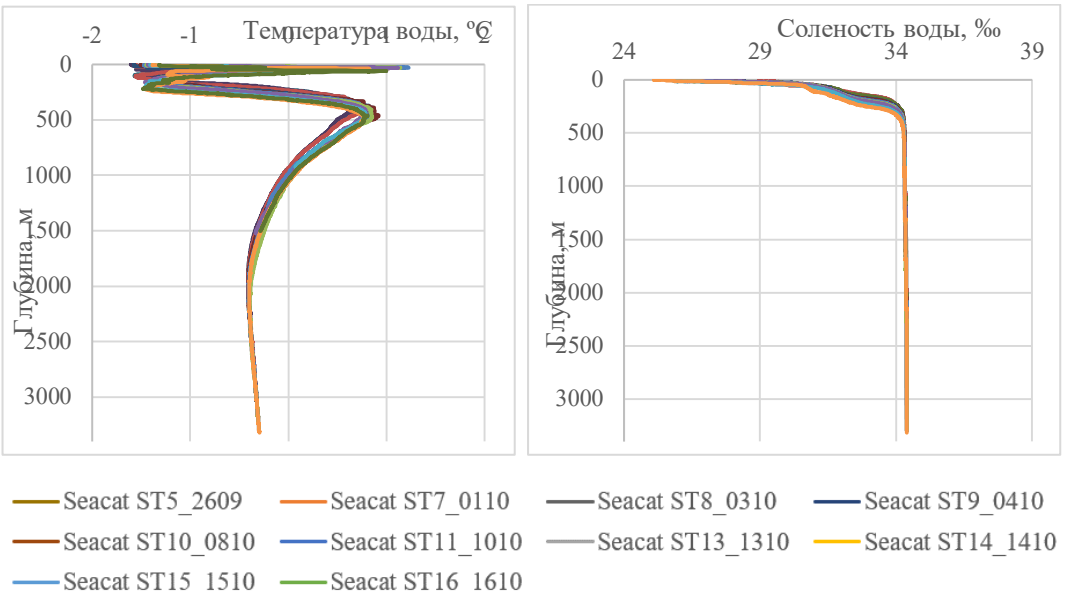


Рис.11. Вертикальное распределение температуры и солености воды в западной части Канадской котловины

Выводы

Океанологические работы, выполненные во время экспедиции, позволили получить представление о современном состоянии основных гидрофизических характеристик морской воды, а также ледовых условий в приполюсной части хребтов Гаккеля и Ломоносова и западной окраине Канадской котловины. Полученные данные наблюдений являются уникальными, так как изученность исследуемого района является достаточно низкой.

В ходе экспедиционных работ были выявлены закономерности мелкомасштабной изменчивости характеристик ледяного покрова, существенно влияющих на эффективность плавания судна во льдах, и распределения эксплуатационных характеристик движения судна в различных ледовых образованиях.

Результаты специальных судовых наблюдений являются необходимыми реперными данными для решения широкого круга задач, включающих: анализ межгодовой и сезонной изменчивости основных характеристик ледяного покрова в различных районах Арктического бассейна; определение закономерностей пространственного распределения характеристик ледяного покрова; верификацию данных спутниковых снимков; анализ влияния синоптических и гидрологических условий на перераспределение ледяного покрова Арктического бассейна, его ледообмена с морями Сибирского шельфа.

Данные наблюдений за ледовой обстановкой позволяют сделать вывод о большем проценте остаточных льдов в приполюсном секторе к северу от Баренцева моря, что подтверждает теорию «климатических периодов», а также о большом влиянии Трансарктического переноса.

Данные измерений непосредственно скорости звука в воде, а также температуры и солености воды могут быть использованы при научном исследовании гидрофизических условий района, а также климатических изменений параметров морской среды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Северный Ледовитый океан. – URL: https://ru.wikipedia.org/wiki/Северный_Ледовитый_океан#Водные_массы
2. Aagaard K., Coachman L. K., Carmack E. C. On the halocline of the Arctic Ocean // Deep Sea Research, Part A: Oceanographic Research Papers. – 1981. – Vol. 28. – Iss. 6. – Pp. 529–545.
3. Rudels B., Anderson L. G., Jones E. P. Formation and evolution of the surface mixed layer and the halocline of the Arctic Ocean // Journal Of Geophysical Research: Oceans. – 1996.– Vol. 101. – Iss. C4. – Pp. 8807–8821.
4. Coachman L. K., Barnes C. A. Surface Water in the Eurasian basin of the Arctic Ocean // Arctic. – 1962.– Vol. 15ю. – Pp. 251–277.
5. Никифоров Е. Г., Шпайхер А. О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980. – 269 с.
6. Coachman L. K., Barnes C. A. The contribution of Bering Sea water to the Arctic Ocean // Arctic. – 1961. – Vol. 14. – Pp. 147–161.
7. Махотин М. С. Распространение летних тихоокеанских вод в Арктическом бассейне // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2010. – № 3(86).– С. 89–96.

HYDROMETEOROLOGICAL CONDITIONS FOR COMPLEX BATHYMETRIC SURVEY IN THE ARCTIC OCEAN IN AUGUST-NOVEMBER 2020

N. V. Chervyakova («GNINGI» JSC), **V. V. Ivanov** (AARI)

The paper describes hydro-meteorological and ice conditions of field work to establish the outer limits of the continental shelf in the Arctic and views on the current state of basic hydrophysical characteristics of sea water in the circumpolar parts of the Gakkel and Lomonosov Ridges and the Canadian basin.

УДК 629.5.05, 621.396.96

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОПАСНЫХ ЛЕДОВЫХ ПОЛЕЙ С БУРОВЫХ ПЛАТФОРМ НА ШЕЛЬФАХ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

А. И. БАСКАКОВ, М. С. МИХАЙЛОВ (НИУ МЭИ),
В. А. ТЕЛЕГИН (ИЗМИРАН)

Разработан эффективный метод радиолокационной оценки ледовой обстановки с буровых платформ Арктического шельфа, обсуждаются методы и алгоритмы обработки сигналов при решении задач получения цифровой модели рельефа, дальности и скорости ледовых полей для оценки ледовой опасности.

Введение

В связи с развитием проектов разработки нефтегазовых месторождений на Арктическом шельфе России актуальной становится проблема контроля морских ледовых полей непосредственно в районе буровых платформ (рис. 1).

Рис. 1. Ледовая опасность для нефтегазодобывающих платформ на морском шельфе

Для наблюдения за земными и ледовыми покровами широко применяются радиолокационные станции (РЛС) с синтезированием апертуры антенны (РСА) самолетного и космического базирования. При этом интенсивно развиваются радиолокационные интерферометрические методы построения высотной топографии подстилающей поверхности [1–3]. Однако известные аэрокосмические методы не обеспечивают требуемой точности и оперативности поступления важнейшей информации о ледовых полях в районах буровых платформ, а именно их степени торосистости, толщины, скорости и направлении дрейфа. Без этой информации невозможна безопасная эксплуатация морских арктических месторождений. Особенно остро стоит задача разведки ледовой обстановки в районах эксплуатации нефтегазовых объектов с использованием радиолокационных комплексов морского базирования одновременно с аэрокосмическими системами. Быстро разворачиваемые, гораздо более дешевые и более точные по сравнению с космическими и авиационными

системами, радиолокационные комплексы морского базирования позволяют эффективно решить задачу непрерывного мониторинга небольших близлежащих пространств [4–7].

В настоящее время не разработаны полноценные средства радиолокационной оценки ледовой обстановки морского базирования. Из радиолокационных комплексов наземного базирования можно выделить только «GRPI» (Швейцария), который был разработан для мониторинга состояния поверхности гор и ледников [8].

Отсутствуют представления о требуемых параметрах РЛС, предпочтительных для решения задачи обеспечения безопасной эксплуатации буровых платформ Арктического шельфа, о наборе задач, которые может решить радиолокационный комплекс. Отсюда следует цель исследований – разработать эффективный метод радиолокационной оценки ледовой обстановки непосредственно с буровых платформ Арктического шельфа, определяя дальность, направление и скорость движения ледовых полей для оценки ледовой опасности.

Метод и алгоритм обработки сигналов при решении задач получения цифровой модели рельефа

Торосы являются характерной особенностью ледовой поверхности в Арктическом регионе. Они формируются при сжатии битого льда, который выдавливается на поверхность более ровного окружающего ледового покрова и в воду, образуя подводную и надводную части торосов, которые называются килем и парусом. Торосы могут играть роль якорей при внедрении их в морское дно, обеспечивая устойчивость припайных льдов. Последние являются препятствием при движении судов в шельфовой зоне, значительно увеличивая прочность ледового покрова. Кроме того, кили торосов представляют опасность для подводных трубопроводов, так как воздействие их может привести к пробою последних. Степень всторошенности ледовых полей, окружающих буровые платформы, и размеры консолидированного слоя льда внутри торосов определяют ледовые нагрузки на буровые платформы.

В силу вышеизложенных причин задача определения пространственных параметров торошения является одной из основных для проведения оценки ледовой обстановки. После статистического анализа данных форм гряд торосов, полученных в различных арктических экспедициях [9], была вычислена усредненная форма вертикального сечения гряды торосов, сформированной в сезон наблюдений, которая может быть представлена двумя равнобедренными треугольниками (рис. 2) с углами ската порядка 30° (~ 33° для паруса и ~27° для киля). При этом выполняются соотношения:

$$h_k / h_s = 4,4 \ , \qquad L_r / h_s = 15,1 , \tag{1}$$

где h_s и h_k – высота паруса и глубина киля тороса, L_r – ширина тороса.

В результате исследований торосов в море Бофорта [10, 11] были получены зависимости высоты паруса и глубины киля торосов от толщины кусков льда h, из которых сложены торосы:

$$h_s = 5,24\sqrt{h}, \qquad h_k = 15,2\sqrt{h} . \tag{2}$$

Так называемый консолидированный слой льда внутри торосов дает основную нагрузку на корпусы судов и шельфовые сооружения. Его толщина может в несколько раз превышать толщину ровного льда, из которого был сформирован торос.

Исходя из полученных выше соотношений для высоты паруса тороса с толщиной кусков льда, глубиной киля и шириной тороса следует, что достаточно информации о высоте паруса, его местоположении и скорости, чтобы осуществить оценку ледовой обстановки, которая позволит эффективно решить поставленные задачи. Проведенные исследования пространственных характеристик торосов позволяют сделать следующий вывод: для получения необходимой пространственной информации о торосах достаточно измерения высоты торосов относительно уровня моря, применяя радиолокационный комплекс, использующий методы разностно-фазовой интерферометрии.

Итак, определение высоты паруса тороса наземным или надводным радиолокационным интерферометрическим комплексом с жесткой базой позволяет качественно оценивать толщину ледовых полей [4].

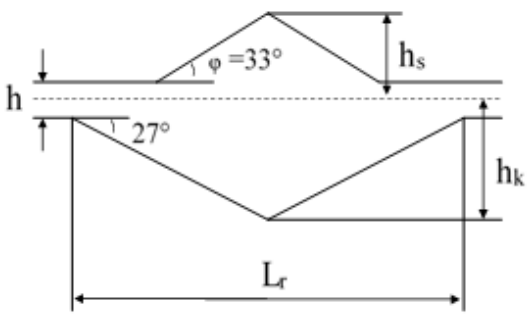


Рис. 2. Осредненная форма вертикального сечения гряды торосов (объяснение в тексте)

Помимо всторошенной ледовой поверхности, в Арктическом регионе присутствуют айсберги, представляющие опасность для буровых платформ. Задача обнаружения, определения пространственного положения и скорости айсбергов является более простой по сравнению с задачей измерения парусности торосов в связи с их существенными размерами.

Объекты наблюдения для радиолокационного комплекса представляют собой поверхностно-распределенные цели, а величины отраженных сигналов зависят от удельной эффективной площади рассеивания (УЭПР) наблюдаемой поверхности. Величина УЭПР спокойной морской поверхности при настильных углах зондирования имеет весьма малую величину, порядка 56 дБ (для длины волны 8 мм). Согласно экспериментальным данными УЭПР шероховатого, всторошенного льда и айсбергов лежит в пределах от 0,05 до 1,2. Значительное возрастание УЭПР можно объяснить совокупным действием эффекта фокусировки отражений от различных блестящих точек объекта.

Проведенные исследования позволяют утверждать, что для корректной оценки ледовой обстановки необходима следующая пространственная информация о ледовых полях: дальность, скорость, направление дрейфа и высота неровностей рельефа [5]. При этом для оценки дальности, скорости и направления дрейфа применяются традиционные радиолокационные методы.

Для получения же высокоточной карты высот неровностей рельефа предложено использовать методы разностно-фазовой интерферометрии [3–7]. Согласно геометрии визирования, изображенной на рис. 3, нетрудно получить основные соотношения:

$$\Delta \approx -B \cdot \cos(\theta + \beta),$$
$$h = H - R \cdot \sin\left(\arccos\left(-\frac{\Delta}{B}\right) - \beta\right), \tag{3}$$

где Δ – разность хода лучей, B – размер базы, (расстояние между антеннами); θ – угол места, β – угол наклона базы, h – высота рельефа местности, H – высота ведущей интерферометрической антенны и R – наклонная дальность. Рельеф местности определяется по разности хода лучей Δ согласно уравнениям (3), ее можно измерить по интерферометрической разности фаз (ИРФ) эхо-сигналов, приходящих с разнесенных в пространстве на величину базы B антенн A_1 и A_2. Антенна A_1 работает на излучение и прием, а A_2 работает только на прием.

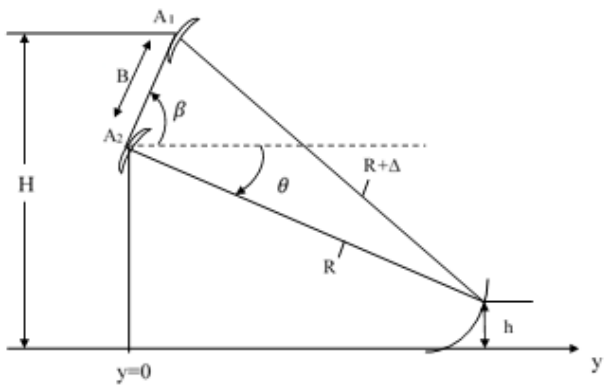


Рис. 3. Геометрия облучения (объяснения в тексте)

Для получения оптимальной оценки ИРФ можно воспользоваться алгоритмом оценки максимального правдоподобия [3]:

$$\hat{\varphi}_{A1A2} = \operatorname{arctg}\frac{\operatorname{Im}\left(\dot{s}_2^* \cdot \dot{s}_1\right)}{\operatorname{Re}\left(\dot{s}_2^* \cdot \dot{s}_1\right)}, \tag{4}$$

где s_1 – комплексная амплитуда эхо-сигнала с каждого элемента дальности от A_1, s_2^* – комплексно-сопряженная амплитуда от A_2.

Измерение наклонных дальностей происходит в величинах двухстороннего фазового сдвига $4\pi/\lambda$ в интервале от 0 до 2π, что приводит к возникновению проблемы неоднозначности («свернутой» фазы). Методы «разворачивания» фазы – агоритмы Голдштейна-Зебкера-Вернера, метод наименьших квадратов фазы и др. изложены в работах [12, 13]. Показано, что разворачивание фазы является одним из наиболее сложных этапов интерферометрической обработки.

Используя выражение (4), можно вывести зависимость между изменениями ИРФ каждого пикселя и приращениями высоты рельефа:

$$\delta h(x,y) = \frac{\lambda H \cdot \mathrm{ctg}\theta}{4\pi B \cdot \sin\theta} \delta\varphi'_{A1A2}(x,y) = coef \cdot \delta\varphi'_{A1A2}(x,y), \quad (5)$$

где *coef* – коэффициент масштабирования ИРФ, φ'_{A1A2} – развернутая ИРФ с отфильтрованной плоской составляющей (соответствует плоской подстилающей поверхности).

Данные полученные с помощью уравнения (5) являются основным результатом работы интерферометрического комплекса. Для построения результирующей цифровой модели рельефа (ЦМР) используют ИРФ соседних элементов, давая тем самым относительное изменение значения высоты рельефа:

$$h(x_1,y_1) - h(x_2,y_2) \approx coef \cdot \left(\varphi'_{A1A2}(x_1,y_1) - \varphi'_{A1A2}(x_2,y_2)\right). \quad (6)$$

Для получения абсолютных значений высот рельефа необходимо выбрать опорную точку (x_0, y_0), относительно которой значения высот рельефа других точек будут абсолютными.

Сформированная в результате ЦМР позволяет также проводить обнаружение изменений поверхности между съемками и оценивать скорость движущихся объектов.

Процесс построения ЦМР сильно затрудняют фазовые шумы, так как выбросы фазовых шумов могут быть случайно приняты за изменение рельефа, либо само изменение рельефа может быть подавлено шумом. Поэтому при обработке необходимо проводить накопление и осреднение.

Источниками ошибок при проведении интерферометрических измерений могут быть интерферометрическая декорреляция, наложение и затенение радиоизображений при работе по подстилающей поверхности, боковые лепестки диаграммы направленности антенны (ДНА) и двумерной автокорреляционной функции зондирующего сигнала (ЗС), шумы приемопередающих устройств, ошибки калибровки и ошибки, связанные с флуктуацией электрической длины пути сигнала РЛС. Другими словами, реальная точность всегда хуже потенциальной, которая учитывает только влияние отношения сигнал/шум (С/Ш) и собственных флуктуаций отраженного сигнала. Но потенциальная точность характеризует нижний предел погрешности, к которой необходимо стремиться при разработке измерителя. В работе найдена потенциальная точность оценки высоты неровностей рельефа в пределах элемента разрешения [4, 7]:

$$\sigma_h = \frac{\lambda H \cdot \mathrm{ctg}\theta}{4\pi B \cdot \sin\theta} \frac{1}{\sqrt{2N}} \frac{\sqrt{1 - \left(\frac{|\alpha_{coef}|}{1+SNR^{-1}}\right)^2}}{\frac{|\alpha_{coef}|}{1+SNR^{-1}}}, \quad (7)$$

где N – кратность некогерентного накопления, SNR – отношение С/Ш, α_{coef} – коэффициент взаимной корреляции сигналов, принимаемых антеннами $A1$ и $A2$. Методика выбора оптимальных параметров РЛС заключается в широкой вариации исходных данных имитационного моделирования разработанных алгоритмов обработки отраженных эхо-сигналов с целью получения максимальной точности измерений. В качестве исходных данных для радиолокационного комплекса оценки

ледовой обстановки были взяты следующие: H = 30 м, разрешающая способность по наклонной дальности ΔR = 1 м, вариации базы B – от 0 до 20 м, $\beta = 90°$ и несущая частота – от 10 до 40 ГГц, отношение С/Ш = 10 дБ для дальности действия РЛС 20 км, что определяется расстоянием прямой видимости с нефтегазодобывающей платформы.

На рис. 4 изображена зависимость среднеквадратичной погрешности оценки – ординат неровностей рельефа по формуле (7) от различных длин баз на несущей частоте 35 ГГц, согласно которой длина базы, равная 7 м, является оптимальной по критерию минимума среднеквадратичной погрешности (~ 5 см).

На рис. 5 изображена антенная система с базой 7 м. Для реализации антенной решетки можно воспользоваться [14].

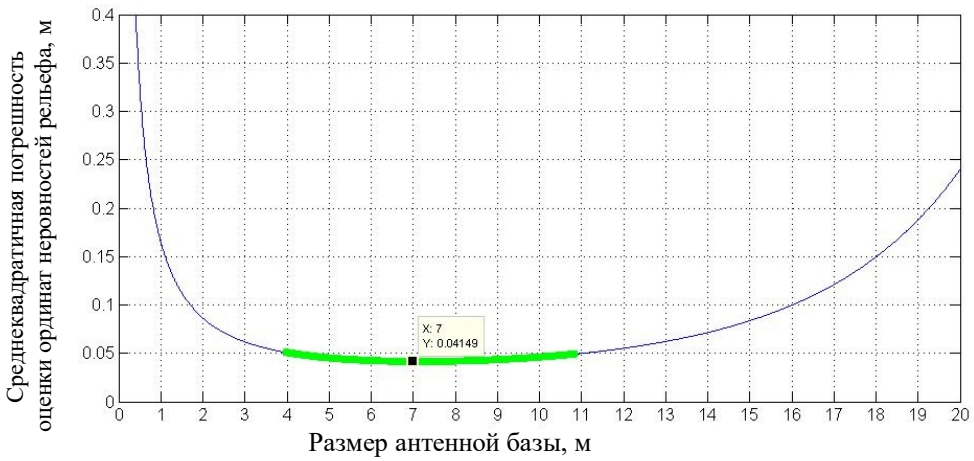


Рис. 4. Зависимость среднеквадратичной погрешности оценки ординат неровностей ледового рельефа от различных длин баз

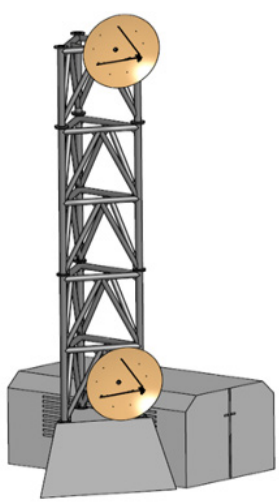


Рис. 5. Внешний вид антенной системы РЛС оценки ледовой обстановки (расстояние между антеннами 7 м), устанавливаемой на нефтегазодобывающей платформе на морском шельфе

На рис. 6 изображена зависимость от различных длин баз и несущих частот (от 10 ГГц до 40 ГГц с шагом 5 ГГц), согласно которой несущая частота 35 ГГц является оптимальной. В результате достигнута потенциальная точность оценки толщины льда порядка 5 см.

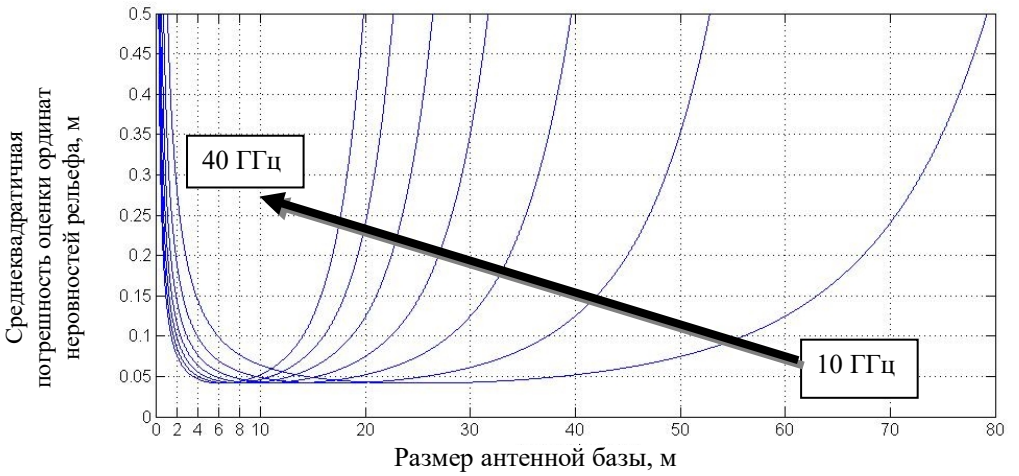


Рис. 6. Зависимость среднеквадратичной погрешности оценки ординат неровностей ледового рельефа от различных длин баз и несущих частот

Особое внимание уделено выбору ЗС для радиолокационного комплекса оценки ледовой обстановки. Проведен сравнительный анализ эффективности применения сложных ЛЧМ (линейная частотная модуляция) и ФМн (фазовая манипуляция) сигналов при проведении интерферометрической съемки и оценки скорости дрейфа ледовых полей на примере сигналов, которые имеют длину 1023 отсчет при длительности элементарного дискрета ФМн сигнала и девиации частоты ЛЧМ сигнала, обеспечивающих разрешение по дальности на поверхности 1 м [15]. Расчет интегрального уровня боковых лепестков эхо-сигналов (корреляционный шум) для не взвешенного ЛЧМ сигнала и ФМн с кодовой М последовательностью максимальной длины составил − 9,7 дБ и − 4,8 дБ соответственно. Сигналы с ЛЧМ в связи с низким интегральным уровнем боковых лепестков и низкой чувствительностью к доплеровскому сдвигу частоты являются предпочтительным видом ЗС для решения задач разностно-фазовой интерферометрии. В то же время сигналы с фазовой псевдослучайной манипуляцией в связи с высокой чувствительностью к доплеровскому сдвигу частоты являются предпочтительным видом ЗС для решения задач одновременной оценки дальности и скорости дрейфа ледовых полей.

Интерферометрическая обработка начинается после сжатия и когерентного накопления (усреднения) эхо-сигналов. Отличительной особенностью комплексов морского базирования по сравнению с космическими и авиационными комплексами является достаточно низкие значения угла места θ, а также ярко выраженная прямоугольная форма пикселей радиоизображений, вытянутых в азимутальной плоскости.

Приведём результаты имитационного моделирования разработанных алгоритмов интерферометрической обработки отраженных эхо-сигналов. Имитационное моделирование проведено для ледовой поверхности с заданным

рельефом (рис. 7). Интерферометрическая обработка отраженных эхо-сигналов, приходящих на разнесенные в пространстве антенны согласно геометрии облучения, изображенной на рис. 3, при следующих параметрах: B = 7 м, H = 30 м, β = 90°, ширине ДНА в азимутальной плоскости – 0,25° и в угломестной – 3°, шаге сканирования по азимуту – 0,25°, ширине спектра ЗС – 150 МГц, несущей частоте – 35 ГГц, представлена на рис. 8.

Имитационное моделирование подтвердило работоспособность разработанных алгоритмов.

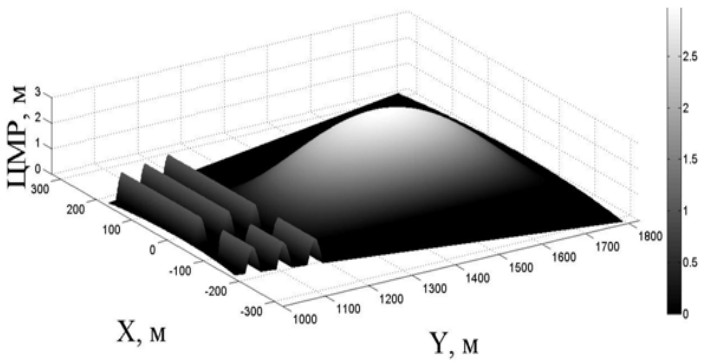


Рис. 7. Заданный рельеф имитируемой поверхности: три гряды торосов высотой 1 м на расстоянии 10 м друг от друга, а также айсберг высотой 3 м

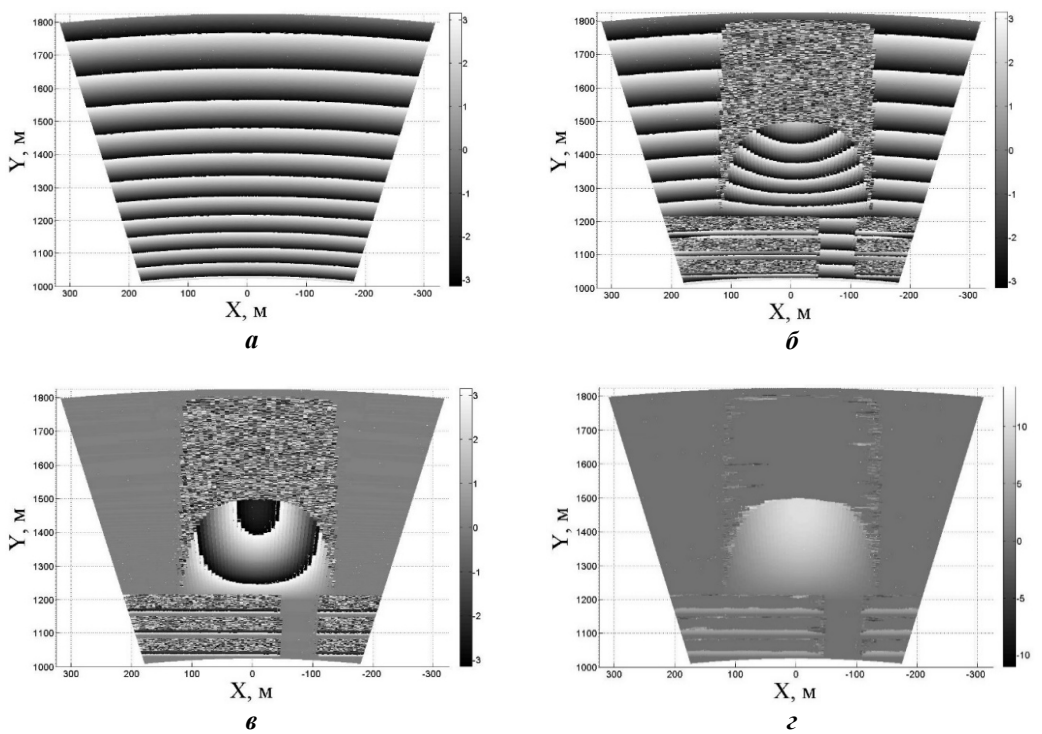


Рис. 8. Фрагмент расчетной интерферограммы плоской поверхности (*а*), смоделированной в имитационной модели с заданным рельефом (*б*), с отфильтрованной фазовой составляющей плоской поверхности (*в*) и с развернутой ИРФ (*г*)

Структурная схема РЛС оценки ледовой обстановки представлена на рис. 9.

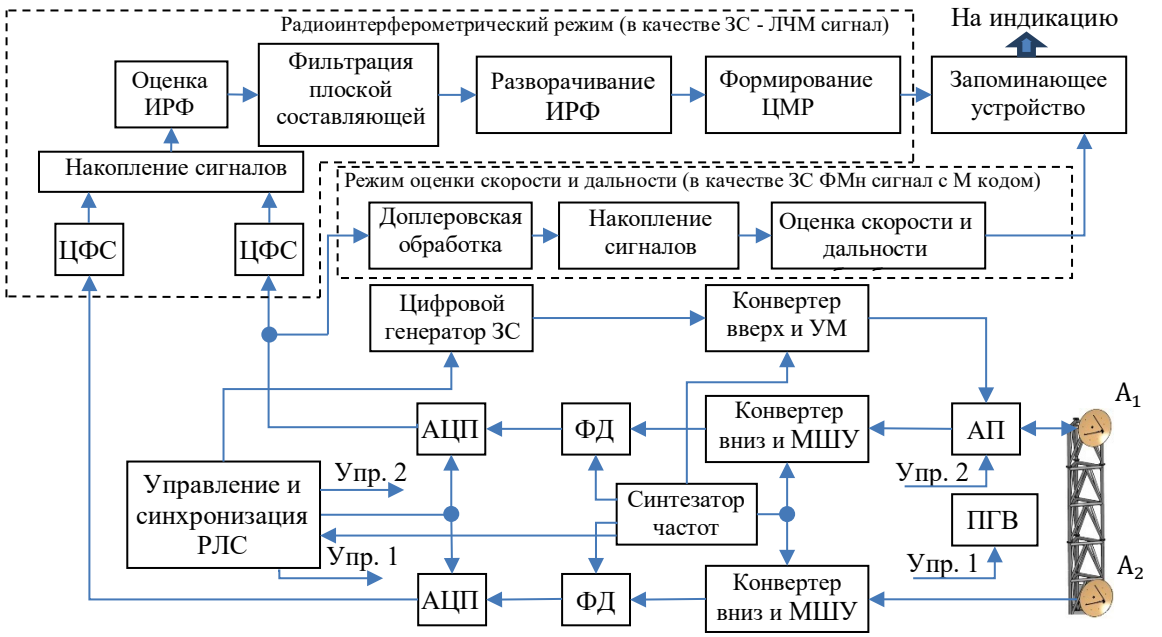


Рис. 9. Структурная схема РЛС оценки ледовой обстановки, где АП – антенный переключатель, ПГВ – привод горизонтального вращения, МШУ – малошумящий усилитель, УМ – усилитель мощности, ФД – фазовый детектор, АЦП – аналого-цифровой преобразователь, ЗС – зондирующий сигнал, ЦФС – цифровой фильтр сжатия

Следует также учитывать высокую зависимость прохождения радиоволн миллиметрового диапазона от состояния атмосферы [16–18]. Расчет распространения радиоволн может осуществляться по программе [19]. Расчет ослабления сигнала в гидрометеорах проводится в соответствии с работой [20].

Заключение

1. Предложено применять методы построения высотной топографии, которые используют пару радиолокационных изображений для формирования высокоточной карты высот ледового рельефа с помощью алгоритмов измерения интерферометрической разности фаз сигналов, приходящих на разнесенные в пространстве антенны системы для проведения оценки ледовой обстановки радиолокационным комплексом морского базирования, установленным непосредственно на нефтегазодобывающей платформе.

2. Показано, что радиолокационная интерферометрия является эффективным методом измерения рельефа ледовых полей даже при работе по близким к настильным траекториям. При этом сантиметровая точность оценки толщины льда достигается с помощью методики оптимизации параметров радиолокационного комплекса.

3. Имитационные модели радиолокационного комплекса должны учитывать факторы топографического характера, что позволит отлаживать и проверять

алгоритмы обработки отраженных от ледовой поверхности эхо-сигналов в условиях априорно неизвестного рельефа зондируемой поверхности.

4. Моделированием отражений подстилающих покровов показано, что сигналы с ЛЧМ является предпочтительным видом ЗС для решения задач разностно-фазовой интерферометрии. В то же время сигналы с ФМн в связи с высокой чувствительностью к доплеровскому сдвигу частоты являются предпочтительными для решения задач оценки дальности, скорости и направления дрейфа ледовых полей.

5. Использование двух режимов работы радиолокационного комплекса, один из которых одновременно оценивает скорость и дальность традиционными методами, а другой формирует ЦМР, позволяет иметь два источника информации о скорости движения ледовых полей, что может служить средством подтверждения достоверности получаемых данных.

6. Анализ и моделирование показали, что для эффективно-безопасного контроля ледовых полей в открытом море необходимо получить в радиодиапазоне изображение ледового поля от его границы – кромки льда в пределе до конца зоны обзора 20...25 км с оценкой яркости радиоизображения, подобного получаемому в самолетных системах с синтезированным раскрывом антенны – по сути радиояркостного и разностно-фазового, отражающего неровную, слабо или сильно торосистую поверхность льда.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Министерства культуры, образования, науки и спорта Монголии в рамках научного проекта № 19-57-44001.

ЛИТЕРАТУРА

1. Hartl Ph. Application of interferometric SAR-data of the ERS-1 mission for high resolution topographic terrain mapping // IEEE, Trans. Geoscience and Remote Sensing. – 1991. – Vol. 28. – No 1. – P. 8–14.
2. Результаты экспериментального исследования возможности прецизионного измерения рельефа Земли интерференционным методам по данным космического РСА / Елизаветин И. В., Ксенофонтов Е. А. // Исследование Земли из космоса, – 1996. – № 1. – С. 75–90.
3. Баскаков А. И., Жутяева Т. С., Лукашенко Ю. И. Локационные методы исследования объектов и сред. Учебник для вузов / Под ред. проф. А. И. Баскакова. – М.: Издательский центр «Академия», 2011. – 384 с.
4. Патент RU 2467347 C1, Россия. Способ обнаружения и высокоточного определения параметров морских ледовых полей и радиолокационная система его реализующая / А. И. Баскаков, В. В. Егоров, М. В. Исаков, Ю. И. Лукашенко, В. А. Пермяков. – Заявлено 08.04.2011, № 2011113486/07. Опубликовано 20.11.2012. Бюл. № 32. Приоритет 08.04.2011г.
5. Радиолокационные методы обнаружения опасных ледовых полей в районах нефтегазодобычи на шельфах арктических морей / Смирнов Е. П., Баскаков А. И., Исаков М. В., Лукашенко Ю. И. // Сборник докладов VI Всероссийской конференции «Радиолокация и радиосвязь». – Москва: JRE – ИРЭ им. В. А. Котельникова РАН. – 2012. – Т. 2. – С. 302–303.
6. Радиолокационная оценка ледовой обстановки с буровых платформ Арктического шельфа / Смирнов Е. П., Баскаков А. И., Лукашенко Ю.И. // Радиотехнические и телекоммуникационные системы. – 2014. – №2. – С. 64–72.
7. Проблемы радиолокации морских льдов с буровых платформ в Арктике / Баскаков А. И, Исаков М. В., Егоров В. В., Махалов А. М., Михайлов М.С., Пермяков В. А. // Журнал радиоэлектроники (электронный ресурс). – 2014. – № 7. – Режим доступа: http://jre.cplire.ru/jre/jul14/9/text.pdf.
8. Strozzi Tazio, Werner Charles, Wiesmann Andreas, Wegmüller Urs. Topography Mapping With a Portable Real-Aperture Radar Interferometer // IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. – 2012. – Vol. 9, No 2, March. – P. 277–281.
9. Timco G. W., Burden R. P. An analysis of the shapes of sea ice ridges. Cold. Reg. Sci. and Tecnol. – 1997. – Vol. 25. – P. 65–77.

10. Tucker W. B. III, Sodhi D. S., Govoni J. W. Structure of first year pressure ridge sails in the Prudhoe Bay area. In: The Alaskan Beaufort Sea, Ecosystem and Environments. Eds. P. W. Barnes, D. M. Schell, E. Reimnitz. San Diego: Calif., Academic, 1984. – P. 115–136.
11. Melling H, Riedel D. A. Development of seasonal pack ice in the Beaufort Sea during the winter of 1991–1992: A view from below. J. Geophys. Res. – 1996. – Vol. 101. No C5. – 11975–11991.
12. Goldstein R. M., Zebker H. A., Werner C. L. Satellite radar interferometry: Two-dimensional phase unwrapping. – Radio Science, 23, 4 (July/Aug. 1988). – P. 713–720.
13. Ghiglia D. C., Romero L. A. Robust two-dimensional weighted and unweighted phase unwrapping that uses fast transforms and iterative methods. – Journal of the Optical Society of America, 11, 1 (Jan. 1994). – P. 107–117.
14. Пат. 2649043 РФ. Эквидистантная решетка остронаправленных антенн / А. И. Баскаков, В. И. Гусевский, М. С. Михайлов, А. В. Клементьева; ФГБОУ ВО «НИУ «МЭИ». – № 2016149410. Заявлено 15.12.2016. Опубликовано 29.03.2018. – Бюл. № 10. – 7 с.
15. Бакулев П. А. Радиолокационные системы: учеб. для вузов. – 2-е изд., перераб. и доп. – М. : Радиотехника, 2007. – 376 с.
16. Пермяков В. А., Солодухов В. В., Бодров В. В., Исаков М. В. Распространение радиоволн. – М.: Изд. дом МЭИ, 2006. – 200 с.
17. Valery A. Permyakov, Mikhail S. Mikhailov, Yekaterina A. Borodko Propagation of Radio Waves in the Presence of a Combined Tropospheric Duct // 13th International Conference on Advanced Technologies, Systems and Services in Telecommunications (TELSIKS'17), Serbia, Niš 18–20 Oct. 2017 Proceeding of Papers. Pp. 109–110. DOI: 10.1109/TELSKS.2017.8246240
18. Permyakov V. A. Mikhailov M. S., Malevich E. S. Analysis of Propagation of Electromagnetic Waves in Difficult Conditions by the Parabolic Equation Method // IEEE Transactions on Antennas and Propagation. – Vol. 67. Issue 4. April 2019. Pp. 2167–2175. DOI: 10.1109/TAP.2019.2905674
19. Свидетельство 2020610644. Программа для моделирования работы радиолокационных станций над морской поверхностью в условиях возникновения тропосферных волноводов: программа для ЭВС / Михайлов М. С., Пермяков В. А., Комаров А. А., Малевич Е. С. ФГБОУ ВО «НИУ «МЭИ». – № 2019667333. Заявлено 26.12.2019. Опубликовано 17.01.2020. – Бюл. № 1.
20. The Arctic Meteorology and Climatic Atlas. http://nsidc.org/data/g01938.html

IDENTIFICATION OF HAZARDOUS ICE FIELDS FROM DRILLING PLATFORMS ON THE SHELVES OF THE ARCTIC SEAS

A. I. Baskakov, M. S. Mikhailov (NRU MPEI), **V. A. Telegin** (IZMIRAN)

There has been developed an effective method for radar assessment of ice conditions from drilling platforms on the Arctic shelf; techniques and algorithms for signal processing are discussed when solving problems of obtaining a digital relief model, range and speed of ice fields to assess ice hazard.

УДК 528.92

МЕТОД РАСЧЕТА КЛИМАТИЧЕСКОЙ НОРМЫ ТЕМПЕРАТУРЫ И СОЛЕНОСТИ МОРСКОЙ ВОДЫ ПО ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИМ ИЗМЕРЕНИЯМ

В. Ю. БАХМУТОВ (АО «ГНИНГИ»),
Ю. Н. ЖУКОВ (ФГБУ «ГОИН»)

Изложен метод расчета климатической нормы температуры и солености морской воды, базирующийся на законах теории измерений и термодинамических законах физики. Показано, что климатическая норма является оценкой интеграла Римана от пространственно-временной функции температуры или солености по дискретным их измерениям. Приведены формулы расчета нормы и ее погрешности.

В условиях изменения климата на Земле существенное значение имеет значимость оценок погрешностей климатических норм (далее просто норм) океанографических характеристик: температуры и солености морской воды. Особую значимость это задача имеет в области гидрометеорологического обеспечения Военно-Морского Флота, так как температура и солнечность морской воды служат исходной информацией для определения скорости звука в морской воде, а поле скорости звука в морской воде определяет эффективность использования гидроакустических средств. Кроме того, в России введен в действии международный ГОСТ [1], который требует обоснованной оценки измеряемой величины вместе с оценкой неопределенности ее измерения. Например, в глобальном климатическом атласе NOAA 13b приводятся значения норм температуры и солености морской воды с оценкой погрешности этих норм [2].

Традиционно в океанографии норма температуры и солености морской воды рассчитывается для некоторого горизонта глубины и некоторого пространственно-временного объема осреднения $V(\varphi,\lambda,t)$, где φ – широта, λ – долгота, t – время. Пространственной основой этого объема является географический «квадрат», ограниченный некоторыми значениями широты $\varphi_0 \le \varphi \le \varphi_1$, долготы $\lambda_0 \le \lambda \le \lambda_1$ и времени $t_0 \le t \le t_1$. Интервал времени $t_0 \le t \le t_1$ обычно представлен некоторым календарным интервалом, например, «многолетним» месяцем. Таким образом, пространственно-временной объем осреднения представляет собой пространственно-временной трехмерный куб (рис. 1). Пусть для некоторого трехмерного куба дан массив из N измерений температуры или солености морской воды $\{X(\varphi_i,\lambda_i,t_i)\}$, $i=1,2,...,N$ в пространственно-временных точках измерения $\{(\varphi_i,\lambda_i,t_i)\}$, $\varphi_0 \le \varphi_i \le \varphi_1$, $\lambda_0 \le \lambda_i \le \lambda_1$, $t_0 \le t_i \le t_1$. Здесь X обозначает значения либо температуры, либо солености морской воды.

В океанографической литературе нет явного определения и толкования нормы. Обращение к гидрометеорологическим справочникам, например [3], не позволяет прояснить смысл понятия нормы. Действительно, в них говорится, что это среднее из набора значений температуры, неявно имея в виду под этим простое среднее

арифметическое значение для массива измерений, которые понимаются как случайная числовая последовательность. Поэтому норма $\overline{X}$ вычисляется по формуле:

$$\overline{X}_N = \frac{\sum_{i=1}^{N} X(\varphi_i, \lambda_i, t_i)}{N}, \tag{1}$$

Если предполагать, что значения поля температуры или солености $X(\varphi,\lambda,t)$ в пространственно-временном объеме осреднения $V(\varphi,\lambda,t)$ распределены по нормальному закону $\mathbf{N}(\mu,\sigma)$ с математическим ожиданием μ и дисперсией σ, тогда погрешность $\Delta(\overline{X}_N)$ выражения (1) оценивается по формуле [4]:

$$\Delta(\overline{X}_N) = \frac{\overline{S}_N}{\sqrt{N}}, \tag{2}$$

где $\overline{S}_N$ – среднеквадратическое отклонение (оценка дисперсии σ) определяется выражением:

$$\overline{S}_N = \sqrt{\frac{1}{N-1}\sum_{i=1}^{N}\left(X(\varphi_i,\lambda_i,t_i) - \overline{X}_N\right)^2}. \tag{3}$$

Подчеркнем, что выражения (1–3) основаны только на использовании чисто математического понятия о вещественной случайной величине (в теоретико-мерном определении Колмогорова). Корректность такого понимания нормы противоречит теории измерений и законам физики.

Измерения в технике и науке имеют дело только с уже свершившимися событиями. Поэтому одной из аксиом теории измерений является аксиома о невозможности измерения случайных величин [5]. В океанографии измеряется пространственно-временное физическое поле $X(\varphi,\lambda,t)$, которое явно реализовано на момент измерения, то есть $X(\varphi,\lambda,t)$ является детерминированной функцией пространства и времени.

Температура и солнечность морской воды являются физическими величинами, точнее, термодинамическими физическими, а не математическими величинами. Законы термодинамики запрещают суммировать значения массивов измерений температур и массивов измерений соленостей. Температура и соленость морской воды относятся к классу интенсивных термодинамических физические величин, которые не суммируются при сложении частей системы [6]. Действительно, если, например, слить два стакана воды с температурой 20°С° в один сосуд, то температура воды в сосуде не станет 40°С°, температура смеси по-прежнему будет 20°С°.

Следовательно, следует осуществить толкование нормы $\overline{X}$ с учетом физических законов.

Приведем интерпретацию $\overline{X}$ для температуры морской воды T. Закон термодинамики утверждает, что если N объемов v_i жидкости с различными температурами T_i смешать, то между ними происходит теплообмен, который приводит к выравниванию температур. По закону сохранения энергии количество теплоты, отдаваемое телом с более высокой температурой, равно количеству теплоты, приобретаемому телом с более низкой температурой. По закону Рихмана выровненная конечная (средняя) температура $\hat{T}_N$ равна [7]

$$\hat{T}_N = \frac{\sum_{i=1}^{N} c_i \rho_i v_i T_i}{\sum_{i=1}^{N} c_i \rho_i v_i}, \tag{4}$$

где c_i – удельная теплоемкость, ρ_i – плотность воды.

Для морской воды термодинамические характеристики удельной теплоемкости и плотности являются сложными функциями солености, давления морской воды и от географических координат, поэтому

$$\hat{T} = \hat{T}\left(T\left(\varphi,\lambda,t\right), c\left(\varphi,\lambda,t,S,P\right), \rho\left(\varphi,\lambda,t,S,P\right)\right), \tag{5}$$

где S – соленость, P – давление морской воды.

Для использования физического закона (4) в определении нормы температуры морской воды следует ввести очевидные определение и предположение.

Определим пространственно-временные объемы $\left\{v\left(\varphi_i,\lambda_i,t_i\right)\right\}$ вокруг точек измерения $\left\{\left(\varphi_i,\lambda_i,t_i\right)\right\}$ как множество пространственно-временных точек наиболее близко (в евклидовой метрике) расположенных к соответствующей точке измерения. В вычислительной геометрии такие области называются разбиения Вороного [8] (рис. 1).

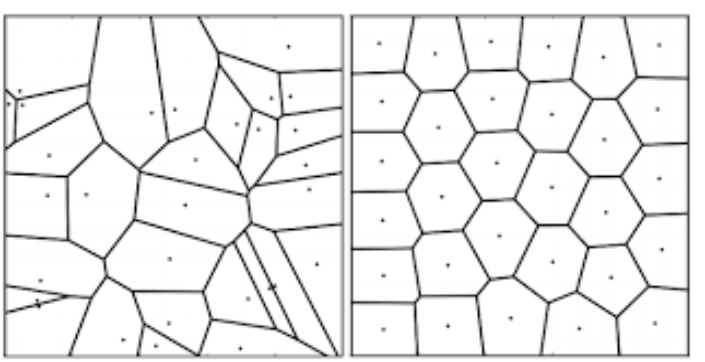


Рис. 1. Двумерные многогранники – разбиения Вороного, содержащие точки «измерений». Слева приведен рисунок с хаотичными точками «измерений» (площади ячеек различны), справа – с точками измерений, распределенных более равномерно по области (площади ячеек – практически равны)

Предположим, что в каждом из объемов $\{v(\varphi_i,\lambda_i,t_i)\}$ все термодинамические характеристики постоянны:

$$c(\varphi_i,\lambda_i,t_i)=c_i\equiv\text{const}, \quad (6)$$

$$\rho(\varphi_i,\lambda_i,t_i)=\rho_i\equiv\text{const}, \quad (7)$$

$$T(\varphi_i,\lambda_i,t_i)=\tau_i\equiv\text{const}, \quad (8)$$

$$S(\varphi_i,\lambda_i,t_i)=s_i\equiv\text{const}, \quad (9)$$

$$P(\varphi_i,\lambda_i,t_i)=p_i\equiv\text{const}. \quad (10)$$

Это предположение в первом приближении можно считать выполненным, так как для морской воды плотность и удельная теплоемкость в пределах достаточно большой акватории меняется незначительно. Для плотности это очевидно, а для удельной теплоемкости следует из приведенных на рис. 2 графиков зависимости удельной теплоемкости от солености и давления.

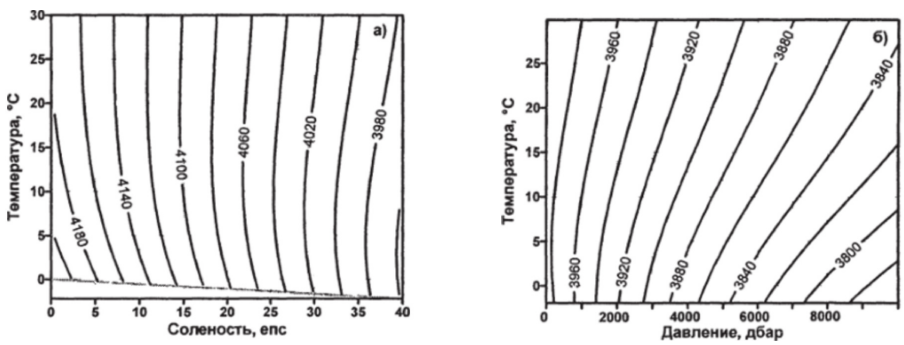


Рис. 2. Графики зависимости удельной теплоемкости от солености (слева) и давления (справа)

Учитывая это, выражение (4) можно переписать в виде

$$\hat{T}_N=\frac{c\rho\sum_{i=1}^{N}v_iT(\varphi_i,\lambda_i,t_i)}{c\rho\sum_{i=1}^{N}v_i}=\frac{\sum_{i=1}^{N}v_iT(\varphi_i,\lambda_i,t_i)}{\sum_{i=1}^{N}v_i}=\sum_{i=1}^{N}\frac{v_i}{V(\varphi,\lambda,t)}T(\varphi_i,\lambda_i,t_i), \quad (11)$$

где v_i/V – вес значения i-го измерения температуры морской воды, определяемый величиной объема v_i относительно всего объема $V(\varphi,\lambda,t)$. Очевидно, что $\sum_{i=1}^{N}v_i=V(\varphi,\lambda,t)$ и $\sum_{i=1}^{N}\frac{v_i}{V(\varphi,\lambda,t)}=1$.

Можно заметить, что выражение (11) представляет формальный аналог формулы численного взятия интеграла Римана от вещественной функции $T(\varphi,\lambda,t)$,

определенной в объеме $V(\varphi,\lambda,t)$, методом прямоугольников с различными весами v_i/V. На рис. 3 приведена графическая схема численного интегрирования одномерной функции f методом прямоугольников с различными весами.

Таким образом, мы показали, что значение нормы температуры морской воды тождественно вычислению интеграла от поля температуры морской воды в пространственно-временном объеме осреднения. Аналогичный вывод можно получить для солености морской воды, заменив в предыдущих рассуждениях теплообмен на массообмен.

Заметим, что пространственно-временной объем $V(\varphi,\lambda,t)$ всегда можно считать единичным кубом, так как координаты точек измерений в массиве всегда можно нормировать на величину интервалов границ. Поэтому будем считать, что $V(\varphi,\lambda,t)$ является трехмерным единичным кубом, а координаты точек измерений $\{(\varphi_i,\lambda_i,t_i)\}$ лежат в диапазоне $0 \le \varphi_i \le 1$, $0 \le \lambda_i \le 1$, $0 \le t_i \le 1$.

На рис. 4 приведена иллюстрация пространственно-временного поля $X(\varphi,\lambda,t)$ и пример расположения координат точек измерения $\{(\varphi_i,\lambda_i,t_i)\}$ в трехмерном кубе $V(\varphi,\lambda,t)$.

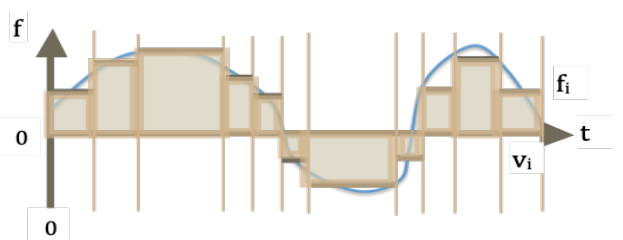


Рис. 3. Графическая иллюстрация численного интегрирования одномерной функции методом прямоугольников с различными весами

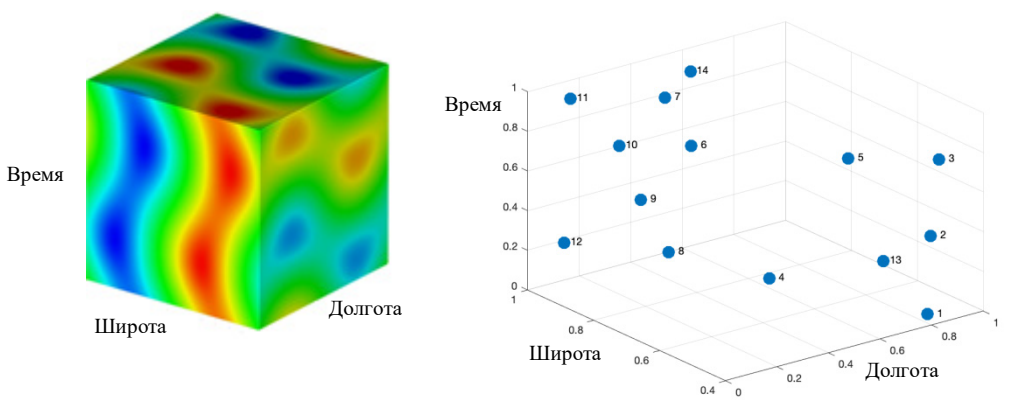


Рис. 4. Изображение пространственно-временного поля $X(\varphi,\lambda,\tau)$ температуры морской воды - слева, справа – пример расположения координат точек измерения $\{(\varphi_i,\lambda_i,t_i)\}$, $i=1,...,14$, в объеме интегрирования $V(\varphi,\lambda,t)$.

Следовательно, можно констатировать, что с учетом законов теории измерений и физических законов смысловым содержанием понятия нормы $\hat{X}$ является значение интеграла Римана от вещественной детерминированной функции $X(\varphi,\lambda,t)$ по пространственно-временному объему $V(\varphi,\lambda,t)$:

$$\hat{X} = \int_{\varphi_0}^{\varphi_1}\int_{\lambda_0}^{\lambda_1}\int_{t_0}^{t_1} X(\varphi,\lambda,t)\,d\varphi d\lambda dt\,. \tag{12}$$

Отсюда вытекает задача: каким методом оценить значение интеграла (12) по массиву измерений $\{X(\varphi_i,\lambda_i,t_i)\}$?

Для решения этой задачи естественно воспользоваться результатами, полученными в вычислительной математике. В теории вычисления кубатур – численного взятия интегралов – одним традиционным методом оценки выражения (12) является метод Монте-Карло [9]. В этом методе точки измерений задаются в виде независимых равномерно распределенных в области интегрирования случайных точек. Предположим, что точки N измерений $\{(\varphi_i,\lambda_i,t_i)\}$ являются такими независимыми равномерно распределенными в области интегрирования $V(\varphi,\lambda,t)$ случайными точками. Тогда оценка нормы $\hat{X}_N$ для таких измерений определяется выражением:

$$\hat{X}_N = \frac{\sum_{i=1}^{N} X(\varphi_i,\lambda_i,t_i)}{N}, \tag{13}$$

а погрешность оценки (13) выражается в виде:

$$\Delta\left(\hat{X}_N\right) = \frac{\hat{S}_N}{\sqrt{N}}, \tag{14}$$

где $\hat{S}_N$ – среднеквадратическое отклонение (оценка дисперсии σ) определяется выражением:

$$\hat{S}_N = \sqrt{\frac{1}{N-1}\sum_{i=1}^{N}\left(X(\varphi_i,\lambda_i,t_i) - \hat{X}_N\right)^2}\,. \tag{15}$$

Заметим, что вид выражений (13–15) формально тождественен выражениям (1–3). Однако, по существу, смыслы их различны, то есть $\hat{X}_N$ не тождественно $\overline{X}_N$. Действительно, в выражении (1) полагается, что $X(\varphi,\lambda,t)$ является случайной величиной, а значения $\{X(\varphi_i,\lambda_i,t_i)\}$ – ее реализациями, которые полностью не зависят от своих координат места и времени $\{(\varphi_i,\lambda_i,t_i)\}$. Напротив, в выражении (13)

полагается, что $X(\varphi,\lambda,t)$ является детерминированной функцией. Понятие случайности в (13) относится к расположению точек измерений $\{(\varphi_i,\lambda_i,t_i)\}$, а не к океанографической характеристике $X(\varphi,\lambda,t)$. Следовательно, все величины в парах: $\hat{X}_N$ и $\overline{X}_N$, $\Delta(\hat{X}_N)$ и $\Delta(\overline{X}_N)$, $\hat{S}_N$ и $\overline{S}_N$ не тождественны друг другу.

Если бы точки измерений $\{(\varphi_i,\lambda_i,t_i)\}$ были независимыми равномерно распределенными случайными точками в объеме интегрирования $V(\varphi,\lambda,t)$, то выражения (13–15) можно было бы использовать для оценки нормы $\hat{X}_N$. Однако это не так. Точки океанографических измерений $\{(\varphi_i,\lambda_i,t_i)\}$ не являются независимыми равномерно распределенными в области интегрирования $V(\varphi,\lambda,t)$ случайными точками. Облако точек измерений $\{(\varphi_i,\lambda_i,t_i)\}$ имеет участки сгущения и разряжения, например точки измерений, свободно плавающими буями ARGO, имеют области сгущения, где осуществлялись последовательные измерения с одного буя, и разряжения – области, в которых буев не было. Очевидно, что неоднородность распределения точек в объеме интегрирования приводит к увеличению погрешности оценки нормы. Поэтому следует ввести поправку в выражение (14) для отражения эффекта зависимости и неравномерности в распределении точек измерений $\{(\varphi_i,\lambda_i,t_i)\}$ по отношению к точкам, используемым в методе Монте-Карло. Для этого воспользуемся понятием «равномерности расположения точек в кубе» (в смысле Вейля) [10].

Множество точек равномерно распределено (equidistributed sequence) по объему $V(\varphi,\lambda,t)$, если для любого трехмерного параллелепипеда R, лежащего в $V(\varphi,\lambda,t)$, доля точек, попадающих в R, пропорциональна объему этого параллелепипеда. Поэтому величина отклонения определяется выражением:

$$D_N(\varphi_i,\lambda_i,t_i)=\max_{R\in V}\left|\frac{\text{число_точек_в_}R}{N}-\text{объем}(R)\right|. \qquad (16)$$

Очевидно, что значения (16) лежат в диапазоне $0<D_N(\varphi_i,\lambda_i,t_i)\le 1$. Иллюстрация для выражения (4) для двумерного случая представлена на рис. 5.

Предположим, что имеется оценки отклонений: $D_N^R(\varphi_l,\lambda_l,t_l)$ – для N независимыми равномерно распределенными в области интегрирования $V(\varphi,\lambda,t)$ случайных точек $\{(\varphi_l,\lambda_l,t_l)\}$, $l=1,2,...,N$, применяемых в методе Монте-Карло, и $D_N(\varphi_i,\lambda_i,t_i)$ – для массива точек океанографических измерений $\{(\varphi_i,\lambda_i,t_i)\}$. Тогда в выражение (14) следует ввести множитель в виде отношения:

$$\frac{D_N\left(\varphi_i,\lambda_i,t_i\right)}{D_N^R\left(\varphi_l,\lambda_l,t_l\right)}. \tag{17}$$

Получим

$$\Delta\left(\hat{X}_N\right)=\frac{\hat{S}_N}{\sqrt{N}}\frac{D_N\left(\varphi_i,\lambda_i,t_i\right)}{D_N^R\left(\varphi_l,\lambda_l,t_l\right)}. \tag{18}$$

Заметим, что выражение (17) изменяется в диапазоне от нуля до единицы. Кроме того, всегда $D_N\left(\varphi_i,\lambda_i,t_i\right)\geq D_N^R\left(\varphi_l,\lambda_l,t_l\right)$, так как точки $\left\{\left(\varphi_i,\lambda_i,t_i\right)\right\}$ более неравномерно распределены, чем точки $\left\{\left(\varphi_l,\lambda_l,t_l\right)\right\}$.

Для независимых равномерно распределенных случайных точек в области интегрирования $V\left(\varphi,\lambda,t\right)$ случайных точек $\left\{\left(\varphi_l,\lambda_l,t_l\right)\right\}$, применяемых в методе Монте-Карло, известна теоретическая оценка отклонения $D_N^R\left(\varphi_l,\lambda_l,t_l\right)$ [11]:

$$D_N^R\left(\varphi_l,\lambda_l,t_l\right)\approx\frac{1}{2}\left(\frac{3}{N}+\sqrt{\frac{3}{N}}\right). \tag{19}$$

В практических вычислениях оценить $D_N\left(\varphi_i,\lambda_i,t_i\right)$ для точек $\left\{\left(\varphi_i,\lambda_i,t_i\right)\right\}$ по определению (16) затруднительно, поэтому на практике используют менее сложную в вычислительном отношении величину отклонения $D_N^*\left(\varphi_i,\lambda_i,t_i\right)$. Для ее оценки используют в качестве R кубы, у которых левый нижний угол лежит в нуле (рис. 5). Поэтому выражение (18) запишем в виде:

$$\Delta\left(\hat{X}_N\right)=\frac{\hat{S}_N}{\sqrt{N}}\frac{D_N^*\left(\varphi_i,\lambda_i,t_i\right)}{D_N^R\left(\varphi_l,\lambda_l,t_l\right)}. \tag{20}$$

Алгоритм вычисления отклонения $D_N^*\left(\varphi_i,\lambda_i,t_i\right)$ достаточно громоздкий, чтобы его можно было привести в данной статье. Заметим только, что в литературе представлено несколько алгоритмов вычисления $D_N^*\left(\varphi_i,\lambda_i,t_i\right)$. Для наших целей наиболее приемлемым является алгоритм, изложенный в работе [12]. В нем рассчитываются нижняя и верхняя оценки $D_N^*\left(\varphi_i,\lambda_i,t_i\right)$. Среднее из этих значений следует использовать в приведенном методе. Кроме того, в алгоритме [12] необходимо использовать задаваемый параметр, определяющий требуемую детализацию дробления единичного куба. Проведенные авторами тестовые вычисления показали, что для нашего метода этот параметр следует выбирать в диапазоне 0,1–0,2.

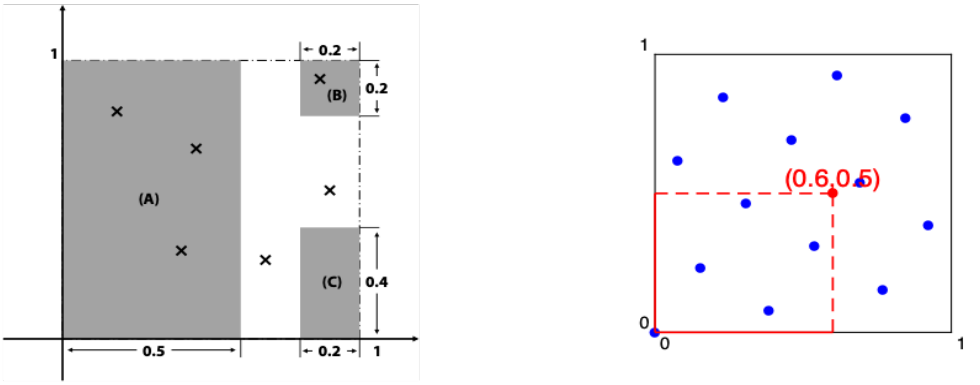


Рис. 5. Иллюстрация отклонения местоположения точек от равномерного распределения для двумерного случая. Слева оценка величины $D_N(\varphi_i, \lambda_i)$: $D_6 = \left|\frac{3}{6} - \frac{1}{2}\right| = 0$ **для прямоугольника** A, $D_6 = \left|\frac{1}{6} - 0{,}04\right| = 0{,}1267$ **для прямоугольника** B, $D_6 = \left|\frac{0}{6} - 0{,}08\right| = 0{,}08$ **для прямоугольника** C. **Справа оценка величины** $D_N^*(\varphi_i, \lambda_i) = \left|\frac{5}{13} - 0{,}3\right| = 0{,}0846$ **для прямоугольника с угловыми диагональными точками** (0,0) **и** (0,6;0,5)

Изложенное выше позволяет привести метод расчета климатической нормы температуры и солености морской воды, базирующийся на законах теории измерений и термодинамических законах физики.

Вход: Массив значений $\{X(\varphi_i, \lambda_i, t_i)\}$ в нормированных точках измерений $\{(\varphi_i, \lambda_i, t_i)\}$, $\{(\varphi_l, \lambda_l, t_l)\}$, N.

Рассчитать оценку нормы $\hat{X}_N$ по формуле (13).

1. оценку среднего квадратического отклонения $\hat{S}_N$ по формуле (15).

2. Рассчитать оценку отклонения $D_N^R(\varphi_l, \lambda_l, t_l)$ по формуле (19).

3. Рассчитать оценку отклонения $D_N^*(\varphi_i, \lambda_i, t_i)$ по алгоритму [12].

4. Рассчитать оценку погрешности $\Delta(\hat{X}_N)$ по формуле (20)

Выход: $\hat{X}_N$, $\Delta(\hat{X}_N)$.

Приведем пример применения изложенного метода расчета климатической нормы температуры морской воды для глубины 5 м для четырнадцати точек измерений, представленных на рис. 1 справа. Измерения получены буями Argo в январе 2017 г. в «квадрате», ограниченном координатами: 30–35° с. ш. и 70–65° з. д. Данные измерений представлены в табл. 1, а результаты расчетов – в табл. 2. Заметим, что если не учитывать отклонения распределения точек измерения $\{(\varphi_i, \lambda_i, t_i)\}$ от равномерного распределения, то погрешность оценки нормы $\Delta(\overline{X}_N)$ будет равна: температуры = 1,27 °С и солености = 0,33 ‰ морской воды.

Таблица 1. Данные измерений: координаты точек измерения $\{(\varphi_i, \lambda_i, t_i)\}$ и значения температуры и солености морской воды

i	φ_i	λ_i	t_i	T °C	S‰
1	37,01	-66,07	2017-01-02 18:40:34	20,96	36,64
2	37,33	-65,59	2017-01-12 11:29:55	20,53	36,63
3	37,58	-65,13	2017-01-22 04:31:40	20,28	36,64
4	37,22	-68,87	2017-01-13 12:31:13	23,41	36,56
5	37,94	-66,41	2017-01-23 11:26:55	22,10	36,62
6	39,73	-67,17	2017-01-18 16:31:04	16,99	36,27
7	39,53	-67,94	2017-01-28 18:35:03	16,45	36,18
8	39,94	-67,35	2017-01-01 10:24:18	12,12	34,10
9	39,87	-67,98	2017-01-11 08:10:11	9,49	33,26
10	39,77	-68,52	2017-01-21 10:29:35	10,19	33,65
11	39,69	-69,56	2017-01-31 10:15:45	13,07	34,96
12	39,61	-69,79	2017-01-09 18:30:34	16,95	36,25
13	38,25	-65,34	2017-01-03 14:47:00	23,24	36,65
14	39,00	-66,84	2017-01-28 06:46:00	14,15	35,28

Таблица 2. Результаты расчета величин нормы температуры и солености $\hat{X}_{14}$ и ее погрешности $\Delta\left(\hat{X}_{14}\right)$ по приведенному методу

	$\hat{X}_{14}$	$\hat{S}_{14}$	D_{14}^{R}	D_{14}^{*}	$\Delta\left(\hat{X}_{14}\right)$
Температура	17,14	4,76 °C	0,34	0,59	2,20 °C
Соленость	35,69‰	1,22‰	0,34	0,59	0,57‰

Выше изложен метод оценки нормы $\hat{X}_N$ в пространственно-временном объеме $V(\varphi, \lambda, t)$ для непрерывного интервала времени $t_0 \le t \le t_1$, например для конкретного месяца M некоторого года Y. Однако в океанографии для создания климатических атласов, например NOAA, используют так называемые многолетние месяцы, когда в массив наблюдений включаются наблюдения, выполненные в месяце M различных лет $\{Y_1, Y_2, .., Y_u\}$, $u \ge 2$. Это предполагает, что значения $\{X(\varphi_i, \lambda_i, t_i)\}$ являются реализациями случайной величины, и значения $\{X(\varphi_i, \lambda_i, t_i)\}$ полностью не зависят от своих координат места и времени $\{(\varphi_i, \lambda_i, t_i)\}$. Однако в нашем методе значения $\{X(\varphi_i, \lambda_i, t_i)\}$ являются измерениями детерминированной функции $\{X(\varphi_i, \lambda_i, t_i)\}$. Для такой функции существует только два способа вычислить норму $\hat{X}_N$ для месяца M различных лет $\{Y_1, Y_2, .., Y_u\}$. Один способ заключается в последовательной «состыковке» временных границ месяцев в соответствии с порядком номеров годов. Этот способ приводит к разрывам на границе месяцев в образованной функции

$X(\varphi,\lambda,t)$. Эти разрывы снижают качество оценки нормы $\hat{X}_N$. Другой способ состоит в применении изложенного метода для каждого месяца M из различных лет $\{Y_1, Y_2, .., Y_u\}$. Таким образом, будет получена последовательность норм $\{\hat{X}_{N_1}, \hat{X}_{N_2}, ..., \hat{X}_{N_u}\}$. Среднее арифметическое из этой последовательности дает значение искомой нормы $\hat{X}_u$. Этот способ предпочтителен перед предыдущим.

Таким образом, изложен метод расчета климатической нормы температуры и солености морской воды, базирующийся на законах теории измерений и термодинамических законах физики. В традиционном методе оценки нормы измеренных значений температуры и солености полагаются реализациями случайных величин и не зависят от места и времени измерения. В отличие от этого в предлагаемом методе измеренные значения температуры и солености являются измерениями физического пространственно-временного поля температуры и солености, поэтому они существенным образом зависят от пространственных и временных координат измерения. В такой интерпретации климатическая норма является оценкой интеграла Римана от пространственно-временной функции температуры или солености по дискретным их измерениям.

ЛИТЕРАТУРА

1. ГОСТ Р 54500.1–2011/Руководство ИСО/МЭК 98-1:2009. Неопределенность измерения. – М.: Стандартинформ, 2012. – 26 с.
2. World Ocean Atlas 2013 (WOA13) Product Documentation https://data.nodc.noaa.gov/woa/WOA13/DOC/woa13documentation.pdf
3. Российский гидрометеорологический энциклопедический словарь. – Т. II. – СПб, М.: Летний Сад, 2009. – 312 с.
4. Lehmann E. L., Casella G. Theory of point estimation. – Springer-Verlag, New York, 1998. – 617 p.
5. Лячнев В. В., Сирая Т. Н., Довбета Л. И. Основы теории измерений физических величин. – СПб.: Изд-во СПбГЭТУ ЛЭТИ, 2004. – 309 с.
6. Путилов К. А. Термодинамика. – М.: Наука, 1971. – 376 с.
7. Кухлинг Х. Справочник по физике. – М.: Мир, 1985. – 520 с.
8. Препарата Ф., Шеймос М. Вычислительная геометрия: Введение. – М.: Мир, 1989. – 295 с.
9. Соболь И.М. Численные методы Монте-Карло. – М.: Наука, 1973. – 305 с.
10. Соболь И. М. Многомерные квадратурные формулы и функции Хаара. – М.: Наука, 1969. – 288 с.
11. Doerr B. A lower bound for the discrepancy of a random point set // Journal of Complexity. – 2014. Vol. 30. – Pp. 16–20.
12. Thiemard E. An Algorithm to Compute Bounds for the Star Discrepancy // Journal of complexity. – 2001. – Vol. 17. – Pp. 850–880.

A METHOD FOR CALCULATING CLIMATE NORMAL OF SEA WATER TEMPERATURE AND SALINITY BASED ON OCEANOGRAPHIC MEASUREMENTS

V. Yu. Bakhmutov («GNINGI» JSC)**, Yu. N. Zhukov** («State Oceanographic Institute» FSUE)

The paper describes a method for calculating climate normal of sea water temperature and salinity based on the laws of measurement theory and thermodynamic laws of physics. The climate normal is shown as an estimate of the Riemann integral of the space-time function of temperature or salinity from their discrete measurements. There are given formulas for calculating normal and errors.

УДК 528.92

МЕТОД ВЫБОРА РЕПРЕЗЕНТАТИВНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ДЛЯ РАСЧЕТА КЛИМАТИЧЕСКОЙ НОРМЫ ТЕМПЕРАТУРЫ И СОЛЕНОСТИ МОРСКОЙ ВОДЫ

В. Ю. БАХМУТОВ (АО «ГНИНГИ»),
Ю. Н. ЖУКОВ (ФГБУ «ГОИН»)

Предложен метод выбора репрезентативных измерений для расчета нормы температуры и солености морской воды. Метод позволяет эффективно выбирать из всего множества измерений такое подмножество измерений, которое дает минимальную погрешность в оценке нормы.

Значения климатических норм (далее – норм) температуры и солености морской воды используются для создания климатических пособий, которые, в свою очередь, широко применяются в информационном обеспечении Военно-Морского флота, например, при акустическом районировании морей и океанов, в расчетах вертикального распределения скорости звука в морской воде, расчетах акустических типов вертикального распределения скорости звука. Это свидетельствует о значимости точности оценок норм температуры и солености морской воды для гидрометеорологического обеспечения ВМФ.

В океанографии традиционно полагают, что для оценки нормы чем больше измерений, тем лучше. Так ли это?

Содержание данной статьи существенно опирается на информацию, приведенную в работе авторов [1], где было показано, что реальная погрешность норм температуры и солености морской воды существенно зависит от равномерности пространственно-временного распределения точек измерений температуры и солености морской воды по рассматриваемому району осреднения, а также приведен метод оценки погрешности оценки нормы температуры и солености морской воды, в зависимости от неравномерности пространственно-временного распределения точек измерений этих характеристик. В данной статье рассматривается вопрос о разработке метода уменьшения погрешности в оценках нормы за счет выбора из множества измерений, используемых для оценки нормы, такого подмножества измерений, которое приводит к меньшей погрешности в оценке нормы, по сравнению с использованием всего множества измерений.

Температура и соленость морской воды являются физическими величинами, термодинамические свойства которых аналогичны, и расчет нормы для них тождественен [1]. Поэтому значения температуры и солености морской воды будем обозначать одним символом X.

Задача формируется следующем образом. Пусть дан массив из N измерений $\{X(\varphi_i, \lambda_i, t_i)\}$, где t_i – моменты времени, φ_i – широта, λ_i – долгота i -го измерения $(i = 1, \dots, N)$. Измерения $\{X(\varphi_i, \lambda_i, t_i)\}$ осуществлены в некотором пространственно-временном объеме $V(\varphi, \lambda, t)$, границы которого заданы граничными значениями: времени $t_0 \le t_i \le t_1$, широты $\varphi_0 \le \varphi_i \le \varphi_1$ и долготы $\lambda_0 \le \lambda_i \le \lambda_1$. В океанологии часто используют, например, «пятиградусные» или «одноградусные» «квадраты» с

периодом осреднения в один календарный месяц [2]. Требуется по массиву $\{X(\varphi_i, \lambda_i, t_i)\}$ найти норму X с минимально возможной погрешностью $\Delta_{\min}(X_N)$.

Заметим, что пространственно-временной объем $V(\varphi, \lambda, t)$ всегда можно считать единичным кубом, так как координаты точек измерений в массиве всегда можно нормировать на величину интервалов границ. Поэтому будем считать, что $V(\varphi, \lambda, t)$ является трехмерным единичным кубом, а координаты точек измерений $\{(\varphi_i, \lambda_i, t_i)\}$ лежат в диапазоне $0 \le \varphi_i \le 1$, $0 \le \lambda_i \le 1$, $0 \le t_i \le 1$.

В основу решения поставленной задачи положен тот факт, что, как показано в работе [1], оценка нормы $\overline{X}$ есть оценка интеграла Римана по объему $V(\varphi, \lambda, t)$ от пространственно-временного непрерывного поля температуры или солености $X(\varphi, \lambda, t)$ морской воды:

$$X = \int_{\varphi_o}^{\varphi_1} \int_{\lambda_o}^{\lambda_1} \int_{t_o}^{t_1} X(\varphi, \lambda, t) d\varphi d\lambda dt \tag{1}$$

Здесь полагается для простоты, что $X(\varphi, \lambda, t)$ – положительно определенная непрерывная действительная функция своих аргументов. Очевидно, что положительной определенности функции $X(\varphi, \lambda, t)$ всегда можно добиться.

Информация о функции $X(\varphi, \lambda, t)$ дана только в N дискретных точках измерения $\{X(\varphi_i, \lambda_i, t_i)\}$, по которым приближенно оценивается интеграл (1):

$$X_N = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} X(\varphi_i, \lambda_i, t_i) \tag{2}$$

В вычислительной математике доказано что ошибка $\Delta(X)$ оценки интеграла (1) по формуле (2) определяется величиной абсолютной разности, величина которой определяется неравенством Коксмы –Хлавки (Koksma – Hlawka inequality) [3]:

$$\Delta(X_N) = \left| \int_{\varphi_o}^{\varphi_1} \int_{\lambda_o}^{\lambda_1} \int_{t_o}^{t_1} X(\varphi, \lambda, t) d\varphi d\lambda dt - \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} X(\varphi_i, \lambda_i, t_i) \right| \le \delta\big(X(\varphi, \lambda, t)\big) \cdot D_N(\varphi_i, \lambda_i, t_i). \tag{3}$$

Здесь δ – вариация $X(\varphi, \lambda, t)$, $D_N(\varphi_i, \lambda_i, t_i)$ – отклонение координат точек измерения $\{\varphi_i, \lambda_i, t_i\}$ от равномерного распределения в объеме $V(\varphi, \lambda, t)$. Множество точек равномерно распределено (equidistributed sequence) по объему $V(\varphi, \lambda, t)$, если для любого трехмерного параллелепипеда R, лежащего в V доля точек, попадающих в R, пропорциональна объему параллелепипеда R. Поэтому величина отклонения определяется выражением:

$$D_N(\varphi_i, \lambda_i, t_i) = \max_{R \in V} \left| \frac{\text{число точек в } R}{N} - \text{объем}(R) \right|. \tag{4}$$

Очевидно, что значения (4) лежат в диапазоне $0 > D_N(\varphi_i, \lambda_i, t_i) \leq 1$. Иллюстрация выражения (4) для двумерного случая представлена на рис. 1.

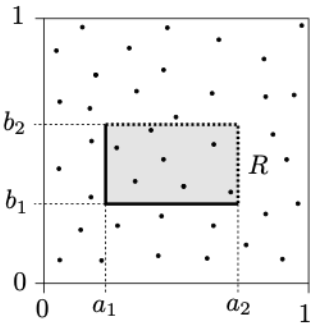


Рис. 1. Иллюстрация оценки отклонения $D_N(\varphi_i, \lambda_i, t_i)$ для двумерного случая. Точки раномерно распределены по площади единичного квадрата, если в любом прямоугольнике $R = [a_1, a_2) \times [b_1, b_2)$, лежащем в квадрате, число точек пропорционально площади квадрата

Вариация δ – это числовая величина, определяющая степень пространственно-временной изменчивости $X(\varphi, \lambda, t)$. Поэтому δ для функции $X(\varphi, \lambda, t)$ постоянна и, следовательно, не связана с дискретностью измерений. Она не зависит ни от N, ни от координат точек измерения $\{\varphi_i, \lambda_i, t_i\}$.

Величина отклонения $D_N(\varphi_i, \lambda_i, t_i)$ существенно зависит от расположения точек измерений $\{\varphi_i, \lambda_i, t_i\}$ в объеме $V(\varphi, \lambda, t)$. Поэтому величина ошибки $\Delta(X_N)$ в оценке нормы X_N для функции $X(\varphi, \lambda, t)$ зависит только от величины $D_N(\varphi_i, \lambda_i, t_i)$ и не зависит от δ.

Следовательно, если точки измерения $\{\varphi_i, \lambda_i, t_i\}$ распределены равномерно по объему V, то ошибка нормы $\Delta(\overline{X})$ будет минимально возможной. Однако точки реальных океанографических измерений $\{\varphi_i, \lambda_i, t_i\}$ распределены в пространственно-временном объеме осреднения $V(\varphi, \lambda, t)$ неравномерно, так как обычно это либо эпизодические измерения, либо последовательные измерения, проводимые с движущегося носителя. В координатах измерений наблюдаются области сгущения и разрядки, которые приводят к большим значениям величины отклонения $D_N(\varphi_i, \lambda_i, t_i)$.

Изменить значения координат точек измерений $\{X(t_i, \varphi_i, \lambda_i)\}$ мы не в состоянии, однако мы можем из всех точек множества $\{\varphi_i, \lambda_i, t_i\}$ выбрать такое подмножество $\left\{\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}, t_{i_j}\right\}$ из K точек ($j = i_1, i_2, .., i_K$, $K \leq N$), которое дает минимальное значение отклонения $D_K\left(\left\{\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}, t_{i_j}\right\}\right)$, при котором погрешность оценки нормы X_K будет минимальной $\Delta_K(X_K)$. На рис. 2 приведена иллюстрация такого случая.

Выбор такого подмножества точек $\left\{\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}, t_{i_j}\right\}$ непросто реализовать. Дело в том, что нахождение $\left\{\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}, t_{i_j}\right\}$ прямым перебором – невычислимая задача, так как число комбинаторных вариантов огромно. Действительно, мощность множества всех подмножеств точек множества из N точек равна 2^N.

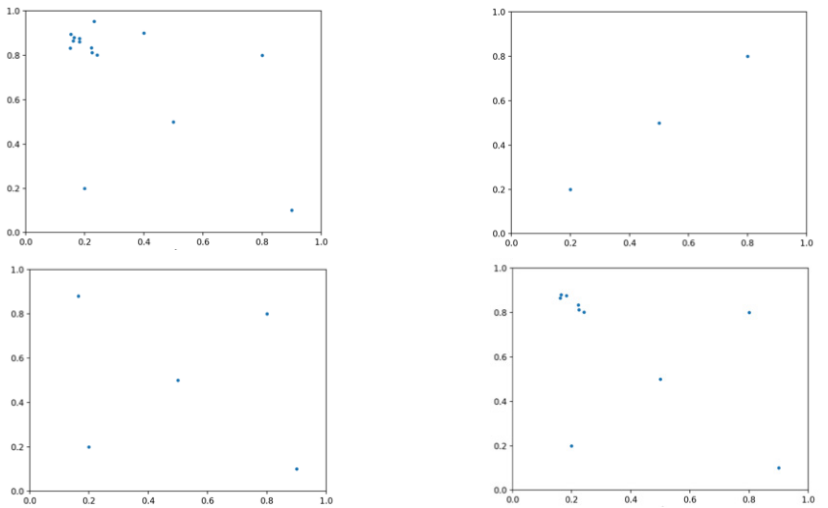


Рис. 2. Иллюстрация выбора двумерных точек с наименьшей величиной отклонения $\boldsymbol{D_K\left(\left\{\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}\right\}\right)}$. Левый верхний рисунок – исходное множество из $\boldsymbol{N = 15}$ точек с $\boldsymbol{D_N\left(\left\{\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}\right\}\right) = 0,60}$, правый верхний – подмножество из трех точек с $\boldsymbol{D_3\left(\left\{\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}\right\}\right) = 0,42}$, нижний левый – подмножество из пяти точек с $\boldsymbol{D_5\left(\left\{\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}\right\}\right) = 0,32}$, нижний правый – подмножество из десяти точек с $\boldsymbol{D_5\left(\left\{\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}\right\}\right) = 0,52}$

Поступим следующим образом. Предположим, что имеется набор $\{\varphi_l, \lambda_l, t_l\}$ координат из N точек в трехмерном кубе, для которых величина отклонения $D_L(\{\varphi_l, \lambda_l, t_l\})$ от равномерного распределения равна нулю. Очевидно, что точки искомого подмножества $\left\{\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}, t_{i_j}\right\}$ должны быть наиболее близки (по евклидовом метрике) к точкам $\{\varphi_l, \lambda_l, t_l\}$ при некотором $K \leq N$. Следовательно, простейший метод выбора точек $\left\{\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}, t_{i_j}\right\}$ сводится к последовательному по $m = 1,2, \dots, N$: выбору из множества $\{\varphi_i, \lambda_i, t_i\}$ ближайших m точек $\{\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}, t_{i_j}\}$ к точкам $\{\varphi_l, \lambda_l, t_l\}_{l=1}^m$ и вычислению для каждого L величины отклонения $D_L(\{\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}, t_{i_j}\})$. То значение $m = K$ при котором $D_m(\{\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}, t_{i_j}\})$ будет минимально и будет соответствовать искомому подмножеству $\{\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}, t_{i_j}\}$. Учитывая это, метод выбора репрезентативных измерений для расчета климатической нормы температуры и солености морской воды можно представить в следующем виде.

Вход: нормированный массив координат измерений $\{\varphi_i, \lambda_i, t_i\}$, N, $\{\varphi_l, \lambda_l, t_l\}$, $J_{m=1}^N$ – пустой массив подмножества координат точек $\{\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}, t_{i_j}\}$ из множества $\{\varphi_i, \lambda_i, t_i\}$, $D_{m=1}^N$ – пустой массив значений отклонений $D_m(\{\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}, t_{i_j}\})$

1. Последовательно для всех m от 1 до N

1.1. Из множества $\{\varphi_l, \lambda_l, t_l\}$ выбрать m первых координат $\{\varphi_l, \lambda_l, t_l\}_{l=1}^m$;

1.2. Создать пустой массив P_1^m значений точек из $\{\varphi_i, \lambda_i, t_i\}$ наиболее близких (по евклидовой метрике) к точкам массива $\{\varphi_l, \lambda_l, t_l\}_{l=1}^m$.

1.3. Для каждой точки из $\{\varphi_l, \lambda_l, t_l\}_{l=1}^{m}$ найти ближайшую точку в множестве $\{\varphi_i, \lambda_i, t_i\}$ и добавить в массив P_1^m.

1.4. Оставить в массиве P_1^m только точки с уникальными значениями координат;

1.5. Добавить массив P_1^m в массив J: $J(m) = P_1^m$

1.6. Вычислить степень неравномерности распределения точек $D_m(\{\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}, t_{i_j}\})$ в массиве P_1^m и добавить вычисленное значение в массив $D_{m=1}^N$: $D(m) = D_m(\{\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}, t_{i_j}\})$;

2. В массиве $D_{m=1}^N$ найти минимальное значение $D_{m=K}(\{\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}, t_{i_j}\})$ и его порядковый номер K массиве $D_{m=1}^N$.

3. Из массива $J_{m=1}^N$ выбрать массив точек $\{\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}, t_{i_j}\}_K$ с порядковым номером K. Точки $\{\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}, t_{i_j}\}_K$ приводят к минимальному отклонению $D_{m=K}(\{\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}, t_{i_j}\})$.

4. Вычислить отклонение $D_N(\varphi_i, \lambda_i, t_i)$ для точек в массиве $\{\varphi_i, \lambda_i, t_i\}$.

Выход: $D_K(\{\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}, t_{i_j}\})$, $\{\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}, t_{i_j}\}_K$, $D_N(\varphi_i, \lambda_i, t_i)$.

Для приведенного метода следует уточнить две операции: построения массива точек $\{\varphi_l, \lambda_l, t_l\}$ на этапе инициализации метода и вычисления значения $D_m(\{\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}, t_{i_j}\})$ в пункте 1.6. Для ознакомления с методом вычисления значения $D_m(\{\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}, t_{i_j}\})$ отсылаем к работе авторов [1]. Здесь остановимся на методе построения координат равномерно распределенных точек $\{\varphi_l, \lambda_l, t_l\}$ в трехмерном кубе, для которых погрешность в оценке климатической нормы будет теоретически минимальна.

Известна нижняя теоретическая оценка для трехмерных точек с минимальным отклонением [4, 5]:

$$D_N(\{x_l, y_l, z_l\})) \geq \frac{1}{2^{13}\lg 2}\frac{\lg N}{N}. \quad (5)$$

Ясно, что выражение (5) практически равно нулю. Однако точки с таким значением отклонения еще никто не построил. В настоящее время рассматриваются три класса приближенно равномерно распределенных точек: кубатурные сетки, независимые равномерно распределенные случайные точки (метод Монте-Карло) (рис. 3) и точки с малым отклонением (метод квази-Монте-Карло).

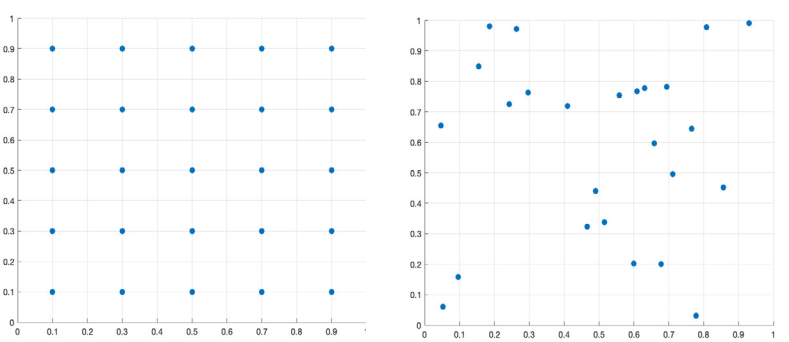


Рис. 3. Иллюстрация положения точек в кубатурной сетке – слева, и независимых равномерно распределенных случайных точек – справа

На первый взгляд кажется, что точки кубатурной сетки являются точками с минимальным отклонением. Однако в действительности кубатурные (эквидистантные) сетки точек имеют чрезвычайно высокие значения отклонений. Для трехмерного случая [6]

$$D_N(\{x_l, y_l, z_l\})) \geq \frac{1}{2N^{\frac{1}{3}}}. \quad (6)$$

Меньшие значения отклонений имеют независимые равномерно распределенные случайные точки, используемые в вычислительных методах интегрирования – методах Монте-Карло (рис. 2). Для них оценка отклонения имеет вид [7]:

$$\text{нижняя граница } D_N^R(\{x_l, y_l, z_l\})) \geq \sqrt{\frac{3}{N}}, \quad (7`)$$

$$\text{верхняя граница } D_N^R(\{x_l, y_l, z_l\})) \leq \frac{3}{N}, \quad (7``)$$

$$\text{средняя } D_N^R(\{x_l, y_l, z_l\})) \geq \frac{1}{2}\left(\frac{3}{N} + \sqrt{\frac{3}{N}}\right). \quad (7)$$

Однако существуют методы построения таких точек P, которые имеют значительно меньшие оценки отклонения (low-discrepancy sequence) [8]:

$$D_N(\{x_l, y_l, z_l\})) \geq \frac{\ln N}{2N}. \quad (8)$$

Очевидно, что точки P являются наиболее эффективными для нашего метода. Методов вычисления точек P достаточно много, и список их пополняется со временем. Они дают отличающиеся последовательности координат в зависимости от математических принципов их построения. Основная идея построения таких точек сводится к небольшому сдвигу кубатуры точек так, чтобы новые их координаты точки имели различные проекции на каждой из координатных осей, и чтобы эти проекции были по возможности равномерно распределены. Иллюстрация представлена на рис. 4.

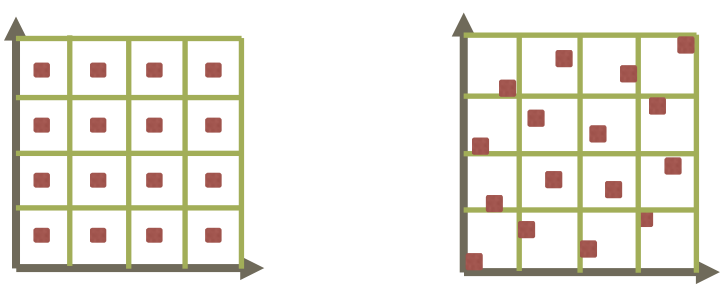


Рис. 4. Иллюстрация принципа построения распределения точек с малым отклонением в двумерном кубе (слева) из кубической сетки (справа)

Однако для различных методов величина отклонения $D_N(P_l)$ по-разному зависит от N. На разных интервалах N оптимальные точки получают разными методами. Мы рассмотрим три метода генерации точек P: Соболя [8], Холтона [9] и Крукадинаца [10]. В указанной литературе даны алгоритмы их вычислений. В большинстве языков программирования эти алгоритмы реализованы и доступны для использования. Примеры точек, получаемые этими методами, для двумерных областей представлены на рис. 5. На рис. 6 приведены величины отклонений для точек этих методов. Из рис. 5 следует, что метод Соболя оптимален на интервале значений $1 \leq N \leq 1000$. Для значений $N > 1000$ все три рассматриваемых метода имеют практически одинаковые величины отклонений.

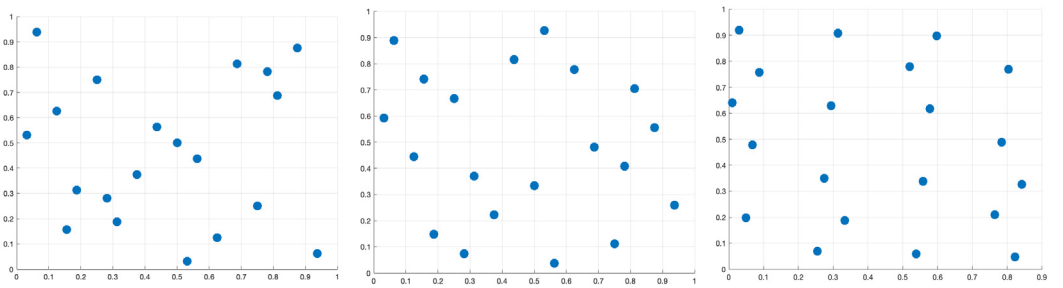


Рис. 5. Положения двумерных точек с малым отклонением в единичном квадрате, вычисленных различными методами: слева – методом Соболя, в центре – методом Холтона, справа – методом Крукадинаца

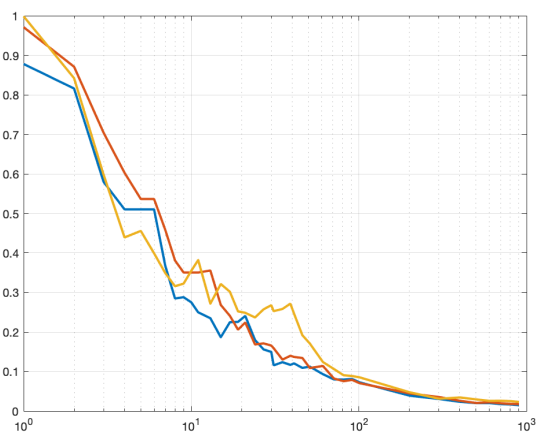


Рис. 6. Графики величин отклонений для трехмерных точек с малым отклонением в единичном кубе, вычисленных различными методами: Соболя, Холтона и Крукадинаца

Таким образом, для расчета точек $\{\varphi_l, \lambda_l, t_l\}$ в приведенном методе выбора репрезентативных точек измерений следует использовать метод Соболя. Остается определить, каким способом оценить норму $\hat{X}_K$ и величину ее погрешности $\Delta(\hat{X}_K)$ по данным на выходе метода $D_K(\{\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}, t_{i_j}\})$, $\{\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}, t_{i_j}\}_K$, $D_N(\varphi_i, \lambda_i, t_i)$.

В работе [1] показано, что величина погрешности $\Delta(X_N)$ оценки нормы X_N и величина погрешности $\Delta(X_N)$ по всем N точкам измерения $\{\varphi_i, \lambda_i, t_i\}$ равна

$$X_N = \frac{\sum_{i=1}^{N} X(\varphi_i, \lambda_i, t_i)}{N}, \tag{9}$$

а погрешность оценки (13) выражается в виде:

$$\Delta(X_N) = \frac{S_N}{\sqrt{N}} \frac{D_N(\varphi_i, \lambda_i, t_i)}{D_N^R}, \tag{10}$$

где

$$S_N = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^{N} (X(\varphi_i, \lambda_i, t_i) - X_N)^2}. \tag{11}$$

Здесь D_N^R – среднее арифметическое из нижней (7) и верхней (7`) границ отклонений для независимых равномерно распределенных случайных точек.

При использовании репрезентативных точек измерений $\{\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}, t_{i_j}\}_{j=1}^{K}$ выражения (9–11) очевидно следует заменить на следующие:

$$X_K = \frac{1}{K} \sum_{i=1}^{K} X(\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}, t_{i_j}), \tag{12}$$

$$\Delta(X_K) = \frac{\hat{S}_K}{\sqrt{K}} \frac{D_K(\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}, t_{i_j})}{D_K^R}, \tag{13}$$

$$S_K = \sqrt{\frac{1}{K-1} \sum_{j=1}^{K} (X(\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}, t_{i_j}) - X_K)^2}. \tag{14}$$

Определим значимость предложенного метода. Оценим величину уменьшения погрешности при расчете нормы предложенным методом. Для этого следует оценить отношение $\Delta(X_K)$ к $\Delta(X_N)$. Запишем

$$\frac{\Delta(X_K)}{\Delta(X_N))} = \frac{S_K}{S_N} \cdot \frac{\sqrt{N}}{\sqrt{K}} \cdot \frac{D_K\left(\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}, t_{i_j}\right)}{D_K^R} \cdot \frac{D_N^R}{D_N(\varphi_i, \lambda_i, t_i)}. \tag{15}$$

Учитывая, что $K \leq N$, оценка первый сомножитель в формуле (15) имеет вид:

$$\frac{S_K}{S_N} = \sqrt{\frac{N-1}{xN-1} \frac{\sum_{j=1}^{K} (X(\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}, t_{i_j}) - X_K)^2}{\sum_{i=1}^{N} (X(\varphi_i, \lambda_i, t_i) - X_N)^2}}. \tag{16}$$

Здесь $x = K/N$. Очевидно, что $0 > x \leq 1$. Отношение сумм в выражении (16) всегда меньше или равно единице. Поэтому можно записать:

$$0 < \frac{S_K}{S_N} \leq \sqrt{\frac{N-1}{xN-1}}. \quad (17)$$

Оценка второго сомножителя в выражении (15) приводит к соотношению:

$$1 \leq \frac{\sqrt{N}}{\sqrt{K}} \leq \sqrt{\frac{1}{x}}. \quad (18)$$

Третий сомножитель в формуле (15) меньше или равен единице по построению точек P. Средний сомножитель в выражении (17) тоже меньше или равен единице по построению точек с малым отклонением P. Для его оценки воспользуемся теоретическими оценками (7) и (8), получим:

$$0 < \frac{D_K(\varphi_{i_j}, \lambda_{i_j}, t_{i_j})}{D_K^R} = \frac{\ln(xN)}{\sqrt{x}(3+\sqrt{3N})} \leq 1. \quad (19)$$

Четвертый сомножитель в формуле (15) всегда меньше или равен единице, так как отклонение для реальных точек океанографических измерений всегда больше или равно отклонению независимых равномерно распределенных случайных точек [1]. Следовательно, выражение (17) всегда меньше или равно единице. Для его оценки воспользуемся отношением нижней границы отклонения (7) к верхней границе (7`) отклонения независимых равномерно распределенных случайных точек, получим для $N \geq 3$:

$$0 < \frac{D_N^R}{D_N(\varphi_i, \lambda_i, t_i)} = \sqrt{\frac{3}{N}} \leq 1. \quad (20)$$

Учитывая выражения (17–20) получим:

$$0 < \frac{\Delta(X_K)}{\Delta(X_N))} \leq \sqrt{\frac{N-1}{xN-1}} \cdot \frac{1}{x} \cdot \frac{\ln(xN)}{\sqrt{x}\left(3+\sqrt{3N}\right)} \cdot \sqrt{\frac{3}{N}}. \quad (21)$$

На рис. 7 представлен график отношения (21).

Таким образом, теоретическая погрешность $\Delta(X_K)$ оценки климатической нормы X_K по предлагаемой методике меньше погрешности $\Delta(X_N)$ практически для всех параметров x и N. Исключение составляет диапазон малых $x \leq 0{,}15$ при малом числе измерений $10 \geq N \leq 100$.

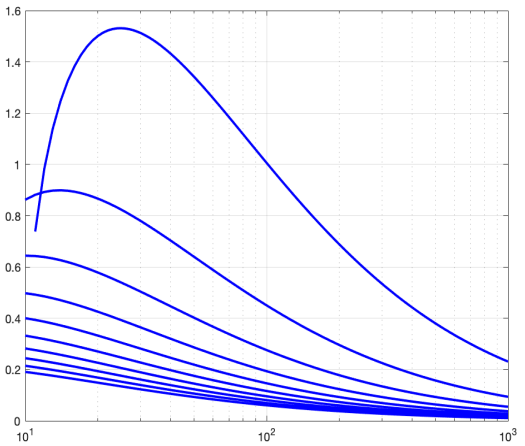


Рис. 7. Графики зависимости (12) для различных N и $x = K/N$

Приведем пример применения изложенного выше метода выбора репрезентативных измерений для расчета климатической нормы температуры и солености морской воды для четырнадцати точек измерений температуры и солености морской воды, представленных на рис. 8. Измерения получены буями Argo в январе 2017 в «квадрате» ограниченным координатами: 30–35° с. ш. и 70–65° з. д.

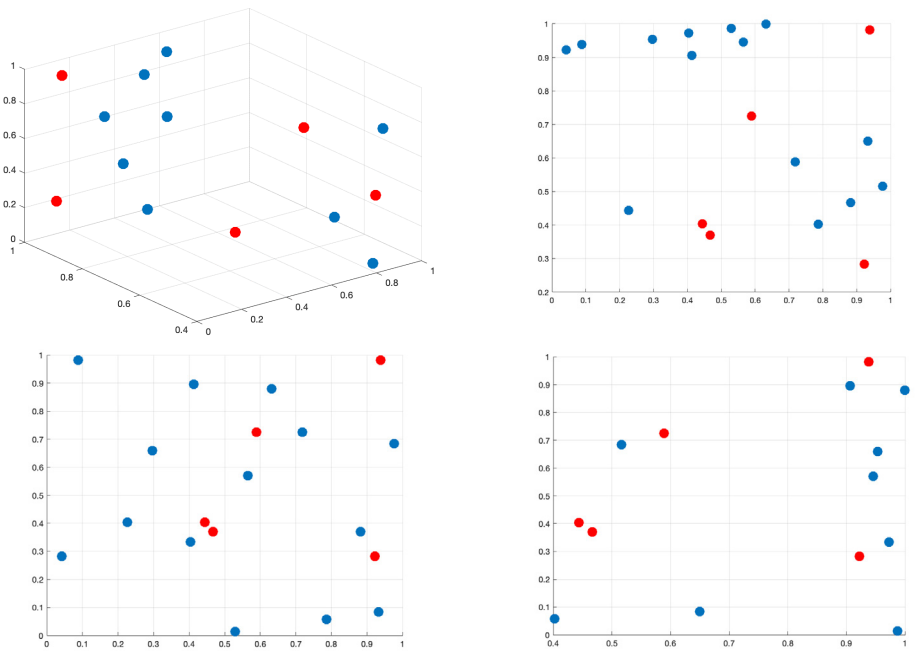


Рис. 8. Положение точек измерений температуры морской воды буями Argo: левый верхний рисунок – в трехмерном кубе, правый верхний на плоскости (φ, λ), левый нижний – на плоскости (φ, t), правый нижний – на плоскости (λ, t)

На рис. 9 приводятся графические иллюстрации примера применения изложенного выше метода выбора репрезентативных измерений для расчета климатической нормы температуры и солености морской воды. Слева – положения точек измерений. Справа – графики величин вычисляемых в повешенным методом. В таблице даны вычисленные значения.

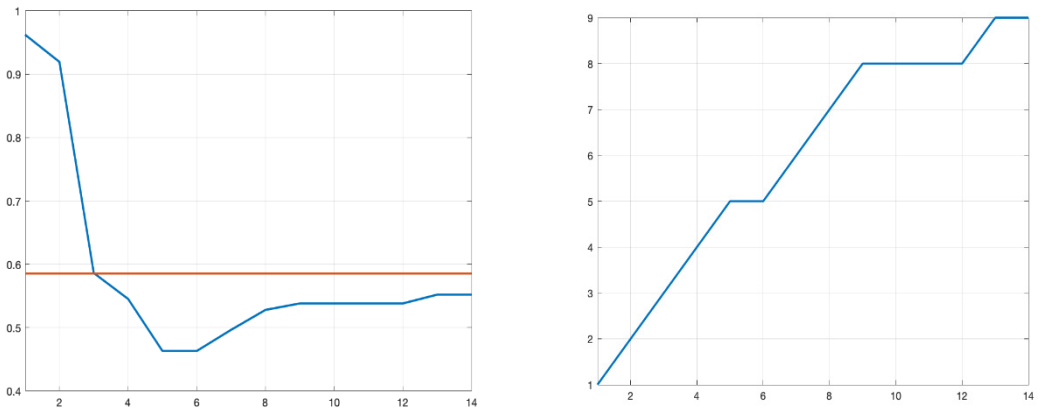


Рис. 9. Графики результатов вычислений, изложенным методом. Слева – зависимость минимальной величины отклонения от числа точек, справа – число точек в подмножестве с минимальном отклонением.

Результаты расчета величин нормы температуры X_{14} и ее погрешности $\Delta(X)$ по приведенному методу

	N=14	K=5	N=14	K=5
X	17,14 °C	19,21 °C	35,691643	36,206
S	4,76 °C	4,20 °C	1,2204695	0,711347
D^R	0,34	0,69	0,34	0,69
D	0,59	0,46	0,59	0,46
$\Delta(X)$	2,20 °C	1,25 °C	0,56603	0,47719

Таким образом, выше изложен метод выбора репрезентативных измерений для расчета нормы температуры и солености морской воды, который позволяет эффективно выбирать из всего множества измерений такое подмножество измерений, которое дает минимальную погрешность в оценке нормы. Следует заметить, что мощность такого репрезентативного подмножества измерений меньше или равна мощности всего множества измерений. Кроме того, дана формула для расчета погрешности оценки нормы, получаемой приведенным методом.

Бесспорно, что при практической реализации метода следует его оптимизировать.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бахмутов В.Ю., Жуков Ю. Н. Метод расчета климатической нормы температуры и солености морской воды // Навигация и гидрография. – 2020. – № 61. С. 97–107.

2. World Ocean Atlas 2013 (WOA13) Product Documentation https://data.nodc.noaa.gov/woa/WOA13/DOC/woa13documentation.pdf
3. Gnewuch M. Entropy, Randomization, Derandomization, and Discrepancy // Monte Carlo and quasi-Monte Carlo methods 2010. Warsaw, Poland, August 15–20, 2010. – Pp. 43–78.
4. Thiemard E. An Algorithm to Compute Bounds for the Star Discrepancy // Journal of complexity. – 2001. Vol. 17. – Pp. 850–880.
5. Roth K. F. On irregularities of distribution IV // Acta Arith. – 1996. – Vol. 37. – Pp. 67–75.
6. Larcher G., Leobacher G. Quasi-Monte Carlo and Monte Carlo Methods and their Application in Finance // Finance and Stochastics – 2009. Vol. 13. – Pp. 307–349.
7. Doerr B. A lower bound for the discrepancy of a random point set // Journal of Complexity. – 2014. Vol. 30. – Pp. 16–20.
8. Соболь И. М. Многомерные квадратурные формулы и функции Хабра. – М.: Наука, 1969. – 288 с.
9. Kocis, Ladislav and Whiten, William J. (1997). Computational Investigations of Low-Discrepancy Sequences. ACM Transactions on Mathematical Software 23 (2) 266-294.
10. Krcadinac V. A New Generalization of the Golden Ratio // Fibonacci Quarterly. – 2006. – Vol. 44. – Pp. 335–340.

A METHOD OF REPRESENTATIVE MEASUREMENTS RETRIEVAL FOR CALCULATING THE CLIMATE NORMAL OF SEA WATER TEMPERATURE AND SALINITY

V. Yu. Bakhmutov («GNINGI» JSC)**, Yu. N. Zhukov** («State Oceanographic Institute» FSUE)

The article proposes a method of representative measurements retrieval for calculating the climate normal of sea water temperature and salinity. The method makes it possible to effectively take a subset of measurements from the entire set of measurements, which gives the minimum error when evaluating the climate normal.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ

БАСКАКОВ Александр Ильич,
докт. техн. н., проф., профессор кафедры РТПиАС НИУ «МЭИ»

E-mail: baskakovai@mpei.ru

БАХМУТОВ Владимир Юрьевич,
канд. воен. н., начальник Научно-исследовательского океанографического центра АО «ГНИНГИ».

E-mail: info@gningi.ru

ГАРБАЦЕВИЧ Владимир Алексеевич,
старший научный сотрудник ИЗМИРАН.

E-mail: npo@mail.ru

ГЛЕБОВА Галина Михайловна,
канд. физ.-мат. н., старший научный сотрудник НИИ Физики ЮФУ.

E-mail: glbgalina@yandex.ru

ЖБАНКОВ Геннадий Анатольевич,
канд. физ.-мат. н., старший научный сотрудник НИИ Физики ЮФУ.

E-mail: GZhbankov@sfedu.ru

ЖУКОВ Юрий Николаевич,
докт. техн. н., ведущий научный сотрудник ФГБУ «ГОИН».

E-mail: zhukov50@mail.ru

ИВАНОВ Александр Владимирович,
начальник лаборатории АО «ГНИНГИ».

E-mail: ivanov11kgnc@yandex.ru

ИВАНОВ Владимир Владимирович,
научный сотрудник ФГБУ «ААНИИ».

Тел.: +7 (812) 337-31-01

МАЛЕЕВ Павел Иванович,
докт. техн. н., ведущий научный сотрудник АО «ГНИНГИ».

E-mail: info@gningi.ru

МИХАЙЛОВ Михаил Сергеевич,
канд. техн. н., доцент кафедры РТПиАС НИУ «МЭИ».

E-mail: mikhailovms@mpei.ru

НЕСМЕЯНОВ Михаил Сергеевич,
младший научный сотрудник ИЗМИРАН.

E-mail: mackey55@mail.ru

Aleksandr I. BASKAKOV,
DrSc, professor, professor of the department NRU MPEI

E-mail: baskakovai@mpei.ru

Vladimir Yu. BAKHMUTOV,
CandSc, chief of the Research Oceanographic Center, «GNINGI» JSC.

E-mail: info@gningi.ru

Vladimir A. GARBATSEVICH,
senior researcher, IZMIRAN.

E-mail: npo@mail.ru

Galina M. GLEBOVA,
CandSc, senior researcher, Institute of Physics SFedU.

E-mail: glbgalina@yandex.ru

Gennady A. ZHBANKOV,
CandSc, senior researcher, Institute of Physics SFedU.

E-mail: GZhbankov@sfedu.ru

Yuri N. ZHUKOV,
DrSc, leading researcher, the State Oceanographic Institute (SOIN).

E-mail: zhukov50@mail.ru

Alexander V. IVANOV,
chief of laboratory, «GNINGI» JSC.

E-mail: ivanov11kgnc@yandex.ru

Vladimir V. IVANOV,
researcher, AARI.

Phone: +7 (812) 337-31-01

Pavel I. MALEYEV,
DrSc, leading researcher, «GNINGI» JSC.

E-mail: info@gningi.ru

Mikhail S. MIKHAYLOV,
CandSc, associate professor of the department NRU MPEI.

E-mail: mikhailovms@mpei.ru

Mikhail S. NESMEYANOV,
junior research assistant, IZMIRAN.

E-mail: mackey55@mail.ru

НЕСТЕРОВ Николай Аркадьевич,
докт. техн. н., руководитель проекта АО «Морские навигационные системы», профессор.

E-mail: NNesterovmail@yandex.ru

НОВИКОВ Александр Владимирович,
канд. техн. н., доцент, ведущий научный сотрудник отдела ФГУП «Крыловский государственный научный центр».

E-mail: krilov1@krilov.spb.ru

ПЕТРОВ Валерий Григорьевич,
ведущий научный сотрудник ИЗМИРАН.

E-mail: vpetrov@izmiran.ru

ПОПОВ Анатолий Борисович,
канд. техн. н.

E-mail: anatolij.popopov@yandex.ru

РЫТОВ Руслан Алексеевич,
аспирант НИТУ «МИСиС».

E-mail: ruslan.rytov2017@ya.ru

СМИРНОВ Михаил Юрьевич,
канд. техн. н., заместитель начальника управления АО «ГНИНГИ».

E-mail: smirnov68@bk.ru

ТЕЛЕГИН Виктор Алексеевич,
канд. техн. н., ведущий научный сотрудник, и. о. зав. лабораторией ИЗМИРАН.

E-mail: telegin@izmiran.ru

УСОВ Николай Александрович,
ведущий научный сотрудник ИЗМИРАН.

E-mail: usov@obninsk.ru

ФЁДОРОВА Елена Владимировна,
канд. геогр. н., старший научный сотрудник ФГБУ «ГОИН».

E-mail: ev_fedorova55@mail.ru

ЧЕРВЯКОВА Нина Владимировна,
канд. техн. н., начальник отдела НИОЦ АО «ГНИНГИ»

E-mail: n.chervyakova@gningi.ru

Nikolai A. NESTEROV,
DrSc, project manager, MNS LTD, professor.

E-mail: NNesterovmail@yandex.ru

Alexander V. NOVIKOV,
CandSc, associate professor, leading researcher of the division, Krylov State Research Centre.

E-mail: krilov1@krilov.spb.ru

Valeriy G. PETROV,
leading researcher, IZMIRAN.

E-mail: vpetrov@izmiran.ru

Anatoly B. POPOV,
CandSc.

E-mail: anatolij.popopov@yandex.ru

Ruslan A. RYTOV,
Postgraduate NUST MISIS.

E-mail: ruslan.rytov2017@ya.ru

Mikhail Y. SMIRNOV,
CandSc, deputy chief of Department of navigation.

E-mail: smirnov68@bk.ru

Viktor A. TELEGIN,
leading researcher, acting head of laboratory, IZMIRAN.

E-mail: telegin@izmiran.ru

Nikolay A. USOV,
leading researcher, IZMIRAN.

E-mail: usov@obninsk.ru

Elena V. FEDOROVA,
CandSc, senior researcher, the State Oceanographic Institute (SOIN).

E-mail: ev_fedorova55@mail.ru

Nina V. CHERVYAKOVA,
CandSc, chief of division, Research oceanographic center, «GNINGI» JSC.

E-mail: n.chervyakova@gningi.ru

РЕФЕРАТЫ

УДК 629.58

Оценка точности определения места при движении подводных аппаратов на рабочей глубине. Н. А. Нестеров. – Навигация и гидрография. – 2020. – № 61. – С. 7–13.

Одной из главных составляющих эффективного применения подводных аппаратов является определение координат их места. В статье рассматривается точность определения координат подводного аппарата при его движении на рабочей глубине. Оцениваются погрешности возможных способов определения места. Анализируется использование применяемых навигационных средств.

Ключевые слова: средняя квадратическая погрешность определения места, вероятнейшие координаты, рабочая глубина.

УДК 347.79; 355/359; 629.5; 656.5

Навигационно-гидрографическое оборудование морских районов с использованием необитаемых подводных аппаратов. А. В. Иванов, А. В. Новиков, М. Ю. Смирнов. – Навигация и гидрография. – 2020. – № 61. – С. 14–22.

Рассматриваются вопросы навигационно-гидрографического оборудования морских районов с использованием необитаемых подводных аппаратов, а также создания маневренных гидроакустических систем подводной навигации на базе мобильных гидроакустических буев-маяков.

Ключевые слова: навигационные гидроакустические системы, маневренные гидроакустические системы подводной навигации, мобильные гидроакустические буи-маяки.

УДК 681.2.082.16

К вопросу создания малогабаритных гироскопов и акселерометров. П. И. Малеев, А. Б. Попов. – Навигация и гидрография. – 2020. – № 61. – С. 23–30.

Совершенствование гироскопов и акселерометров инерциальных навигационных систем подвижных объектов идет не только по линии повышения их точности и надежности, но и снижения габаритов. Наиболее существенны достижения в снижении габаритов в последние годы достигнуты при разработке микромеханических гироскопов и акселерометров. Однако их точностные характеристики не отвечают требованиям ряда применений. Возможным направлением в решении этой проблемы может быть использование в рассматриваемых элементах в качестве датчиков перемещений их чувствительной массы электронных туннельных микроскопов. В статье в качестве примеров рассмотрены две схемы таких элементов – гироскопа и акселерометра – и дана оценка их чувствительности.

Ключевые слова: электронный туннельный микроскоп, акселерометр, гироскоп, мембрана.

УДК: 550.81

Перспективные методики проведения геофизического мониторинга сухопутных и морских территорий. В. А. Гарбацевич, В. Г. Петров, В. А. Телегин, М. С. Несмеянов, Р. А. Рытов, Н. А. Усов. – Навигация и гидрография. – 2020. – № 61. – С. 31–43.

На основе анализа измерительных данных о распределении аномального магнитного поля вблизи поверхности Земли могут быть разработаны методики поиска месторождений железных руд, обнаружения рассеянных включений магнитных окислов железа, содержащихся в вулканических и осадочных породах, поиска объектов военной истории и пр. Аналогичные методики можно использовать для восстановления траектории движущихся магнитных диполей. Однако организация сбора и анализа большого объема данных магнитных измерений является отдельной важной задачей. В данной работе проводится обзор перспективных методов сбора магнитометрических данных, таких как создание сети чувствительных магнитометров для непрерывного магнитного мониторинга сухопутных и морских регионов и применение беспилотных летательных аппаратов для проведения магниторазведки. Кроме

того, обсуждаются проблемы, связанные с разработкой алгоритмов анализа больших объемов магнитометрических данных на основе технологий искусственного интеллекта.

Ключевые слова: непрерывный мониторинг, магнитный сигнал, скрытый диполь, обработка данных, дроны, магнитометр, генетический алгоритм.

УДК 528.92

Амфидромические точки в поле приливных колебаний. Ю. Н. Жуков, Е. В. Федорова. – Навигация и гидрография. – 2020. – № 61. – С. 44–55.

Излагаются свойства амфидромических точек в поле фаз приливных колебаний. Амфидромические точки эксплицируются в нулевые точки аналитических функций. Показано, что в поле фаз приливных колебаний амфидромические точки существуют с необходимостью, а поле фаз распространяющихся и стоячих волн амфидромических точек не может существовать.

Ключевые слова: приливы, амфидромические точки, котидальные карты, аналитические функции.

УДК 528.92

Отображение явления приливов в математический аппарат аналитических функций. Ю. Н. Жуков, Е. В. Федорова. – Навигация и гидрография. – 2020. – № 61. – С. 55–66.

Приводится обоснование представления приливных колебаний на открытых акваториях в виде аналитической многозначной функции. Обоснование базируется на потенциальном характере гравитационного поля Земли и результатах вариационного исчислении. Адекватность проверяется сравнением со свойствами приливных карт.

Ключевые слова: приливные колебания, приливные карты, приливы на открытых акваториях.

УДК 534.87, 681.2.08, 528.8

Использование океанографических измерений в гидроакустических системах подводного наблюдения. Г. М. Глебова, Г. А. Жбанков, В. А. Телегин – Навигация и гидрография. – 2020. – № 61. – С. 67–73.

В настоящей работе представлена методика, которая объединяет модель окружающей среды, прогнозы акустических сигналов и статистическую модель обнаружения, являющуюся одной из основных характеристик гидроакустических систем наблюдения. Основное внимание уделено заключительному этапу гидрометеорологического обеспечения военно-морской деятельности путём более полного учёта влияния природной среды. Достоинство представленной методики заключается в том, что в ней отражена теоретическая основа для расчета параметров гидролокатора на основе его взаимосвязи с окружающей и акустической средой. Это представляет особый интерес на этапе проектирования отечественной системы оперативной океанографии.

Ключевые слова: оперативная океанография, гидроакустические системы, распространение акустических волн, обработка сигналов, зоны скрытности и уязвимости.

УДК 550.8

Гидрометеорологические условия выполнения комплексных батиметрических исследований в Северном Ледовитом океане в августе – ноябре 2020 года. Н. В. Червякова, В. В. Иванов. – Навигация и гидрография. – 2020. – № 61. – С. 74–85.

Рассмотрены гидрометеорологические и ледовые условия выполнения экспедиционных работ по обоснованию внешней границы континентального шельфа в Арктике и представления о современном состоянии основных гидрофизических характеристик морской воды в приполюсной части хребтов Гаккеля и Ломоносова, а также Канадской котловине.

Ключевые слова: Арктика, ледовые условия, метеорология, гидрология.

УДК 629.5.05, 621.396.96

Определение опасных ледовых полей с буровых платформ на шельфах Арктических морей. А. И. Баскаков, М. С. Михайлов, В. А. Телегин. – Навигация и гидрография. – 2020. – № 61. – С. 86–96.

Разработан эффективный метод радиолокационной оценки ледовой обстановки с буровых платформ Арктического шельфа, обсуждаются методы и алгоритмы обработки сигналов при решении задач получения цифровой модели рельефа, дальности и скорости ледовых полей для оценки ледовой опасности.

Ключевые слова: радиолокация, обработка сигналов, интерферометрия, цифровая модель рельефа, ледовая обстановка, торосы, антенная база, сжатие сигнала, радиоизображение.

УДК 528.92

Метод расчета климатической нормы температуры и солености морской воды по океанографическим измерениям. В. Ю. Бахмутов, Ю. Н. Жуков. – Навигация и гидрография. – 2020. – № 61. – С. 97–107.

Изложен метод расчета климатической нормы температуры и солености морской воды, базирующийся на законах теории измерений и термодинамических законах физики. Показано, что климатическая норма является оценкой интеграла Римана от пространственно-временной функции температуры или солености по дискретным их измерениям. Приведены формулы расчета нормы и ее погрешности.

Ключевые слова: климатическая норма, температура, соленость, метод Монте-Карло, трехмерный инте-грал Римана, отклонения точек.

УДК 528.92

Метод выбора репрезентативных измерений для расчета климатической нормы температуры и солености морской воды. В. Ю. Бахмутов, Ю. Н. Жуков. – Навигация и гидрография. – 2020. – № 61. – С. 108–119.

Предложен метод выбора репрезентативных измерений для расчета нормы температуры и солености морской воды. Метод позволяет эффективно выбирать из всего множества измерений такое подмножество измерений, которое дает минимальную погрешность в оценке нормы.

Ключевые слова: климатическая норма, температура, соленость, метод Кази-Монте-Карло, трехмерный интеграл Римана, отклонение точек.

ABSTRACTS

Position Accuracy Assessment of Underwater Vehicles at Operating Depth. N. A. Nesterov. – Navigation and Hydrography. – 2020. – No. 61. – P. 7–13.

One of the main aspects to effectively use underwater vehicles is to determine their coordinates. The article deals with the position accuracy of the coordinates of underwater vehicles at operating depth. The errors of possible methods for determining their position are estimated therein. Navigational aids in use are analyzed.

Key words: average square error of position determination, most probable coordinates, and operating depth.

Navigation and Hydrographic Equipment for Marine Areas Including Unmanned Underwater Vehicles. A. V. Ivanov, A. V. Novikov, M. Yu. Smirnov. – Navigation and Hydrography. – 2020. – No. 61. – P. 14–22.

The article discusses the issues of navigation and hydrographic equipment for marine areas including unmanned underwater vehicles, as well as the creation of maneuverable hydroacoustic systems for underwater navigation based on mobile hydroacoustic buoys and beacons.

Key words: navigational hydroacoustic systems, maneuverable hydroacoustic systems of underwater navigation, and mobile hydroacoustic buoys and beacons.

The Issue of Smallsized Gyroscopes and Accelerometers Creation. P. I. Maleev, A. B. Popov. – Navigation and Hydrography. – 2020. – No. 61. – P. 23–30.

Improvement of gyroscopes and accelerometers of inertial navigation systems of moving objects not only concerns their accuracy and reliability, but also extends to reducing their dimensions. The most significant measures in reducing dimensions in recent years have been undertaken in the development of micromechanical gyroscopes and accelerometers. However, their accuracy characteristics do not meet the requirements of a number of applications. A possible direction in solving this problem may be application of electronic tunnel microscopes in the considered elements as sensors for their sensitive mass movement. In the article, two structures of such elements (a gyroscope and an accelerometer) are considered as an example and their sensitivity is estimated as well.

Key words: electronic tunnel microscope, accelerometer, gyroscope, and membrane.

Prospective Methods for Geophysical Monitoring of Land and Sea Regions. V. A. Garbatsevich, V. G. Petrov, V. A. Telegin, M. S. Nesmeyanov, R. A. Rytov, N. A. Usov. – Navigation and Hydrography. – 2020. – No. 61. – P. 31–43.

Based on the analysis of measurement data on anomalous magnetic field distribution near the Earth's surface, methods can be developed for prospecting iron ore deposits, for detection of dispersed inclusions of magnetic iron oxides contained in volcanic and sedimentary rocks, for searching for objects of war heritage, etc. Similar techniques can be used to reconstruct the trajectory of moving magnetic dipoles. However, collection and analysis organization of magnetic measurement data of a large volume is a separate important task. This article reviews prospective methods for collecting magnetometer data, such as creation of a network of sensitive magnetometers for continuous magnetic land and sea monitoring and use of unmanned aerial vehicles for magnetic survey. In addition, issues related to the development of algorithms for analyzing magnetometer data of a large volume based on artificial intelligence techniques are discussed herein.

Key words: continuous monitoring, magnetic signal, hidden dipole, data processing, drones, magnetometer, and genetic algorithm.

Amphidromic Points in the Field of Tidal Oscillations. Yu. N. Zhukov, E. V. Fedorova. – Navigation and Hydrography. – 2020. – No. 61. – P. 44–55.

The paper describes amphidromic point’s characteristics in the field of tidal oscillations phases. Amphidromic points are explicated into zero points of analytic functions. In the field of tidal oscillations phases, amphidromic points are shown to exist with necessity, while the field of phases of propagating and standing waves of amphidromic points cannot exist.

Key words: tides, amphidromic points, cotidal maps, analytical functions.

Representation of the Occurrence of Tides in the Mathematical Apparatus of Analytical Functions. Yu. N. Zhukov, E. V. Fedorova. – Navigation and Hydrography. – 2020. – No. 61. – P. 55–66.

The article substantiates representation of tidal oscillations within open water areas in the form of an analytical multi-valued function. The rationale is based on the potential nature of the Earth's gravitational field and the results of the calculus of variations. Adequacy is checked by comparison with the characteristics of tidal maps.

Key words: tidal fluctuations, tidal maps, and tides in open water areas.

Use of Oceanographic Measurements in Hydroacoustic Underwater Surveillance Systems. G. M. Glebova, G. A. Zhbankov, V. A. Telegin. – Navigation and Hydrography. – 2020. – No. 61. – P. 67–73.

The paper presents a technique that combines an environmental model, acoustic signal predictions, and a statistical detection model, which is one of the main characteristics of hydroacoustic surveillance systems. The primary focus is given to the final stage of hydro-meteorological support of naval activities by in-depth account to the influence of the natural environment. The advantage of the presented technique is that it reflects the theoretical basis for calculating the parameters of the sonar based on its relationship with the surrounding and acoustic environment. This is of special interest at the design phase of the national operational oceanography system.

Key words: operational oceanography, hydroacoustic systems, acoustic wave propagation, signal processing, and zones of stealth and weaknesses.

Hydrometeorological Conditions for Complex Bathymetric Survey in the Arctic Ocean in August-November 2020. N. V. Chervyakova, V. V. Ivanov. – Navigation and Hydrography. – 2020. – No. 61. – P. 74–85.

The paper describes hydro-meteorological and ice conditions of field work to establish the outer limits of the continental shelf in the Arctic and views on the current state of basic hydrophysical characteristics of sea water in the circumpolar parts of the Gakkel and Lomonosov Ridges and the Canadian basin.

Key words: the Arctic, ice conditions, meteorology, and hydrology.

Identification of Hazardous Ice Fields from Drilling Platforms on the Shelves of the Arctic Seas. A. I. Baskakov, M. S. Mikhailov, V. A. Telegin. – Navigation and Hydrography. – 2020. – No. 61. – P. 86–96.

There has been developed an effective method for radar assessment of ice conditions from drilling platforms on the Arctic shelf; techniques and algorithms for signal processing are discussed when solving problems of obtaining a digital relief model, range and speed of ice fields to assess ice hazard.

Key words: radar, signal processing, interferometry, digital terrain model, ice conditions, hummocks, antenna base, signal compression, radio image.

A Method for Calculating Climate Normal of Sea Water Temperature and Salinity Based on Oceanographic Measurements. V. Yu. Bakhmutov, Yu. N. Zhukov. – Navigation and Hydrography. – 2020. – No. 61. – P. 97–107.

The paper describes a method for calculating climate normal of sea water temperature and salinity based on the laws of measurement theory and thermodynamic laws of physics. The climate normal is shown as an estimate of the Riemann integral of the space-time function of temperature or salinity from their discrete measurements. There are given formulas for calculating normal and errors.

Key words: climate normal, temperature, salinity, Monte Carlo method, three-dimensional Riemann integral, and point deviations.

A Method of Representative Measurements Retrieval for Calculating the Climate Normal of Sea Water Temperature and Salinity. V. Yu. Bakhmutov, Yu. N. Zhukov. – Navigation and Hydrography. – 2020. – No. 61. – P. 108–119.

The article proposes a method of representative measurements retrieval for calculating the climate normal of sea water temperature and salinity. The method makes it possible to effectively take a subset of measurements from the entire set of measurements, which gives the minimum error when evaluating the climate normal.

Key words: climate normal, temperature, salinity, Quasi-Monte Carlo method, three-dimensional Riemann integral, and point deviation.

ИНФОРМАЦИЯ

Глубокоуважаемые коллеги!

Приглашаем Вас к сотрудничеству в журнале **«Навигация и гидрография»**, издаваемом с 1995 г. Государственным научно-исследовательским навигационно-гидрографическим институтом.

В журнале публикуются результаты исследований в области навигации, гидрографии, океанографии, гидрометеорологии, морской картографии, морской геофизики и экологии. Издание освещает концептуальные научные положения и осуществляет оперативную публикацию новейших теоретических исследований, знакомит с передовыми техническими достижениями, с материалами симпозиумов, конференций и хроникой важнейших событий научной жизни. Статьи журнала рецензируются.

Журнал «Навигация и гидрография» включен в «Перечень рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата наук, на соискание учёной степени доктора наук».

Журнал выходит четыре раза в год и распространяется по подписке. Кроме того, он рассылается в крупнейшие библиотеки России, центры научно-технической информации, органы военного управления различного уровня, научно-технические библиотеки высших военно-морских учебных заведений и научно-исследовательских организаций.

Архив журнала в формате PDF доступен на сайте АО «ГНИНГИ» www.gningi.ru.

Информация для авторов

Статьи принимаются в формате MS Word с приложением текста на бумаге (шрифт – Times New Roman размером 14, межстрочный интервал 1,5). Все материалы должны быть подписаны автором (авторами).

Объем статьи без аннотации и списка литературы – от 15 до 30 тыс. печатных знаков, включая пробелы.

Название статьи должно в наиболее краткой форме отражать ее содержание.

В статье указывается *индекс УДК*. К работе прилагаются ***аннотация, ключевые слова и сведения об авторах на русском и английском языках.***

В аннотации приводятся сведения, которые дополняют название и характеризуют тему статьи, рассмотренную проблему, цель и полученные результаты.

В качестве ключевых приводятся слова или словосочетания из текста статьи, несущие существенную смысловую нагрузку с точки зрения информационного поиска. Выбор ключевых слов должен осуществляться по всему тексту статьи с охватом основных смысловых аспектов её содержания.

В сведениях об авторах указываются: фамилия, имя, отчество; ученая степень; учёное звание; место работы с указанием полного наименование учреждения и должности; адрес электронной почты.

К рукописи прилагается *сопроводительное письмо* организации, в которой работает автор, и один экземпляр ***экспертного заключения*** о возможности открытого опубликования представленных материалов.

Для написания формул и символов следует использовать встроенный в пакет *MS Office* редактор формул в формате «отображаемый».

Кириллица, греческие буквы, скобки и цифры всегда набираются прямым шрифтом. Латинские буквы набираются *курсивом* как в формулах, так и в тексте, кроме устойчивых форм (max, min, cos, sin, tg, log и пр.)

Используемые в статье *величины и единицы измерения* должны соответствовать стандартным обозначениям согласно Международной системе единиц СИ.

Рисунки должны быть вставлены в текст как *графический* файл, иметь порядковые номера и подписи.

Таблицы должны иметь порядковые номера и названия. Допускается только вертикальная ориентация таблиц, ширина не должна превышать 140 мм.

Список использованной литературы составляется на языке оригинала (исключение – языки с иероглифическим написанием слов) в порядке ссылок на источники по тексту. Ссылки в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер работы по списку. В списке литературы указываются: фамилии и инициалы авторов, полное название книги или статьи, название сборника, город, издательство, год, том, номер, страницы.

Адрес редакции: АО «ГНИНГИ»,
199106, Россия, г. Санкт-Петербург, Кожевенная линия, 41,
Телефон: +7(905)228-17-51
E-mail: info@gningi.ru

Для заметок

НАВИГАЦИЯ И ГИДРОГРАФИЯ, 2020, № 61

Научный редактор П. И. Малеев

Редактор И. Ю. Бугрова

Технический редактор С. А. Солодухина

Подписано в печать 14.12.2020 г.
Тираж 300 экз.
Заказ № 32/03 от 28.12.2020 г.

Журнал зарегистрирован в Федеральной службе по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций.
Свидетельство о регистрации ПИ № ФС77-43932.

Подписной индекс в каталоге «Издания органов НТИ» Агентства «Роспечать» 60941.

Журнал «Навигация и гидрография» включен в «Перечень рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата наук, на соискание учёной степени доктора наук».

Электронная версия журнала размещена на сайте www.gningi.ru

© АО «Государственный научно-исследовательский навигационно-гидрографический институт»