

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ РСФСР  
ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ  
HYDROMETEOROLOGICAL INSTITUTE IN Leningrad

Transactions

Труды  
вып. 32

vol. 32

06  
778

# ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ПРОБЛЕМЕ ОКЕАН—АТМОСФЕРА

INVESTIGATIONS  
ON THE OCEAN — ATMOSPHERE PROBLEM

Сборник 2

работ научно-исследовательского института взаимодействия океана  
и атмосферы

issue 2

of the papers of the air sea interaction institute

24443

**БИБЛИОТЕКА**  
Ленинградского  
Гидрометеорологического  
Института

ЛЕНИНГРАД  
1970

Сборник содержит результаты исследований взаимодействия океана и атмосферы, выполняемых в Ленинградском гидрометеорологическом институте. Статьи посвящены формированию процессов в реальных океанах и морях, изменению метеорологических и гидрологических условий и их прогнозу. Некоторые статьи имеют теоретическое и методическое содержание.

Сборник рассчитан на широкий круг океанологов, метеорологов и геофизиков, а также на преподавателей, аспирантов и студентов.

Научный редактор В. В. Тимонов

Ответственный редактор *О. А. Алекин*

2—9—6

Труды Ленинградского Гидрометеорологического института  
Исследования по проблеме океан — атмосфера

СБОРНИК 2

Работ научно-исследовательского института взаимодействия океана и атмосферы

Редактор *Б. И. Леонова*

---

М-13 525. Сдано в набор 21/V-1968 г. Подписано к печати 2/VII-1970 г. Формат бум. 70 × 108<sup>1/16</sup>.  
Бумага тип. № 3. Печ. л. 16. Уч.-изд. л. 19. Тираж 500. Заказ 2329. Цена 1 р. 84 к. Тем. план 1968 г.

---

Типография профессионально-технического училища № 4. Ленинград, 12-я Красноармейская ул., 27.

## СОДЕРЖАНИЕ

### Часть первая. ФИЗИКА ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ

#### Теория, эксперименты, методы расчета

|   | Стр. |
|---|------|
| <i>В. М. Радикевич.</i> Исследование некоторых характеристик взаимодействия пограничных слоев атмосферы и моря на основе новой теоретической модели | 3    |
| <i>А. С. Балужева, В. Н. Веретенников.</i> К теории нестационарных чисто дрейфовых течений в океане   | 16   |
| <i>А. С. Балужева, В. Н. Веретенников.</i> К вопросу о расчете ветрового нагона   | 23   |
| <i>В. А. Макаров.</i> О распространении длинной волны в канале переменной ширины  | 30   |
| <i>Л. И. Борис.</i> О расчете внутренних приливных волн и связанных с ними течений в океане   | 33   |
| <i>Б. А. Каган, А. В. Некрасов, Р. Э. Тамсалу.</i> Расчет приливных явлений в море с учетом горизонтального турбулентного трения                    | 50   |
| <i>А. В. Некрасов.</i> Использование соотношений между уровнем и его наклоном при анализе приливных колебаний                                       | 56   |
| <i>А. Б. Мензин.</i> Об электрической аналоговой модели глубинной циркуляции  | 64   |

#### Формирование процессов в реальных океанах и морях

|   |     |
|---|-----|
| <b>В. В. Тимонов</b> . Очаги взаимодействия океана и атмосферы  | 69  |
| <i>В. М. Радикевич.</i> Основные причины изменений сезонных величин турбулентного потока тепла и затрат тепла на испарение в Северной Атлантике | 76  |
| <i>И. П. Карпова.</i> К вопросу об устойчивости атмосферы над Северной Атлантикой   | 81  |
| <i>Н. Л. Козутовский.</i> К обмену теплом и солями между верхним слоем и глубинными водами Северной Атлантики                                   | 85  |
| <i>Б. И. Тюрков.</i> Расчетная схема изменений структуры деятельного слоя Охотского моря от сезона к сезону                                     | 94  |
| <i>В. П. Хрол.</i> Метод расчета адвективных изменений толщины льда вдоль восточно-американского пути перемещения льдов                         | 121 |

#### Изменение метеорологических и гидрологических условий, их прогноз

|  |     |
|--|-----|
| <i>Б. Б. Елекоев.</i> Об изменении длины планетарных волн при переходе от зональной циркуляции к меридиональной                                      | 138 |
| <i>А. А. Гирс.</i> Учет развития макросиноптических процессов при изучении причин изменения фоновых характеристик гидросферы                         | 145 |
| <i>А. И. Савичев.</i> К вопросу о прогнозе барического поля над Северной Атлантикой в июле   | 169 |
| <i>Е. И. Серяков, В. П. Карауловский.</i> Расчет вариаций месячных величин потерь тепла на испарение и теплообмена с атмосферой в Северной Атлантике | 184 |
| <i>Е. И. Серяков, А. И. Смирнова.</i> Связь составляющих теплового баланса Северной Атлантики с аномалиями температуры воды за характерные годы      | 193 |
| <i>А. И. Смирнова.</i> Изменение теплосодержания деятельного слоя Северной Атлантики при разных типах атмосферной циркуляции                         | 206 |
| <i>И. П. Карпова.</i> О влиянии Исландского минимума атмосферного давления на течения Норвежского моря   | 221 |

#### Методы натурных исследований, приборы

|   |     |
|---|-----|
| <i>А. В. Проворкин, Г. Р. Рехтзамер.</i> Применение искусственных спутников Земли для океанологических исследований     | 230 |
| <i>А. В. Проворкин, Г. Р. Рехтзамер.</i> О дешифрировании снимков льдов, полученных с метеорологических спутников Земли | 239 |

### Часть вторая. ХИМИЧЕСКОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ

|   |     |
|---|-----|
| <i>О. А. Алекин, Н. П. Моричева.</i> Расчет насыщенности карбонатом кальция воды Черного моря | 250 |
|---|-----|

## CONTENTS

### Part first. PHYSICS OF THE OCEAN AND THE ATMOSPHERE

#### Theory, experiments, methods of calculation

|   | Pp. |
|---|-----|
| <i>V. M. Radikevich.</i> Investigation of some characteristics of interaction between the atmosphere and sea boundary layers on the base of a new theoretical model | 3   |
| <i>A. S. Baluyeva, V. N. Veretennikov.</i> On the calculation of wind-induced surge   | 16  |
| <i>A. S. Baluyeva, V. N. Veretennikov.</i> On the theory of non-stationary drift currents in the ocean  | 23  |
| <i>V. A. Makarov.</i> On the propagation of a long wave in a channel with the variable cross-section  | 30  |
| <i>L. I. Boris.</i> Calculation of internal waves and associated currents in the ocean  | 33  |
| <i>B. A. Kagan, A. V. Nekrasov, R. E. Tamsalu.</i> Calculation of tidal phenomena in the sea taking into account the lateral turbulent friction                     | 50  |
| <i>A. V. Nekrasov.</i> Use of the relationships between the sea-level and its slope at the tidal oscillation analysis   | 56  |
| <i>A. B. Menzin.</i> Electrical analogue model of the deep circulation  | 64  |

#### Formation of real ocean and sea processes

|  |     |
|--|-----|
| <span style="border: 1px solid black; padding: 2px;"><i>V. V. Timonov</i></span> . Centers of ocean.—atmosphere interaction                  | 69  |
| <i>V. M. Radikevich.</i> Main causes of variations of seasonal values of turbulent heat flux and evaporation heat loss in the North Atlantic | 76  |
| <i>I. P. Karpova.</i> On the atmosphere stability over the North Atlantic  | 81  |
| <i>N. L. Kogutovskv.</i> Heat and salt exchange between the upper and deep layers in the North Atlantic                                      | 85  |
| <i>B. I. Tjuriakov.</i> Calculated pattern of the changes of the structure of the Okhotsk Sea from season to season                          | 94  |
| <i>V. P. Khrol.</i> Methods of calculation of the advective variation of the thickness of the ice along the East American ice travel path    | 121 |

#### Variation of meteorological and hydrological conditions and their forecast

|  |     |
|--|-----|
| <i>B. B. Elekoyev.</i> Change of the planetary waves length during the transition from the zonal to meridional circulation   | 138 |
| <i>A. A. Girs.</i> Use of the data of the development of the macrosynoptic processes in studying causes of background hydrosphere characteristics variations         | 145 |
| <i>A. I. Savichev.</i> The forecast of the atmosphere pressure field over the North Atlantic in July   | 169 |
| <i>E. I. Seryakov, V. P. Karaulovsky.</i> Calculation of variations of the month values of evaporation heat loss and the sea—air heat exchange in the North Atlantic | 184 |
| <i>E. I. Seryakov, A. I. Smirnova.</i> Relation between heat balance components and water temperature anomalies for the characteristic years in the North Atlantic   | 193 |
| <i>A. I. Smirnova.</i> Variation of the active layer heat content in the North Atlantic in various types of the atmospheric circulation                              | 206 |
| <i>I. P. Karpova.</i> Influence of the Icelandic depression on the currents of the Norwegian Sea   | 221 |

#### Methods of natural investigations. Apparatus

|  |     |
|--|-----|
| <i>A. V. Provorkin, G. R. Rekhtzamer.</i> Use of satellites for oceanological investigations                     | 230 |
| <i>A. V. Provorkin, G. R. Rekhtzamer.</i> Decoding of ice photographs made by means of meteorological satellites | 239 |

### Part second. CHEMICAL SEA-AIR INTERACTION

|   |     |
|---|-----|
| <i>O. A. Alekii, <span style="border: 1px solid black; padding: 2px;"><i>N. P. Moricheva</i></span>.</i> Calculation of the saturation of calcium carbonate in the water of the Black Sea | 250 |
|---|-----|

---

## О ВЛИЯНИИ ИСЛАНДСКОГО МИНИМУМА АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ НА ТЕЧЕНИЯ НОРВЕЖСКОГО МОРЯ

*И. П. Карпова*

Одной из основных причин изменчивости морских течений является изменение атмосферной циркуляции над рассматриваемым районом. Связь изменений атмосферной циркуляции и скорости чисто дрейфового течения, естественно, должна быть тесной, как между причиной и вызванным ею следствием. Получаются достаточно хорошие связи также между изменениями градиентов атмосферного давления и скоростей или расходов геострофических течений. В этом случае нет непосредственной причинно-следственной связи, так как колебания атмосферного давления прямого влияния на поле плотности морской воды не оказывают. Обычно при рассмотрении связей изменения атмосферной циркуляции и расходов морской воды учитывается градиент атмосферного давления непосредственно над изучаемым районом [1, 2, 3]. Нам представляется, что такое сопоставление полностью корректным будет лишь для дрейфовых потоков. Для характеристики изменчивости градиентной или суммарной циркуляции более правильным должен быть учет изменений поля атмосферного давления не только над небольшим конкретным районом, но и над близлежащими районами, так как изменение расходов в нижнем сечении потока может быть вызвано изменением атмосферной циркуляции над его верховьем. Иллюстрацией к сказанному могут служить рассмотренные здесь расчеты скоростей Норвежского течения и их связь с атмосферной циркуляцией над Северной Атлантикой.

По средним многолетним характеристикам атмосферного давления и поля плотности воды Норвежского моря были рассчитаны скорости дрейфовых, градиентно-конвекционных и суммарных течений [4]. Для характеристики внутригодового хода скорости Норвежского течения был выбран район с координатами: 64—65° с. ш. и 5—7° в. д. Для каждого месяца проведено осреднение скоростей по четырем точкам сетки (расчет течений проведен по сетке с шагами, равными 1° по широте и 2° по долготе). При определении связей между скоростями течений и характеристиками атмосферной циркуляции были использованы абсолютные величины скорости без учета изменений направления в течение года. Выбор абсолютных значений скоростей течений, а не их проекций обусловлен тем, что здесь рассматривается не изменение расходов воды, тепла или солей на фиксированном разрезе, а связь между колебаниями интенсивности атмосферной циркуляции и соответствующим увеличением или уменьшением скоростей поверхностных

течений. Причем в качестве характеристики атмосферной циркуляции рассматривается ряд средних величин: разности атмосферного давления между Норвегией и Исландией, значения атмосферного давления в районе корабля погоды М и в центре Исландского минимума, широта и долгота центра Исландского минимума, градиенты атмосферного давления над северной частью Атлантического океана. Исключая первую и вторую величины, остальные не являются пространственно постоянными, а меняют свое положение в течение года (характеристики центра Исландского минимума атмосферного давления, градиенты атмосферного давления над Северной Атлантикой). Поэтому находить связь между ними и жестко закрепленной по направлению составляющей скорости течения на параллель или меридиан представляется менее обоснованным по сравнению с использованием модуля скорости течения. Кроме того, в течение года осредненные градиентно-конвекционные составляющие скорости практически мало меняли свое направление. В период максимальных значений скорости направление течения составляло  $23^\circ$ , в период ослабления отмечен поворот вправо до  $52^\circ$ , т. е. размах средних колебаний составлял  $29^\circ$ . Направление суммарных скоростей Норвежского течения на поверхности изменялось от  $49$  до  $79^\circ$  в холодную половину года и от  $28$  до  $64^\circ$  в теплый период. Максимальный размах колебаний составил  $50^\circ$ . Дрейфовые составляющие скоростей течения в зимний период имели восточное направление, в летние месяцы при малых абсолютных значениях скоростей направление их менялось на юго-западное. Разность по модулю между величинами скорости дрейфового течения и их проекциями на параллель не превышала  $0,3$  см/сек. Поэтому выбор для анализа абсолютной величины скорости дрейфового течения, а не ее проекции не повлиял на расчеты в течение холодного периода, когда скорости дрейфовых течений составляли  $5-11$  см/сек, и являлся менее правомочным для летних месяцев с мая по август, когда скорости дрейфовых течений уменьшались до  $1$  см/сек.

В качестве характеристики интенсивности атмосферной циркуляции над данным районом была взята разность давлений по  $65^\circ$  с. ш. от точки пересечения с побережьем Норвегии ( $P_N$ ) до берега о-ва Исландия ( $P_{Ис}$ ). Поскольку расстояние неизменно, то разность давлений ( $\Delta P = |P_N - P_{Ис}|$ ), как характеристика атмосферной циркуляции, будет совершенно аналогичной градиенту атмосферного давления вдоль выбранной параллели, годовой ход которого в свою очередь подобен изменению полного значения градиента атмосферного давления над данным районом. Значения атмосферного давления снимались со средних многолетних карт атмосферного давления для каждого месяца [4]. Кривая изменения  $\Delta P$  в течение года почти полностью повторяет кривую изменений дрейфовой составляющей скорости Норвежского течения  $v_d$ . Коэффициент корреляции разности атмосферного давления между Норвегией и Исландией и дрейфовой составляющей скорости Норвежского течения  $r_{\Delta P, v_d} = 0,96 \pm 0,01^*$ .

Основным центром действия атмосферы над данным районом является Исландский минимум и его ложбина, простирающаяся в северо-восточном направлении на центральную часть Норвежского моря и частично на Гренландское море. Изменение давления от месяца к месяцу, по данным средних многолетних полей атмосферного давления, происходит относительно плавно. Так, изменение давления в

\*) Все  $r$  рассчитаны при числе членов ряда, равном 12. В этом случае при  $r \geq 0,82$  уровень значимости составляет 0,1%, при  $r \geq 0,71$  уровень значимости составляет 1% [5].

районе корабля погоды „М“, который находится под влиянием северо-восточной ложбины Исландского минимума, аналогично изменениям в центре Исландского минимума. (Корабль погоды „М“ расположен на  $66^{\circ}$  с. ш. и  $2^{\circ}$  в. д. Начиная с 1948 г., на нем проводятся регулярные гидрометеорологические наблюдения). В среднем в районе корабля погоды „М“ значения атмосферного давления на 5,3 мб выше, чем в центре Исландского минимума. Коэффициент корреляции изменчивости атмосферного давления в течение 12 месяцев среднего года в центре Исландского минимума и в районе корабля погоды „М“ составляет  $r_{P_{ис}, P_M} = 0,97 \pm 0,01$ .

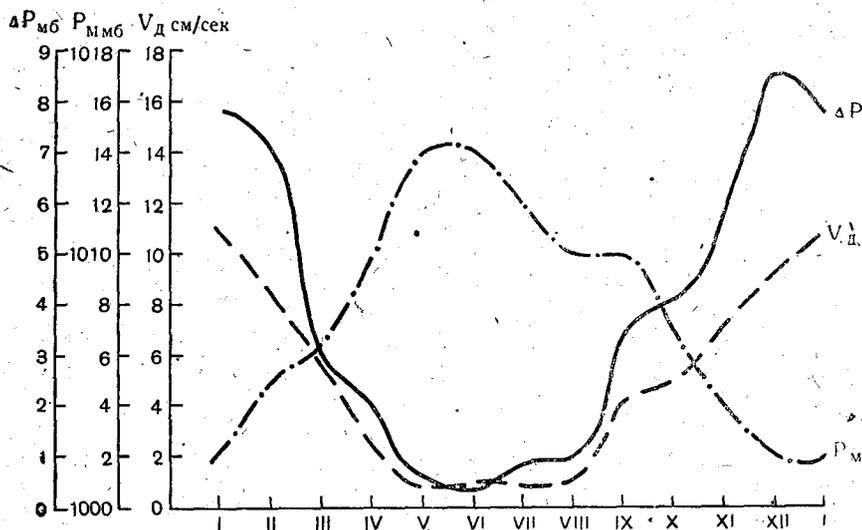


Рис. 1. Годовой ход дрейфовой составляющей скорости Норвежского течения ( $v_d$ ), атмосферного давления в районе корабля погоды М ( $P_M$ ) и разности атмосферного давления Норвегия—Исландия ( $\Delta P$ ).

Изменение дрейфовой составляющей скорости Норвежского течения и атмосферного давления в районе корабля погоды М представлены на рис. 1. Минимальные скорости дрейфовых течений отмечены в летний период, максимальные — в зимний; кривая изменений давления имеет полностью обратный ход. Коэффициент корреляции дрейфовой составляющей скорости Норвежского течения и изменения атмосферного давления в районе корабля погоды „М“  $r_{P_M, v_d} = -0,93 \pm 0,03$ . Интересно отметить, что качественно изменение давления примерно на месяц опережает изменение скорости дрейфового течения. Так, максимальное заполнение Исландского минимума в мае—июне, сопровождающееся ростом давления в районе его северо-восточной ложбины (наибольшие величины давления также имеют место в мае—июне), вызывает минимум скоростей течения в мае—августе. Очень малые изменения атмосферного давления от августа к сентябрю предшествуют аналогичному поведению скоростей дрейфовых течений от сентября к октябрю. Наибольшее углубление Исландского минимума и развитие его ложбины имеют место в декабре—январе. Соответственно этому в январе отмечен минимум скоростей дрейфовых течений.

Исследуя изменчивость течений в районе Фареро-Шетландского пролива, И. М. Соскин [1] нашел, что основной причиной изменения является атмосферная циркуляция. В качестве показателя атмосферной циркуляции автором был принят градиент атмосферного давления

над районом пролива. Получено, что коэффициент корреляции градиента атмосферного давления и расходов Северо-Атлантического течения не ниже 0,80.

Хил и Ли [2] рассмотрели влияние ветра на перенос воды Западно-Шпицбергенским течением. Геострофические потоки рассчитаны динамическим методом от отчетной поверхности, равной 750 м, по  $74^{\circ}21'$  с. ш. от о-ва Медвежий до  $13^{\circ}$  в д. При вычислении расходов получен большой разброс. Авторы нашли связь расходов Западно-Шпицбергенского течения ( $Q$ ) и южной составляющей скорости в районе о-ва Медвежий ( $W$ ). Наибольший коэффициент корреляции между переносом воды в слое 0—50 м и  $W$  получен при сдвиге в 10 дней (ветер предшествует переносу):  $r_{Q,W} = 0,562$ . Коэффициент корреляции между  $W$  и переносом воды в слое 0—400 м с таким же сдвигом  $r_{Q,W} = 0,564$ .

Подобную работу проделал А. Г. Кисляков [3]. На основании гидрологических наблюдений по  $74^{\circ}30'$  с. ш. на запад от о-ва Медвежий проделан расчет течений динамическим методом от 1000 м. Рассмотрен 17-летний ряд наблюдений, причем большая часть съемок выполнена в летние месяцы. Годовой ход мощности Западно-Шпицбергенского течения, по мнению автора, определяется изменением атмосферной циркуляции над районом Западно-Шпицбергенского течения, так как зимой воздушные потоки движутся в северном направлении, способствуя переносу водных масс, летом—в южном направлении. В качестве индекса циркуляции А. Г. Кисляковым была взята разность атмосферного давления между о-вом Медвежий и о-вом Ян-Майен ( $\Delta P^1$ ). При сопоставлении  $\Delta P^1$  с мощностью Западно-Шпицбергенского течения (расход взят по  $74^{\circ}30'$  с. ш. между  $7^{\circ}00'$ — $15^{\circ}55'$  в д.) оказалось, что при положительном значении разности атмосферного давления расход увеличивается, при отрицательном—уменьшается. Эта зависимость характеризуется коэффициентом корреляции 0,74.

По нашим расчетам, изменение градиентно-конвекционной составляющей скорости Норвежского течения ( $v_r$ ) в продолжение года имеет тот же общий ход, что и дрейфовой составляющей, с максимумом зимой и минимумом летом (рис. 2). Влияние атмосферной циркуляции на градиентно-конвекционные течения можно представить следующим образом. Изменения атмосферного давления и, следовательно, поля ветра вызывают соответствующие изменения поля дрейфовых течений, которые, в свою очередь, оказывают влияние на поле плотности морской воды и рельеф свободной поверхности моря, в результате чего возникают так называемые вторичные ветровые течения, основную часть которых в глубинных слоях составляет геострофическая циркуляция.

Судя по уравнениям регрессии, полученным рядом авторов [1—3], при отсутствии градиента атмосферного давления над данным районом, т. е. при  $\Delta P = 0$ , существует остаточное течение, которое вызвано силами, лежащими за пределами рассматриваемого района. Для Норвежского течения эта его остаточная часть должна зависеть от потока атлантических вод, входящих через Фареро-Шетландский пролив. Причины, вызывающие изменения этого потока, должны быть связаны с океанической циркуляцией вод Северной Атлантики. Исходя из того же положения, что основной причиной изменения морских течений является атмосферная циркуляция, была сделана попытка найти связь между скоростью Норвежского течения и характеристиками атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой.

Основными центрами действия атмосферы, определяющими среднюю картину атмосферной циркуляции над северной частью Атланти-

ческого океана являются Исландский минимум и Азорский максимум. Причем участие их в создании средней картины атмосферной циркуляции данного района, не равновелико. В последнее время вышли работы Р. В. Абрамова, посвященные исследованию изменений географического положения и глубины центра Исландского минимума атмосферного давления [6, 7, 10]. Используя среднемесячные карты атмосферного давления за период с 1899 по 1950 г., В. П. Карклин проделал работу по исследованию изменений географического положения и глубины Азорского максимума атмосферного давления. В настоящей работе использованы любезно предоставленные им материалы этого исследования. Центры этих барических образований перемещаются

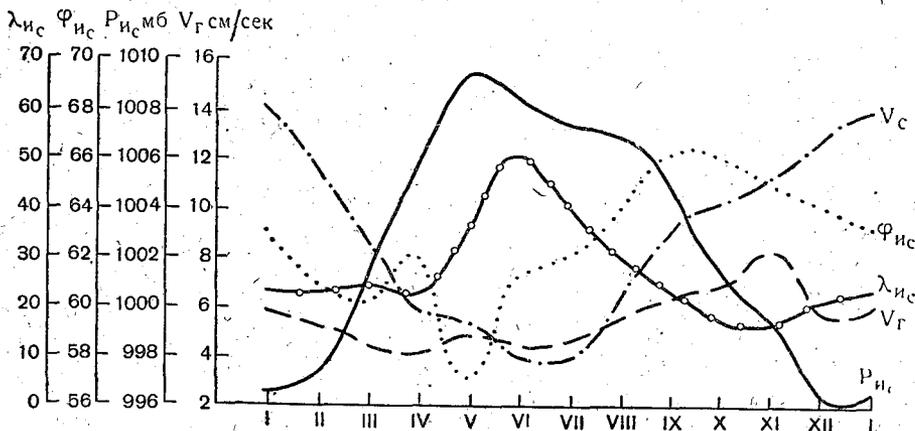


Рис. 2. Внутригодовые изменения градиентно-конвекционной составляющей скорости ( $v_r$ ) и суммарной скорости ( $v$ ) Норвежского течения и морфометрических характеристик центра Исландского минимума: атмосферного давления ( $P_{Ис}$ ), географической широты ( $\phi_{Ис}$ ) и географической долготы ( $\lambda_{Ис}$ ).

в среднем в течение года по определенной траектории. Р. В. Абрамов называет траекторию движения Исландской депрессии эллипсом сезонных миграций Северо-Атлантической депрессии. Подобным же эллипсом характеризуются сезонные миграции центра Азорского максимума. Причем оба барических образования перемещаются синхронно по часовой стрелке и занимают в весенне-летний период крайнее юго-западное положение, в осенне-зимний период — северо-восточное. Как видно из средних многолетних для каждого месяца данных, Исландский минимум по сравнению с Азорским максимумом подвержен большим изменениям как по глубине, так и по своему географическому положению центра. Так, разность долгот крайних положений центра Исландского минимума составляет  $34,0^\circ$  (1700 км), разность широт —  $8,4^\circ$  (900 км). Для Азорского максимума эти величины соответственно составляют  $15,7^\circ$  (1500 км) и  $3,5^\circ$  (400 км). Еще большее различие имеет место в годовых амплитудах атмосферного давления: для центра Исландского минимума, по средним многолетним месячным значениям,  $P_{max} - P_{min} = 13$  мб, для Азорского максимума — 4 мб. Изменения в течение среднего года широты Исландского минимума  $\phi_{Ис}$  и Азорского максимума  $\phi_{Аз}$  (соответственно долготы  $\lambda_{Ис}$  и  $\lambda_{Аз}$ ) хорошо коррелируются между собой:  $r_{\phi_{Ис}, \phi_{Аз}} = 0,79 \pm 0,07$ ;  $r_{\lambda_{Ис}, \lambda_{Аз}} = 0,69 \pm 0,10$ . В изменениях атмосферного давления в течение года связи не обнаружено:  $r_{P_{Ис}, P_{Аз}} = 0,04$ , так как Исландская депрессия наиболее

заполнена в летний период, минимум атмосферного давления падает на зиму; у Азорского максимума четко выражены два максимума (один зимой и второй летом, причем летний является наибольшим) и два минимума в переходные периоды. Средний градиент атмосферного давления на акватории между этими барическими образованиями имеет четко выраженный максимум зимой и минимум летом с небольшим подъемом в июле. Для определения среднего градиента атмосферного давления ( $\frac{\Delta P}{\Delta l}$  мб/град) были вычислены разности давлений по их значениям в центрах Азорского максимума и Исландского минимума:  $\Delta P = P_{Az} - P_{Is}$  и расстояние между центрами ( $\Delta l$  в градусах) по формуле [8].

$$\cos S = \sin \varphi_1 \times \sin \varphi_2 + \cos \varphi_1 \times \cos \varphi_2 \times \cos (\lambda_2 - \lambda_1),$$

где  $S = \Delta l$  — ортодромия между центрами барических систем;  $\varphi_1$  и  $\varphi_2$  — географическая широта центров Азорского максимума и Исландского минимума соответственно;  $\lambda_1$  и  $\lambda_2$  — географическая долгота центров Азорского максимума и Исландского минимума соответственно.

Основную роль в образовании определенной величины  $\frac{\Delta P}{\Delta l}$  играют изменения атмосферного давления в центре Исландского минимума:  $r_{P_{Is}, \frac{\Delta P}{\Delta l}} = -0,92 \pm 0,03$ ;  $r_{P_{Az}, \frac{\Delta P}{\Delta l}} = 0,34 \pm 0,17$ , т. е. связь между  $\frac{\Delta P}{\Delta l}$  и  $P_{Is}$  гораздо более тесная, чем между  $\frac{\Delta P}{\Delta l}$  и  $P_{Az}$ . Хорошая согласованность изменений в течение года рассмотренного градиента атмосферного давления и величины атмосферного давления в центре Исландского минимума определила величину коэффициента корреляции между  $\frac{\Delta P}{\Delta l}$  и скоростью Норвежского течения.

В таблице приведены значения коэффициентов корреляции между градиентно-конвекционной составляющей скорости Норвежского течения, а также суммарным значением скорости ( $v_c = v_d + v_r$ ) и следующими характеристиками атмосферной циркуляции: изменениями атмосферного давления в центре Исландского минимума и в районе корабля погоды М, географическими координатами центра Исландского минимума, разностью атмосферного давления  $\Delta P = |P_H - P_{Is}|$  и градиентом атмосферного давления над Северной Атлантикой  $\frac{\Delta P}{\Delta l}$ .

| Скорость течения | Характеристики атмосферной циркуляции |       |                |                |            |                             |
|------------------|---------------------------------------|-------|----------------|----------------|------------|-----------------------------|
|                  | $P_{Is}$                              | $P_M$ | $\varphi_{Is}$ | $\lambda_{Is}$ | $\Delta P$ | $\frac{\Delta P}{\Delta l}$ |
| $v_d$            | -0,42                                 | -0,47 | 0,69           | -0,57          | 0,45       | 0,20                        |
| $v_c$            | -0,95                                 | -0,94 | 0,43           | -0,76          | 0,96       | 0,83                        |

Кроме того, были подсчитаны коэффициенты корреляции для случаев несинхронных рядов характеристик атмосферной циркуляции и скорости Норвежского течения, т. е. со сдвигами на 1, 2, 3, месяца (изменение характеристик атмосферной циркуляции предшествует изменению скорости Норвежского течения). Для градиентно-конвекционной составляющей коэффициенты корреляции со всеми величинами, исключая  $\varphi_{Is}$ , при сдвиге уменьшились. Коэффициент корреляции между  $v_r$  и  $\varphi_{Is}$  достигает наибольшей величины в случае сдвига на один месяц, тогда  $r_{\varphi_{Is}, v_r} = 0,82 \mp 0,06$ . Подобная картина имеет место

и для  $v_c$ . Значение коэффициентов корреляции значительно уменьшаются при несинхронных рядах для всех рассмотренных величин, кроме географических координат центра Исландского минимума. Так, при сдвиге на один месяц  $r_{\varphi_{Ис}, v_c} = 0,78 \pm 0,08$ ;  $r_{\lambda_{Ис}, v_c} = -0,71 \mp 0,10$ ; при сдвиге на два месяца  $r_{\varphi_{Ис}, v_c} = 0,87 \pm 0,05$ , а  $r_{\lambda_{Ис}, v_c}$  уже заметно уменьшилось.

Всестороннее исследование географического положения и глубины Исландского минимума, проведенное Р. В. Абрамовым, показало то огромное влияние, которое этот центр действия атмосферы оказывает на циркуляцию вод Северной Атлантики, Норвежского, Гренландского, Баренцева и других морей. «Исландский минимум фактически определяет условия мореплавания и морского промысла в наиболее часто посещаемых судами районах Мирового океана» [10]. Среднему положению центра Исландской депрессии соответствуют следующие координаты:  $62,6^\circ$  с. ш. и  $26,0^\circ$  з. д. (это в 100 милях к юго-западу от м. Рейкьянес, о-ва Исландия). Установлено, что изменение географического положения депрессии и ее интенсивности взаимосвязаны. Смещение на север и запад сопровождается углублением Исландского минимума, смещение на юг и восток — заполнением.

Изменения морфометрических характеристик Исландского минимума ( $P_{Ис}$ ,  $\varphi_{Ис}$ ,  $\lambda_{Ис}$ ) отражают основные черты и особенности циркуляции атмосферы над Северным полушарием в целом. Для проверки этого положения Р. В. Абрамовым было выполнено сопоставление основных морфометрических характеристик Исландского минимума с повторяемостью типов атмосферной циркуляции по Вангенгейму. Получено, что основные типы циркуляции атмосферы в атлантико-евразийском секторе Северного полушария по существу численно выражаются основными характеристиками Исландской депрессии: изменения широты центра связаны с повторяемостью западного типа циркуляции (W), коэффициент корреляции  $r_{\varphi_{Ис}, W} = 0,83 \mp 0,03$ , изменения долготы — с повторяемостью восточного типа циркуляции (E)  $r_{\lambda_{Ис}, E} = 0,37 \mp 0,07$ ; заполненность — с повторяемостью меридионального типа циркуляции (C)  $r_{P_{Ис}, C} = 0,93 \pm 0,01$ . Согласный ход  $P_{Ис}$  и C,  $\varphi_{Ис}$  и W и в меньшей мере  $\lambda_{Ис}$  и E позволяют полагать, что между формами атмосферной циркуляции и морфометрией Исландского минимума существует взаимосвязь, которая является следствием тождественности управляющих ими причин.

Качественно влияние морфометрии Исландского минимума на течения Норвежского моря можно представить следующим образом.

Широта центра Исландской депрессии является показателем интенсивности зонального переноса: при усилении зональной циркуляции центр депрессии смещается на север и в этом случае наблюдается углубление депрессии. В то же время при западном типе циркуляции усиливается Азорский максимум [9]. В результате средний градиент атмосферного давления над Северной Атлантикой увеличивается. При смещении Исландского минимума на юг депрессия заполняется и градиент атмосферного давления над Северной Атлантикой уменьшается, несмотря на сокращение расстояния между центрами Азорского максимума Исландского минимума. Западный тип циркуляции атмосферы характеризуется аномальным развитием западно-восточных переносов в средних широтах североатлантического океана. В связи с этим усилен приток атлантических вод к западным берегам Европы и Фареро-Шетландскому проливу, а следовательно, должно наблюдаться усиление Норвежского течения. А поскольку интенсивность западного типа циркуляции атмосферы связана с изменением широты центра Исландского

минимума, должна существовать положительная связь между  $\varphi_{\text{Ис}}$  и скоростью Норвежского течения. Р. В. Абрамов в своей работе указывает, что изменение географического положения Исландской депрессии предшествует изменению величины атмосферного давления в ее центре. Этим, вероятно, можно объяснить тот факт, что лучшие коэффициенты корреляции между скоростью Норвежского течения и шириной Исландского минимума получены при сдвиге на 1—2 месяца.

Для восточного типа циркуляции атмосферы характерна положительная аномалия давления в области Исландского минимума и отрицательная в районе Азорского максимума, т. е. в целом над Северной Атлантикой градиент атмосферного давления уменьшается, а, следовательно, ослабляется и циркуляция вод. Повторяемость восточного типа атмосферной циркуляции характеризуется изменением долготы центра Исландской депрессии, а между  $\lambda_{\text{Ис}}$  и скоростью Норвежского течения существует обратная связь.

При меридиональном типе циркуляции атмосферы, как и при восточном, изобары расположены почти меридионально, но географическое положение гребней и ложбин противоположно тому, которое имело место при форме Е. На месте Исландского минимума располагается гребень Азорского максимума, над Норвежским, Гренландским и Баренцевым морями преобладают ветры северной четверти, следовательно, скорость Норвежского течения должна уменьшаться. Ход повторяемости меридионального типа атмосферной циркуляции хорошо согласуется с изменениями атмосферного давления в центре Исландского минимума, а изменение величин  $P_{\text{Ис}}$  и скорости Норвежского течения характеризуются обратной связью (см. таблицу).

Влияние изменчивости глубины Исландского минимума атмосферного давления на средний годовой ход скоростей Восточно-Исландского и Западно-Шпицбергенского течений характеризуется также достаточно высокими коэффициентами корреляции. Характерные значения скоростей снимались в следующих районах: для Восточно-Исландского течения на  $63-64^\circ$  с. ш. и  $9^\circ$  з. д., для Западно-Шпицбергенского течения на  $76-76^\circ$  с. ш. и  $9-11^\circ$  в. д. [4]. Для средних многолетних данных получено, что связь между  $P_{\text{Ис}}$  и скоростью Восточно-Исландского течения ( $v'_c$ ) определяет коэффициент корреляции  $r_{P_{\text{Ис}}v'_c} = -0,86 \pm 0,04$ ; коэффициент корреляции между  $P_{\text{Ис}}$  и скоростью Западно-Шпицбергенского течения ( $v''_c$ )  $r_{P_{\text{Ис}}v''_c} = -0,81 \pm 0,06$ .

Таким образом, связь между характеристиками атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой и поверхностной скоростью течений Норвежского моря, по средним многолетним данным, характеризуется довольно высокими коэффициентами корреляции. Более тесная связь скорости Норвежского течения с изменением широты центра Исландского минимума, чем с изменением  $\lambda_{\text{Ис}}$ , возможно, объясняется тем, что исходный материал охватывал годы с конца прошлого века до 60-х годов нынешнего, примерно половина которых приходилась на период преобладания западной формы циркуляции атмосферы, характеризующейся изменениями широты Исландского минимума.

Возможно, что связи получились бы более тесными для  $v_r$ , если бы в качестве характеристики течений была взята не скорость течения на поверхности, а полный расход, так как изменение атмосферной циркуляции сказывается не только на изменении абсолютного значения скорости течения, но и на величине объема воды, попавшего под влияние этих изменений. В частности, должны изменяться боковые границы и глубина распространения ветровых течений.

## ЛИТЕРАТУРА

1. И. М. Соскин. Колебания интенсивности Северо-Атлантического течения в районе Фареро-Шетландского пролива. Тр. ГОИНАа, вып. 91, 1967.
2. H. W. Hill, A. J. Lee. The effect of wind on water transport in the region of the Bear Island fishery. Proceed. Roy. Soc, B, N 148, N 930, 1958.
3. А. Г. Кисляков. Колебания режима Шпицбергенского течения. Сб. «Советские рыбохозяйственные исследования в морях Европейского Севера». М., ВНИРО—ПИРО, 1960.
4. И. П. Карпова. Поверхностные течения и вертикальная компонента скорости в Норвежском и Гренландском морях. Автореф. канд. дисс., Л., 1968.
5. К. Брукс, Н. Карузерс. Применение статистических методов в метеорологии. Л., Гидрометеиздат, 1963.
6. Р. В. Абрамов. Многолетние и сезонные изменения географического положения Исландского минимума атмосферного давления. Изв. ВГО, т. 98, № 4, 1966.
7. Р. В. Абрамов. Вычисление основных статистических средних положения и глубины Исландской атмосферной депрессии. Тр. АтлантНИРО, вып. XVII, 1966.
8. Г. П. Попеко, Е. П. Соломатин. Курс кораблевождения, т. I. Навигация. Л., 1961.
9. Г. Я. Вангенгейм. О колебаниях атмосферной циркуляции над северным полушарием. Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз., т. X, № 5, 1946.
10. Р. В. Абрамов. Многолетние и сезонные изменения положения и глубины центра Исландского минимума атмосферного давления в эпоху 1891—1892 гг. и их предполагаемые причины. Автореф. канд. дисс., Л., 1966.