

4. ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС

4.1. Материалы, методика расчета и анализа составляющих теплового баланса

Процессы теплообмена (энергообмена на границе вода — воздух) оказывают большое влияние на формирование термического и ледового режимов моря, их сезонную и межгодовую изменчивость. Точное и полное решение уравнения теплового баланса Каспия позволяет совершенствовать методы расчета и прогноза температуры воды и изменений температурного поля на поверхности моря.

Детальное исследование теплового баланса Каспия было проведено Е. Г. Архиповой [14]. Оно включало расчет основных составляющих теплового баланса для каждого одноградусного квадрата моря и по данным береговых станций за несколько лет. Подобная работа была выполнена и В. С. Самойленко [217] для Каспийского и Аральского морей. Им были уточнены составляющие теплообмена в отдельных районах моря. Расчеты отдельных составляющих теплового баланса проведены М. И. Абакаровым (испарение) [1] и Р. Л. Рейфман (радиационный баланс) [329]. Анализ сезонной и межгодовой изменчивости составляющих теплового баланса за 1961—1970 гг. по данным судовых наблюдений и береговых станций проведен А. Н. Косаревым и Т. А. Пармузиной [225].

Однако расчеты первых четырех авторов проводились по устаревшим методикам и с использованием небольших массивов данных. Поэтому задачей настоящих исследований было уточнение составляющих теплового баланса на основе современных методов расчета характеристик их пространственно-временной изменчивости.

Так, существенное уточнение в расчетах радиационного баланса представляет интегральный учет влияния общего количества облаков и облаков нижнего яруса на суммарную радиацию и эффективное излучение.

Суммарная солнечная радиация подсчитывалась при значении солнечной постоянной, равном 82,88 МДж/(м²·мин), а не 79,55 МДж/(м²·мин), как в расчетах, проведенных ранее [237, 292].

Кроме этого, оценка турбулентных потоков тепла и влаги была выполнена в двух вариантах: с учетом и без учета поправочных коэффициентов K_e и K_i , рассчитанных Г. Н. Паниным [297].

Для расчета характеристик теплообмена использовались осредненные за месяц гидрометеорологические параметры: температура воздуха и воды, скорость ветра, общая и нижняя облачность, абсолютная влажность воздуха, соленость воды, толщина и сплошность льда. Эти параметры осреднялись как по данным береговых и островных ГМС, так и по 56 одноградусным квадратам, охватывающим всю площадь Каспийского моря (см. рис. 2.1 и главы 2, 3, 8).

Расчет характеристик энергообмена между поверхностью моря и атмосферой проводился по методике, разработанной в ГГО и МФ ААНИИ [328,

331]. Были определены среднегодовые составляющие теплового баланса для каждого месяца и в целом за год.

Для среднегодовых условий уравнение теплового баланса моря может быть записано в виде

$$R \pm LE \pm Q_{\text{кт}} \pm Q_i \pm A \pm Q_p = 0, \quad (4.1)$$

где R — радиационный баланс; LE — затраты тепла на испарение и приход за счет конденсации; $Q_{\text{кт}}$ — конвективно-турбулентный теплообмен поверхности моря с атмосферой; Q_i — выделение тепла при ледообразовании и потери тепла при таянии льда; A — теплообмен за счет адвекции тепла течениями; Q_p — теплообмен, вызванный турбулентно-конвективным перемешиванием.

За короткие промежутки времени (месяц) поступление и расход тепла не уравновешиваются, и море либо теряет, либо приобретает какое-то количество тепла (B), что и является причиной изменений температуры воды. Поэтому и неполный тепловой баланс определяется по формуле

$$R \pm LE \pm Q_{\text{кт}} \pm Q_i = B, \quad (4.2)$$

где B — результирующий поток.

Радиационный баланс рассчитывался как разность между поглощенной радиацией $Q_{\text{гп}}$ и эффективным излучением $Q_{\text{эф}}$:

$$R = Q_{\text{гп}} - Q_{\text{эф}}; \quad (4.3)$$

$$Q_{\text{гп}} = Q_0(1 - r) = Q_0 f(n)(1 - r); \quad (4.4)$$

$$Q_{\text{эф}} = E_w - \delta E_a = \delta(\sigma T_w - E_a), \quad (4.5)$$

где Q_0 — суммарная радиация при безоблачном небе (возможная радиация); $Q_{\text{гп}}$ — суммарная радиация при реальных условиях облачности; $f(n)$ — функция, учитывающая влияние облаков на суммарную радиацию; r — альбедо поверхности моря; E_w — излучение поверхности моря; E_a — излучение атмосферы; δ — коэффициент теплового излучения поверхности моря; σT_w — излучение абсолютного черного тела при температуре поверхности воды.

Согласно формулам (4.3) — (4.5) для расчета радиационного баланса необходимо определить суммарную радиацию при безоблачном небе Q_0 , функцию $f(n)$, альбедо водной поверхности r и эффективное излучение $Q_{\text{эф}}$.

Метод расчета суммарной радиации при безоблачном небе основан на эмпирической связи с высотой солнца и прозрачностью атмосферы. В качестве характеристики прозрачности атмосферы использован коэффициент прозрачности $P_2 = 0,75$ при массе атмосферы, равной 2. Суточные суммы возможной радиации определены, согласно [145], как среднее из трех значений на 5, 15 и 25-е число каждого месяца (на середину месяца) при $P_2 = 0,75$. Для перехода к возможным суточным суммам при других значениях прозрачности использовалась зависимость

$$Q_0 = bQ_{0,75}, \quad (4.6)$$

где b — поправочный множитель, который зависит от полуденной высоты солнца. При этом требуемое R_2 определяется по T — температуре воздуха за рассматриваемый интервал времени.

Учет влияния облаков на суммарную радиацию проводился с помощью функции $f(n) = Q/Q_0$, которая определялась по баллу общего (n) количества облаков и облаков нижнего яруса (N) [32, 331] значения полуденной высоты солнца $h_{\text{пд}}$. Учтена также рекомендация о том, что при облачности 5 баллов над океаном облака пропускают на 15 % больше солнечной радиации, чем аналогичные облака над морями на континентах. Более того, при облачности свыше 5 баллов процент задержания солнечной радиации возрастает от 15 до 22,5.

Альbedo (r) поверхности моря рассчитывается в зависимости от балла общего количества облаков при различных значениях полуденной высоты солнца [331]. Для Северного Каспия, который в зимнее время покрывается льдом, определялось альbedo льда, покрытого сухим свежеснеженным снегом. Для этого использовалась зависимость альbedo от толщины льда и снега, приведенная в работе [65]. Затем определялась солнечная радиация, поглощенная водой, по формуле (4.4).

Если поверхность моря покрыта льдом (полностью или частично), то $Q_{\text{св}}$ умножалось на $(1 - A_i/10)$, где A_i — сплоченность льда в баллах (от 0 до 10).

Солнечная радиация, поглощенная льдом, определялась по формуле

$$Q_{\text{св}} = Q_0 f(n) (1 - r_i) A_i / 10, \quad (4.7)$$

где $Q_{\text{св}}$ — поглощенная льдом суммарная солнечная радиация; r_i — альbedo льда, вычисляемое по интерполяционным формулам.

Эффективное излучение поверхности моря было выражено в общем виде формулой (4.5).

При безоблачном небе формула для расчета эффективного излучения имеет вид [114]

$$Q_{\text{эф}} = \delta \sigma T_w^4 - \delta (1,63 \sqrt{\sigma T^4} - 0,775), \quad (4.8)$$

где $Q_{\text{эф}}$ — эффективное излучение водной или ледяной поверхности моря; σ — интегральная излучательная способность воды (0,91) и льда (1,00); δ — постоянная Стефана — Больцмана; $T_w = 273 + t_w$ — температура поверхности воды или льда, К.

При наличии облачности излучение атмосферы над водной поверхностью будет равно [129]

$$E_{\text{а, в}} = (1,63 \sqrt{\sigma T^4} - 0,775) [1 + k (n/10)^2], \quad (4.9)$$

где $E_{\text{а, в}}$ — излучение атмосферы над водной поверхностью; n — общая облачность, баллов; k — коэффициент, учитывающий влияние облачности на излучение атмосферы,

$$k = (E_{\text{а, в}} - E_{\text{а, 0}}) / E_{\text{а, 0}}, \quad (4.10)$$

где $E_{\text{а, 0}}$ — излучение атмосферы при безоблачном небе ($n = 0$)

$$E_{\text{а, 0}} = 1,63 \sqrt{\sigma T^4} - 0,775; \quad (4.11)$$

$E_{\text{а, в}}$ — излучение атмосферы при сплошной общей облачности ($n = 10$)

$$E_{\text{а, в}} = 1,48 \sqrt{\sigma T^4} - 0,569. \quad (4.12)$$

Излучение атмосферы над ледяной поверхностью [292]

$$E_{\text{а, л}} = [1,126 (\sigma T^4)^{1,327}] [1 + k (n/10)^2], \quad (4.13)$$

где $E_{\text{а, л}}$ — излучение атмосферы над снежно-ледяной поверхностью моря; $T = 273 + t$ — абсолютная температура воздуха на уровне судовых наблюдений, К.

Наконец, эффективное излучение акватории, частично покрытой льдом, вычислялось по формуле

$$Q_{\text{эф}} = E_{\text{а, в}} (1 - A_i/10) + E_{\text{а, л}} A_i/10, \quad (4.14)$$

где A_i — сплоченность льда, баллы.

После определения значений поглощенной коротковолновой радиации и эффективного излучения по уравнению (4.3) рассчитывался радиационный баланс.

Расчеты турбулентных потоков тепла и влаги на границе вода — воздух проводились по простым полуэмпирическим соотношениям [123, 125]:

$$Q_{\text{кт}} = - \frac{\rho c_p \chi^2}{\exp(-2\alpha z_0)} \frac{(T_w - T) V}{(\ln^* z - \ln^* z_0)^2}, \quad (4.15)$$

где $Q_{\text{кт}}$ — турбулентный (конвективно-турбулентный) теплообмен; T_w — температура поверхности моря, °C; T — температура воздуха на высоте 10 м, °C; V — скорость ветра на высоте 10 м, м/с; z_0 — параметр шероховатости ($z_0 = 0,0006$ м) принимался постоянным;

$$\ln^* z = \ln z + \alpha z + \frac{(\alpha z)^2}{2 \cdot 2!} + \frac{(\alpha z)^3}{3 \cdot 3!} + \dots + \frac{(\alpha z)^n}{n!},$$

$\ln^* z$ отражает комплексное влияние динамических и термических факторов на вертикальный турбулентный обмен; α — параметр стратификации, который характеризует влияние температурной стратификации атмосферы на турбулентный поток тепла и зависит от числа ri — критерия устойчивости приводного слоя воздуха (аналог числа Ричардсона)

$$ri = (T_w - T)/V^2.$$

При устойчивой стратификации ($ri < 0$) $\alpha > 0$, при неустойчивой ($ri > 0$) $\alpha < 0$, при $ri = 0$ α близок к нулю (равновесная стратификация). Первый сомножитель в правой части уравнения (4.15) представляет собой коэффициент турбулентности $[Вт/(м^2 \cdot К)]$:

$$C = \rho c_p \chi^2 / \exp(-2\alpha z_0),$$

где ρ — плотность воздуха, кг/м³; c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении, КДж/(кг · К); χ — постоянная Кармана; $z_0 = 0,0006$ м; α меняется от $-0,08$ до $0,08$.

В зимние месяцы при наличии льда теплообмен рассчитывался по формуле

$$Q_i = -0,432 \frac{T_w - T}{H_i} \frac{A_i}{10}, \quad (4.16)$$

где T_w — температура воды подо льдом, °C; T — температура воздуха, °C; $0,432 [(Вт/(м \cdot К))]$ — коэффициент теплопроводности; A_i — сплоченность льда, баллы; H_i — толщина льда, м.

Поток влаги E (мм/мес) рассчитывался по формуле

$$\bar{E} = \frac{325,7 (e_0 - e_z) V_z}{(\ln^* z - \ln^* z_0)^2}, \quad (4.17)$$

e_0 — максимальное парциальное давление водяного пара при температуре поверхности воды, гПа [319]; e_z — влажность воздуха на высоте z , гПа.

Расчет E проводился с учетом солёности на поверхности моря. Располагая значениями испарения в каждом квадрате моря, провели расчеты потока скрытого тепла $L\bar{E}$, умножив на скрытую теплоту испарения и продолжительность каждого месяца.

Надо отметить, что нелинейность формул для расчета теплообмена и испарения по осредненным за длительный период значениям гидрометеорологических параметров влечет за собой ошибки. Для их исправления Г. Н. Паниным [297] было предложено вносить поправки K_T и K_e в расчеты испарения и теплообмена. По его экспериментам эти погрешности оцениваются от 10 до 50 %. Значения этих поправок зависят от перепада влажности воздуха Δe и особенно от произведения $\Delta e V_z$, характеризующего зависимость влагопереноса от стратификации приводного слоя воздуха. Карты изменчивости K_T и K_e для Каспийского моря, построенные Паниным [240], были использованы для коррекции значений теплообмена и испарения, полученных по осредненной гидрометеоинформации.

Таким образом, поток тепла и влаги рассчитывался с учетом и без учета поправок K_e и K_T .

Расчет тепла, затрачиваемого на процессы таяния льда и выделяющегося при ледообразовании, производился по формуле

$$Q_i = q\rho'm, \quad (4.18)$$

где q — скрытая теплота затвердевания — равна теплоте плавления льда, $q = 333,7$ кДж/кг; ρ' — средняя плотность льда, равная 0,9 кг/дм³; m — масса льда, кг (произведение толщины на площадь и плотность льда).

Для анализа особенностей энергообмена по результатам расчетов были построены карты пространственного распределения характеристик теплообмена: радиационного, турбулентного, явного и скрытого, и результирующего для всех месяцев года, и графики годового хода составляющих теплового баланса для выбранных квадратов. В целях унификации характеристики в тексте приводятся за четыре месяца, характерных для четырех сезонов года.

Графики годового хода строились для квадратов (4, 7, 16, 25, 36, 44 и 54), выбранных таким образом, чтобы отразить особенности теплообмена моря с атмосферой в различных в гидрологическом отношении районах. Так, квадрат 4 — это мелководный район северо-восточной части Каспия, 7 — находится в центре Северного Каспия в струях волжских вод, 16 — характеризует запад Среднего Каспия, квадрат 25 — восток Среднего Каспия; 36 — находится на Апшеронском пороге; 44 — отражает режим самого глубоководного участка моря и 54 — участок иранского побережья.

Анализ пространственно-временной изменчивости B проводился для каждого из компонентов.

4.2. Характеристика радиационных условий

Радиационный режим подстилающей поверхности Каспийского моря является одной из важных характеристик теплового баланса. Большая широтная протяженность моря, неодинаковое поступление радиационного тепла в разных районах определяют различную интенсивность прогрева.

4.2.1. Суммарная и поглощенная солнечная радиация

Поступление солнечной радиации на поверхность Каспийского моря рассматривалось многими авторами [14, 217, 225, 306, 329]. Установлено, что суммарная солнечная радиация при безоблачном небе (Q_0) зависит от высоты солнца и прозрачности атмосферы над морем, которая в свою очередь зависит от температуры и влажности воздуха. Коэффициент прозрачности (P_s) уменьшается с повышением температуры воды и увеличением влажности. Рассчитанный по предложенной методике ГГО [328] P_s меняется по времени и по площади моря: от 0,80 в зимние месяцы до 0,68 летом [306].

Еще больше на суммарную радиацию влияет облачность. В наших расчетах Q_s получилась больше, чем у авторов [14, 22], на 10—15 %. Возможно, это объясняется разным значением солнечной постоянной, использованной в расчетах, и последующими уточнениями в расчетных формулах [331].

Рассматривая особенности радиационного режима Каспийского моря по площади, можно отметить следующее: на рис. 4.1, где приведены значения Q_s по данным четырех месяцев, видно, что большая изменчивость суммарной радиации наблюдается в январе — от 150 МДж/(м²·мес) на северо-западе моря до 310 МДж/(м²·мес) на юго-востоке. Такая же закономерность отмечается в апреле, только с меньшей изменчивостью: от 560 до 660 МДж/(м²·мес). В июле суммарная радиация почти однородна по всему морю — от 770 до 810 МДж/(м²·мес).

В октябре Q_s изменяется от 350 МДж/(м²·мес) на северо-западе до 480 МДж/(м²·мес) на юге моря. Годовое значение суммарной радиации изменяется от 5500 МДж/(м²·год) на северо-западе до 6700 МДж/(м²·год) — на юго-востоке моря. Таким образом, градиент суммарной радиации в течение всего года направлен с юго-востока на северо-запад (рис. П1.5). Такая же закономерность отмечалась в работах Архиповой, Самойленко, Рейфман [14, 217, 329].

Особенностью пространственного распределения Q_s является меридиональное направление изолиний потока тепла вдоль западного берега моря. На одной и той же широте приток Q_s в восточной части моря больше, чем в западной: в январе — на 30—50, апреле — на 20—29, июле — на 10, октябре — на 20—80, в целом за год — на 300—600 МДж/(м²·X год).

Причиной такого распределения является большая облачность над морем у западного побережья Среднего и Южного Каспия: зимой — до 7—8 баллов, весной и осенью — до 6—7 баллов. Облачность на западном побережье Среднего Каспия вообще больше во все сезоны года, что связано с циклонической деятельностью в этом районе [217], а также объясняется орографическим влиянием простираю-

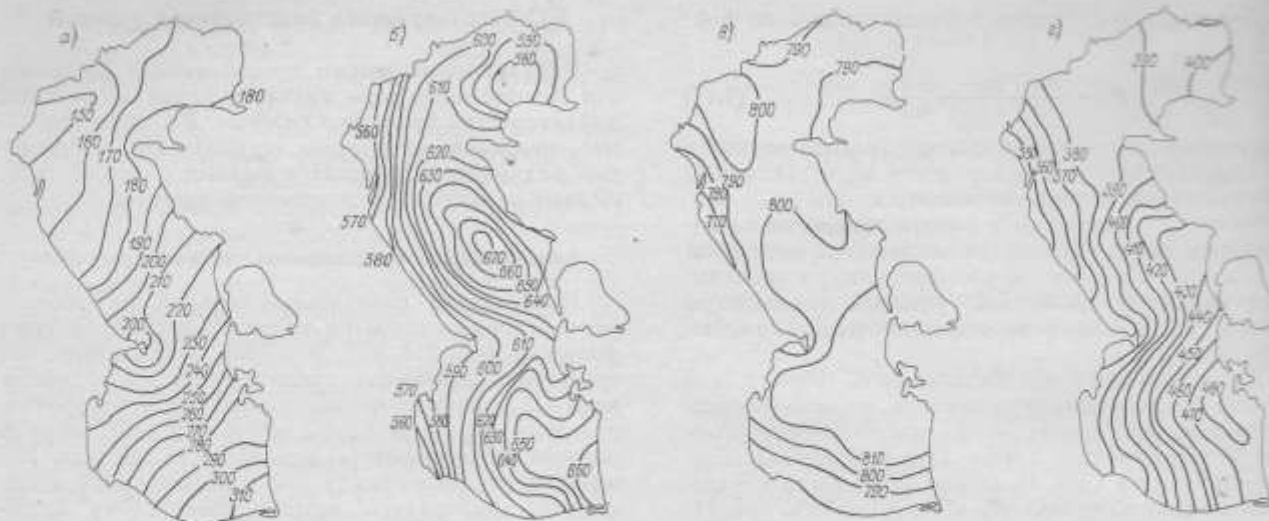


Рис. 4.1. Суммарная солнечная радиация (МДж/м²).
а — январь; б — апрель; в — июль; г — октябрь.

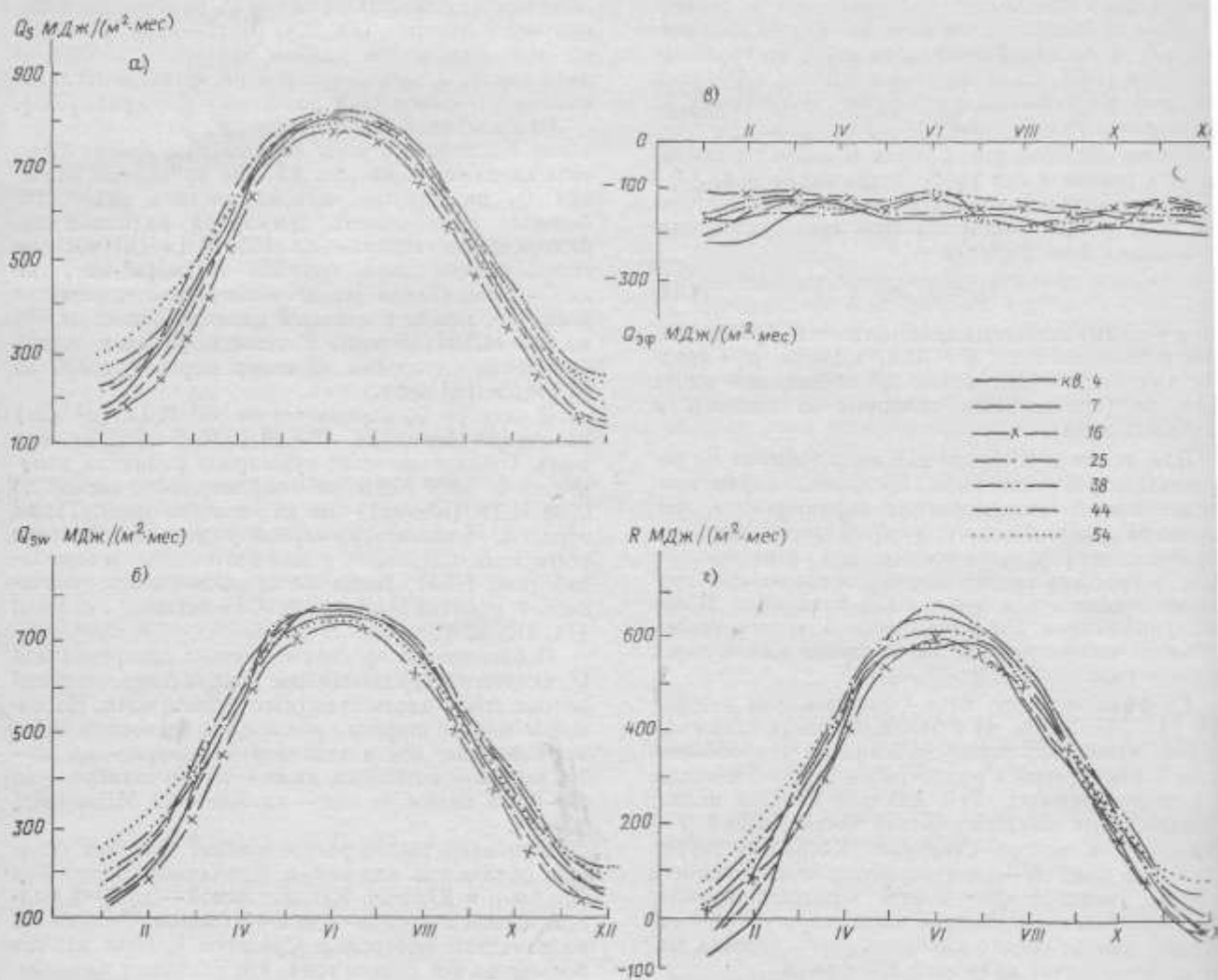


Рис. 4.2. Годовой ход суммарной солнечной радиации (а), поглощенной радиации (б), эффективного излучения (в) и радиационного баланса (г) в квадратах Каспийского моря.

щихся вдоль моря хребтов, которые располагаются поперек господствующих восточных и северо-восточных ветровых потоков. Это влияние проявляется в течение всего года и прослеживается далеко в открытом море.

В годовом ходе Q_s размах колебаний достигает 630—670 МДж/(м²·мес) в разных районах моря по данным семи указанных квадратов (рис. 4.2 а). Минимальные значения Q_s — 150—250 МДж/(м² × мес) — отмечаются в декабре, максимальные —

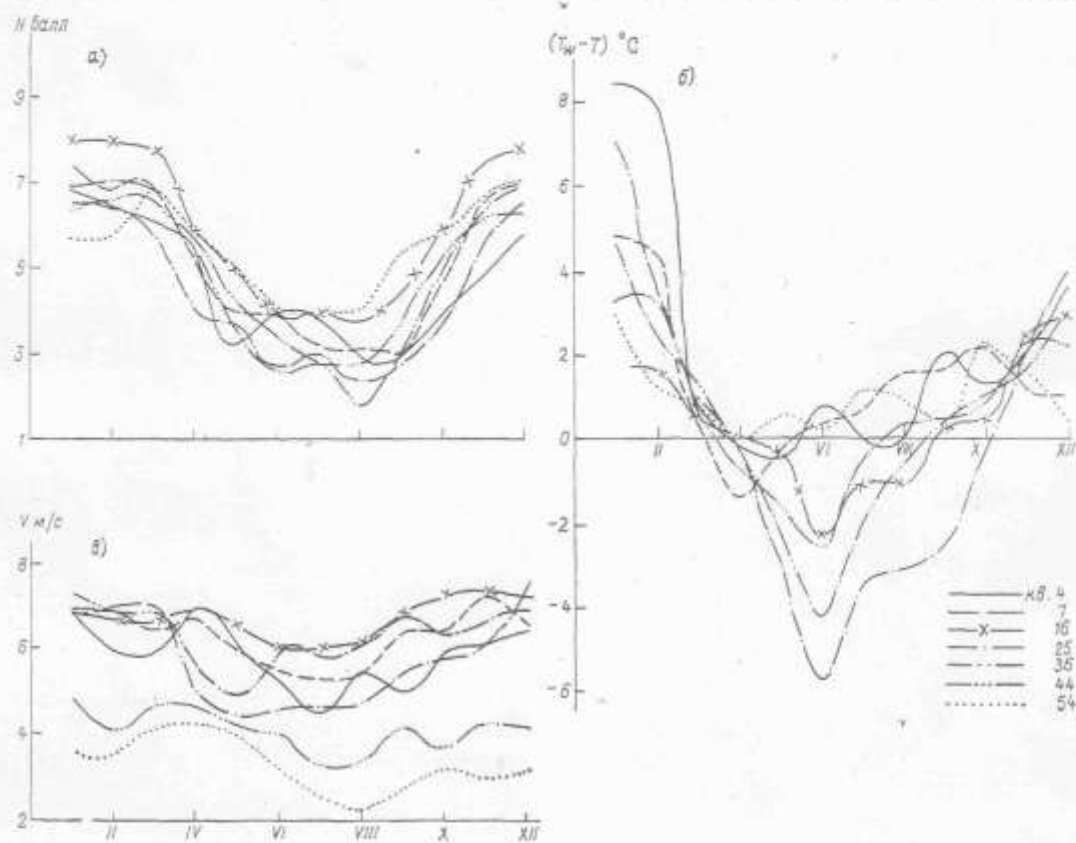


Рис. 4.3. Годовой ход облачности (а), разности температур воды и воздуха (б) и скорости ветра (в) в квадратах Каспийского моря.

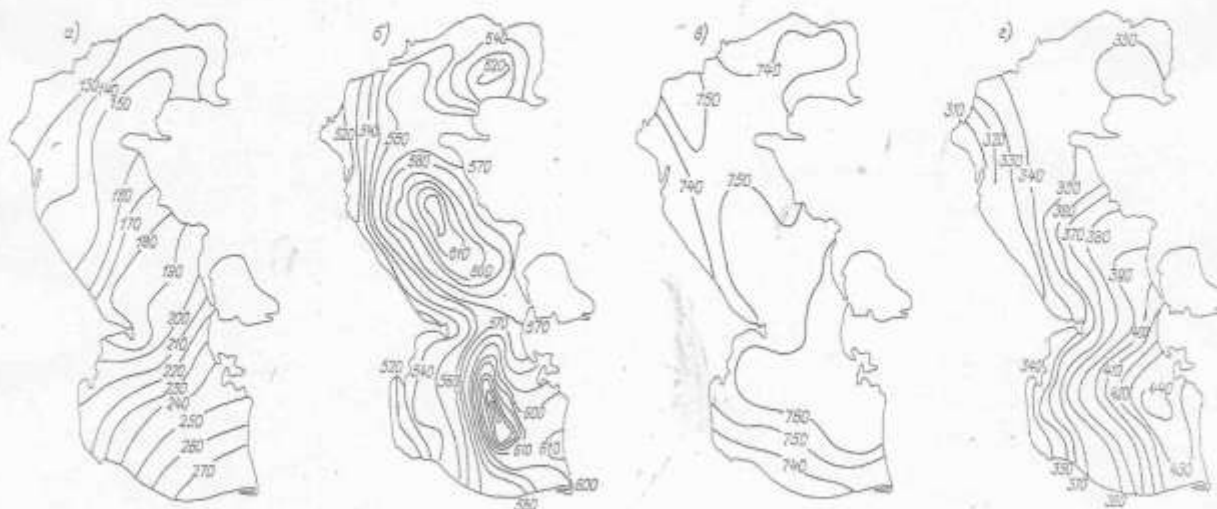


Рис. 4.4. Поглощенная солнечная радиация (МДж/м²).
а — январь; б — апрель; в — июль; г — октябрь.

780—830 МДж/(м²·мес) — в июле. Годовой ход облачности в этих квадратах приведен на рис. 4.3 а.

Поглощенная солнечная радиация ($Q_{\text{пл}}$), как правило, повторяет ход суммарной радиации вследствие относительно небольшой изменчивости альбедо водной поверхности (r). Только в зимние месяцы r увеличивается и, по данным [65], меняется в зависимости от толщины льда и характера снежного покрова на 15—65 %. На рис. 4.4 отмечается та же закономерность увеличения $Q_{\text{пл}}$ с северо-запада на юго-восток, но с меньшей разницей — на 20—50 МДж/(м²·мес).

На схемах отмечаются три максимума поглощенной радиации: над Уральской бороздиной в Северном Каспии, над глубоководными впадинами Среднего и Южного Каспия [520, 620 и 650 МДж/(м²·мес) соответственно].

Годовой ход поглощенной солнечной радиации, построенный для семи квадратов, приведен на рис. 4.2 б. Поглощенная радиация не имеет существенных различий в годовом ходе в разных точках. Размах $Q_{\text{пл}}$ составляет 600 МДж/(м²·мес) [от 120 до 720 МДж/(м²·мес)].

В Северном Каспии вследствие значительного увеличения альбедо до 40—60 % в зимние месяцы поглощенная часть солнечной радиации уменьшается. Поэтому в этот период разность между поглощенной радиацией на севере и на юге моря становится больше на 20—30 МДж/(м²·мес).

4.2.2. Эффективное излучение

Эффективное излучение в тепловом балансе Каспийского моря рассматривалось в работах [3, 217, 225, 306, 329]. Эффективное излучение, представляющее собой разность между длинноволновым излучением моря и атмосферы, играет важную роль наряду с коротковолновой радиацией. Эффективное излучение происходит непрерывно в течение суток и года [2]. Основными факторами, влияющими на $Q_{\text{эф}}$ при безоблачном небе, являются температура и влажность воздуха. С повышением температуры воздуха $Q_{\text{эф}}$ увеличивается, а с повышением абсо-

лютной влажности — уменьшается. Это связано с тем, что увеличивается противоионизация водяного пара.

Особенно сильно $Q_{\text{эф}}$ зависит от облачности, уменьшаясь при увеличении последней. В годовом ходе $Q_{\text{эф}}$ это влияние заметно по всему морю. Как отмечают авторы [14, 217], $Q_{\text{эф}}$ незначительно изменяется в течение года — от —102 до —285 МДж/(м²·мес).

В наших расчетах отмечена та же закономерность: наибольшие значения $Q_{\text{эф}}$ наблюдаются в период прогрева [—160... —180 МДж/(м²·мес)], наименьшие — в марте—апреле — почти по всему морю. На представленных кривых (рис. 4.2 в) видно, что изменения $Q_{\text{эф}}$ в течение года незначительны. Только зимой в Северном Каспии в прикромочных районах наблюдается повышение эффективного излучения до —230 МДж/(м²·мес). Оно почти в два раза превышает летнее значение $Q_{\text{эф}}$. Такое возрастание можно объяснить резким увеличением перепада температуры воды и воздуха в этот период. Это хорошо видно на рис. 4.3 б, где перепад $T_w - T$ составляет 8°C (точки 4, 7). Еще лучше эта особенность прослеживается на картах пространственного распределения эффективного излучения. На рис. 4.5 по всему Северному Каспию в январе отмечаются повышенные значения $Q_{\text{эф}}$ [—170... —220 МДж/(м²·мес)]. Можно указать еще одну причину повышенного значения $Q_{\text{эф}}$: зимой ледяная поверхность покрывается снегом, который поглощает длинноволновую радиацию и излучает почти полностью как черное тело ($\delta_{\text{снега}} = 1$). В январе вдоль западного побережья наблюдаются минимальные значения $Q_{\text{эф}}$, равные —110... —150 МДж/(м²·мес), а вдоль восточного — максимальные [—190... —230 МДж/(м²·мес)]. Это связано с большой облачностью на западе (до 7—8 баллов) и небольшой (до 4—5 баллов) в районах восточного побережья. Такое же распределение $Q_{\text{эф}}$ в пространстве отмечается в апреле, октябре и в целом за год (рис. П1.7), только лишь с меньшим градиентом. Исключение составляет июль, когда на восточном побережье из-за подъема

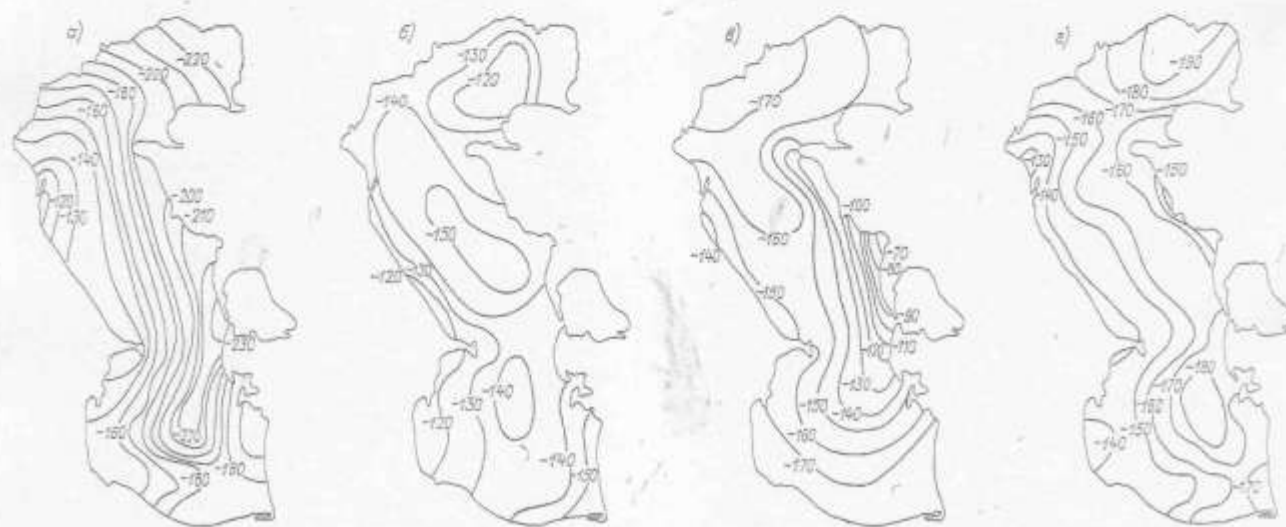


Рис. 4.5. Эффективное излучение (МДж/м²).
а — январь; б — апрель; в — июль; г — октябрь.

холодных глубинных вод (явление стога) $Q_{\text{эф}}$ уменьшается до $-70 \dots -100$ МДж/(м²·мес) и становится меньше, чем на западе на этих же широтах.

Таким образом, в Каспийском море наибольшие потери тепла путем эффективного излучения происходят в восточных его районах, а наименьшие — в районах с большой облачностью. Такие же закономерности отмечены в работах [14, 217, 329]. В целом по морю потери тепла путем эффективного излучения составляют 33 % в расходной части баланса.

4.2.3. Радиационный баланс

Радиационный баланс (R), представляющий собой разность между поглощенной радиацией и эффективным излучением, был рассчитан для каждого квадрата моря. Расчеты показали, что годовой ход идентичен годовому ходу суммарной и поглощен-

Каспию наблюдается равномерный рост R от 10 до 140 МДж/(м²·мес). Увеличение в апреле суммарной радиации сказывается заметно на пространственном распределении R . Для этого месяца характерно общее повышение R с северо-запада на юго-восток до 480 МДж/(м²·мес) и наличие двух максимумов в центре Среднего Каспия и на юго-востоке Южного Каспия. В июле на большей части моря наблюдается аналогичная картина, когда Q_s в большей степени определяет радиационный баланс поверхности, R менее изменчив по всему морю. Выделяются районы подъема холодных вод, где отмечается большой градиент 610—670 МДж/(м²·мес) с большими значениями R и район иранского побережья, где значения минимальны для данного месяца [(560 МДж/(м²·мес) × мес)]. В октябре наблюдается равномерное увеличение R с северо-запада на юго-восток от 170 до 260 МДж/(м²·мес). Годовое пространственное изменение R почти целиком повторяет годовое из-

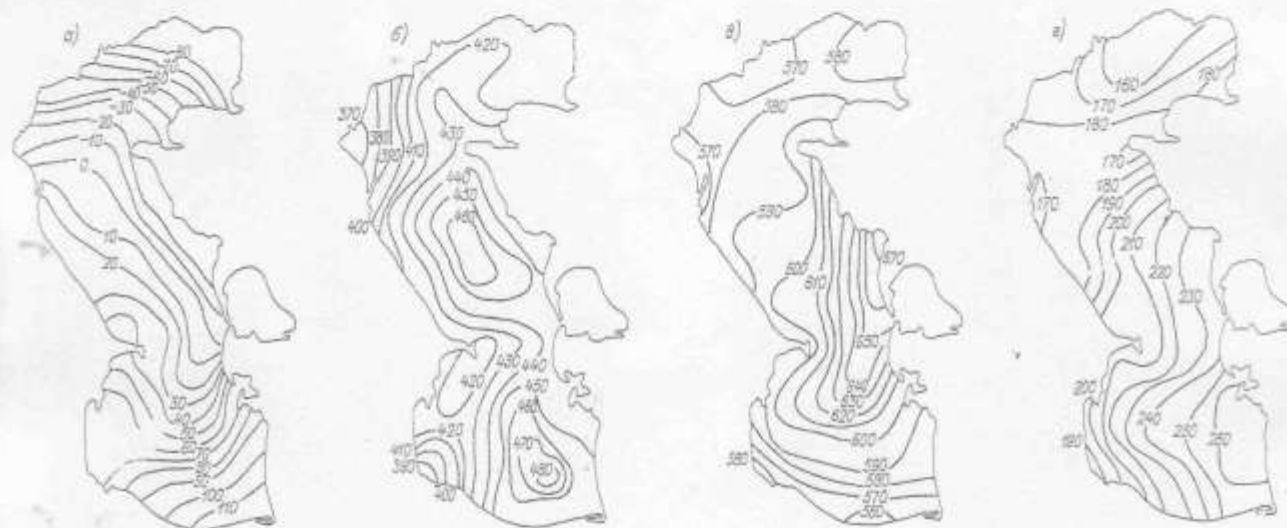


Рис. 4.6. Радиационный баланс (МДж/м²).
а — январь; б — апрель; в — июль; г — октябрь.

ной радиации. Это объясняется тем, что в годовом плане эффективное излучение незначительно меняется от месяца к месяцу. На рис. 4.2г видно, что радиационный баланс в рассматриваемых квадратах меняется от -100 до 700 МДж/(м²·мес). В холодную часть года с ноября по февраль R поверхности моря отрицательный для Северного Каспия и восточной половины Среднего Каспия. В Южном Каспии R положителен в течение всего года.

Все приведенные экстремумы по срокам соответствуют срокам минимальной и максимальной суммарной и поглощенной солнечной радиации (рис. 4.2а и б).

Схемы пространственного распределения R показывают (рис. 4.6), что в январе, когда Q_s незначительна, а $Q_{\text{эф}}$ еще меньше, радиационный баланс почти целиком определяется эффективным излучением и в Северном Каспии и в восточной половине Среднего Каспия становится отрицательным [$-10 \dots -80$ МДж/(м²·мес)]. От западных берегов Среднего Каспия и по всему Южному

Каспию наблюдается равномерный рост R от 10 до 140 МДж/(м²·мес) (рис. П.8).

Значения R , по данным Косарева и Пармузиной [225], совпадают с нашими результатами. Наши же близки к значениям R у Архиповой [14] и Самойленко [352] и отличаются от них только на 10—15 %.

4.3. Турбулентный теплообмен

Годовой ход конвективно-турбулентного теплообмена ($Q_{\text{кт}}$) по данным наших расчетов для отдельных квадратов моря показан на рис. 4.7а. Приведенные кривые свидетельствуют о том, что турбулентный обмен моря с атмосферой в течение полугода представляет собой отрицательную часть теплового баланса, т. е. море отдает тепло атмосфере. При этом максимум теплообмена приходится на холодное время года, а минимум — на теплое. В исследуемых квадратах переход от отрицательных значений к положительным происходит в середине апреля, а переход к отрицательным —

в сентябре. Изменчивость $Q_{кт}$ в течение года составляет от -400 до 150 МДж/(м²·мес), минимальные значения отмечаются в июле, а максимальные — в январе. Указанную особенность в годовом ходе $Q_{кт}$ можно объяснить соответствующим ходом разности температур воды и воздуха ($T_w - T_a$), которая возрастает в осенне-зимний период и уменьшается в летнее время (см. рис. 4.3 б).

Смена знака идентична весной, а осенью несколько различается. Так, в кв. 25 (у восточного побережья Среднего Каспия) переход к зимним условиям отмечается в октябре.

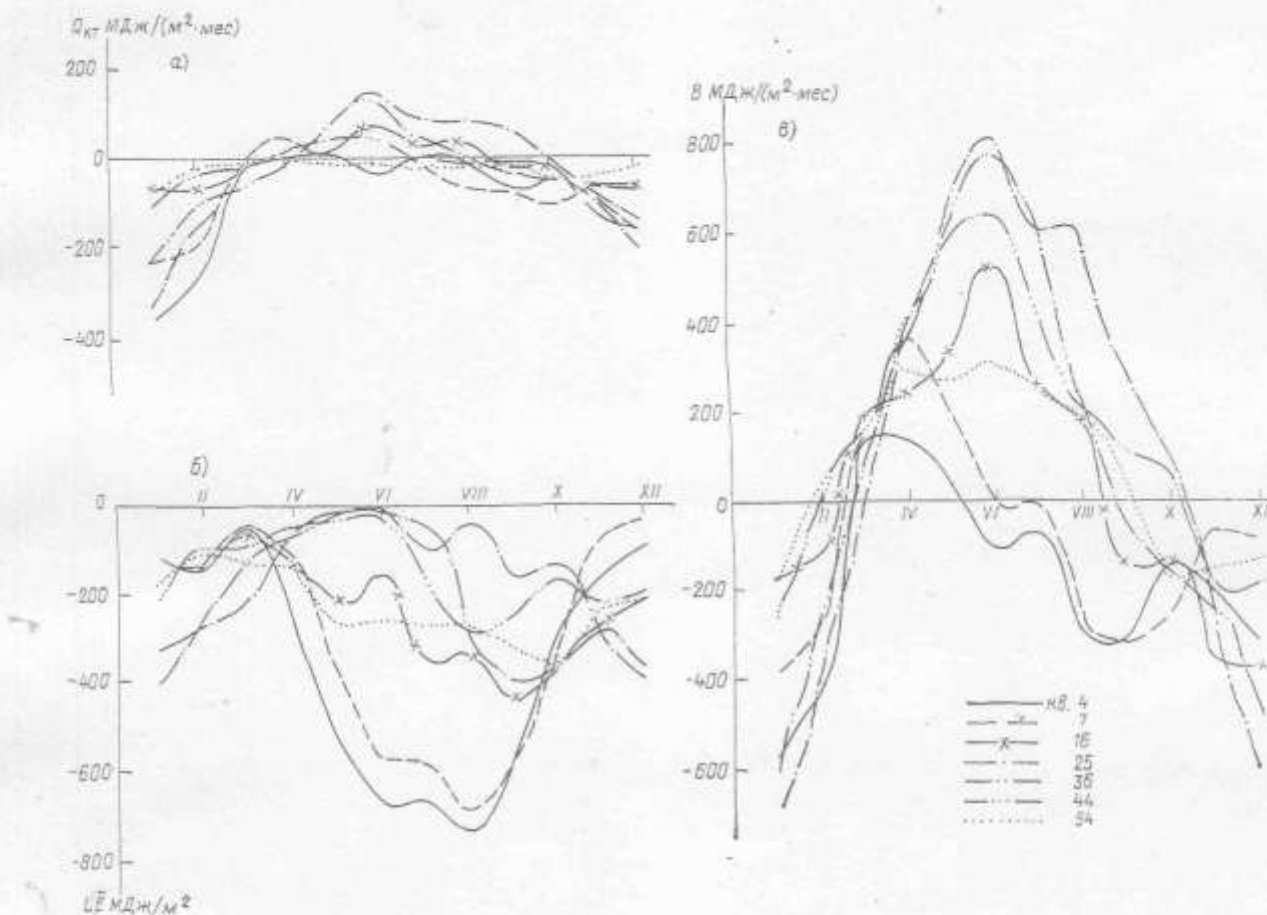


Рис. 4.7. Годовой ход конвективно-турбулентного теплообмена (а), затрат тепла на испарение (б) и теплового баланса (г) в квадратах Каспийского моря.

Пространственное распределение $Q_{кт}$ отличается значительным разнообразием в разные сезоны года. В январе (рис. 4.8) турбулентные потери тепла меняются в широких пределах в разных районах: в Северном Каспии от -150 на западе до -350 МДж/(м²·мес) на востоке, в Среднем Каспии от -70 до -270 МДж/(м²·мес), в Южном Каспии от -70 до 310 МДж/(м²·мес). Максимальные абсолютные значения $Q_{кт}$ отмечаются в районе, прилегающем к зал. Кара-Богаз-Гол [$390-430$ МДж/(м²·мес)]. У восточных берегов море в течение года путем турбулентного обмена получает и теряет больше тепла, чем у западных берегов. Способствуют этому большие

ному значению до 70 МДж/(м²·мес) и является наименьшим по всему морю.

В апреле $Q_{кт}$ невелик, но уже положителен [$10-50$ МДж/(м²·мес)]. Только в северо-западной части на мелководьях отмечаются еще отрицательные значения $Q_{кт}$ [-30 МДж/(м²·мес)]. По всему морю вода получает тепло из атмосферы. Изолинии $Q_{кт}$ имеют меридиональное направление. Максимальные значения $Q_{кт}$ [$40-50$ МДж/(м²·мес)] отмечаются в центральных районах Среднего и Северного Каспия и в Бакинской бухте.

В летний период теплообмен с атмосферой незначителен. В июле области с положительными значениями $Q_{кт}$ охватывают уже гораздо большую площадь со значениями до 50 МДж/(м²·мес). У восточного побережья Среднего Каспия отмечается максимум $Q_{кт}$ вследствие значительных разностей ($T_w - T_a$) в районе подъема глубинных вод, достигающих здесь $10-13^\circ\text{C}$.

В октябре пространственное распределение турбулентных потоков над морем обнаруживает четко выраженные закономерности: все море, за исключением восточных мелководий, теряет тепло, что свидетельствует об интенсивной теплоотдаче, особенно в центральном районе Северного Каспия и у западного побережья Южного Каспия [до $-150 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$]. В центральных районах моря потери составляют $-30 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$.

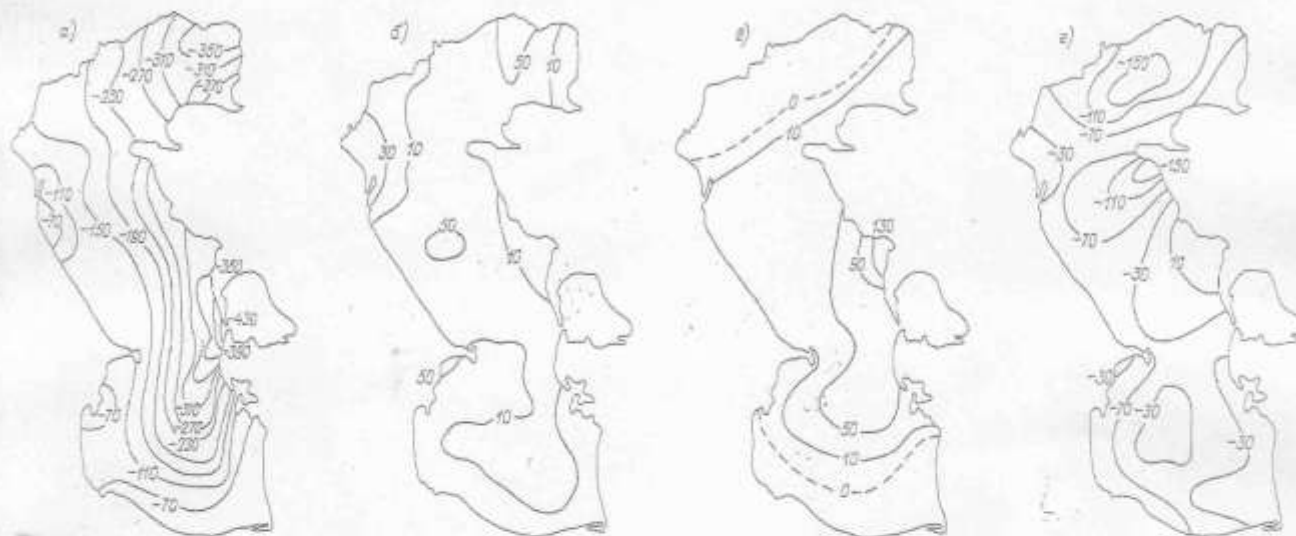


Рис. 4.8. Конвективно-турбулентный теплообмен ($\text{МДж}/\text{м}^2$).
а — январь; б — апрель; в — июль; г — октябрь.

Годовая карта $Q_{\text{кт}}$ (рис. III.9) свидетельствует, что наибольшее количество тепла море отдает в восточной части Северного Каспия [до $-1000 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})$] и на Апшеронском пороге [до $-600 \dots -900 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})$], наименьшее — на западном побережье и в Южном Каспии [$-200 \dots -400 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})$]. В целом по всему морю $Q_{\text{кт}}$ составляет $-590 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})$, или 11 % расходной части баланса. Полученное нами значение турбулентного обмена практически совпадает с данными предыдущих исследователей [14, 123, 352].

Из проведенных исследований можно сделать вывод, что $Q_{\text{кт}}$ не имеет такого большого удельного веса в расходной части теплового баланса, как, например, в северных морях (Баренцевом, Норвежском).

4.4. Затраты тепла на испарение

Ранее выполненные исследования по испарению [1, 14, 57, 123, 125, 297, 352] свидетельствуют о том, что затраты тепла на испарение в значительной степени определяются градиентом влажности в приземном слое воздуха и скоростью ветра. Роль потока скрытого тепла в тепловом балансе поверхности моря велика. Затраты тепла на испарение являются главным компонентом теплоотдачи моря в атмосферу и поэтому всегда отрицательны.

Годовой ход LE приведен на рис. 4.7б. Характер кривых противоположен распределению $Q_{\text{кт}}$. Минимум E и LE наблюдается в зимние месяцы

и в марте в Северном Каспии (квадраты 4 и 7). Наибольших значений LE достигает в июле — августе.

В Среднем Каспии характер изменений E и LE у западных и восточных берегов различен: минимум у западных берегов наблюдается в марте, максимум — в июле — августе (квадрат 16). У восточного побережья минимум наблюдается в июне, а максимум смещается на декабрь (квад-

рат 25). В Южном Каспии максимум наблюдается в августе на западе, на восточном побережье — в сентябре. В целом скрытый поток тепла варьирует между -50 и $-780 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$. Изменчивость LE в летнее время значительно больше.

Пространственное распределение LE заметно отличается в разные сезоны года (рис. 4.9).

В январе теплоотдача за счет испарения меняется от $-110 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$ в Северном Каспии до $-410 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$ на Апшеронском пороге. Здесь располагается область максимального E и LE . На самом юге Южного Каспия LE составляет $-150 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$, а в центре $-200 \dots -300 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$.

Весной поток скрытого тепла имеет в основном незначительную пространственную изменчивость. В апреле над глубоководными районами Среднего и Южного Каспия эта характеристика меняется от -30 до $-150 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$. В Северном Каспии отмечаются наибольшие тепловые потери в этом месяце в районах восточных мелководий и западном мелководье, где LE составляет $-270 \dots -310 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$ соответственно, тогда как в центральной части LE составляет $-110 \dots -150 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$. Испарение в прибрежных районах составляет $100-120 \text{ мм}/\text{мес}$.

В июле затраты тепла на испарение меняются по акватории моря от -30 до $-800 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$. Наибольшие потери отмечаются по всему Северному Каспию, особенно в восточном районе. На границе со Средним Каспием отмечается большой градиент LE . Другой максимум потерь тепла

на испарение — район Апшеронского полуострова и Бакинской бухты, где LE составляет $-350 \dots -500$ МДж/(м²·мес) из-за больших скоростей ветра, и районы восточных мелководий Южного Каспия и Краснодарского залива [$-350 \dots -500$ МДж/(м²·мес)]. Минимальные потоки тепла отмечены в этот период у восточного побережья Среднего Каспия [$-30 \dots -100$ МДж/(м²·мес)], где происходит подъем холодных глубинных вод,

Самойленко [352], $-2322 \dots -2272$ МДж/(м² × год). Таким образом, поток скрытого тепла является главным компонентом теплоотдачи моря в атмосферу и составляет 56 % всей расходной части. Испарение в Северном Каспии составило 1440 мм, в Среднем — 1039, в Южном — 1193 мм. Эти значения несколько выше, чем при расчете испарения без поправок K_e , но встречались в более ранних расчетах [14, 297]. В разделе «Водный

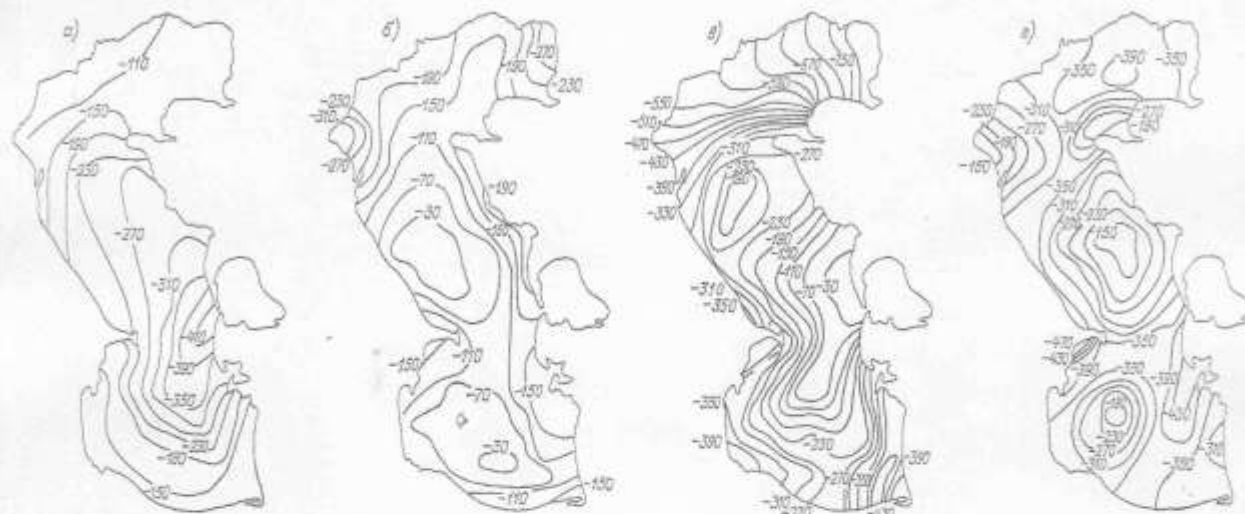


Рис. 4.9. Затраты тепла на испарение (МДж/м²).
а — январь; б — апрель; в — июль; г — октябрь.

язык которого прослеживается далеко в Южном Каспии.

В октябре пространственное распределение LE характеризуется общим понижением теплопотерь в Северном Каспии и, наоборот, их повышением — в Среднем Каспии, у восточного побережья. Эта особенность объясняется изменением ветровой ситуации над водным бассейном, прекращением подъема холодных вод и поступлением теплых вод из Южного Каспия, где в это время из-за большого прогрева наблюдаются высокие значения E (150 мм/мес в районе Апшерона и на восточном побережье) и высокие значения LE [$-350 \dots -430$ МДж/(м²·мес)]. Общий интервал изменений LE в октябре составляет $-150 \dots -470$ МДж/(м²·мес).

На карте годовых изменений теплопотерь при испарении хорошо выделяются районы максимумов и минимумов (рис. П.10). Максимум — на северо-востоке Северного Каспия [-4100 МДж/(м² × год)]. Два других — в Южном Каспии, у Апшеронского и Краснодарского заливов [-3500 и -4300 МДж/(м²·год) соответственно] из-за больших ветров; в восточных мелководьях до -3900 МДж/(м²·год). Минимум испарения у западного побережья Среднего Каспия наблюдается [$-2300 \dots -2500$ МДж/(м²·год)] из-за малых ветров, а также в центральных районах Среднего и Южного Каспия [-1900 МДж/(м²·год)].

По нашим подсчетам, испарение в среднем по всему морю с учетом поправок на дефицит влажности (K_e) составляет 1234 мм, а $LE = -3036$ МДж/(м²·год), по Архиповой [14] и

баланс» данной монографии испарение для всего моря оказалось на 20–25 см меньше наших расчетов, так как использовались другие ряды наблюдений и не учитывались поправки на дефицит влажности.

4.5. Тепловой баланс

Годовой ход теплового баланса (B) поверхности моря в семи различных квадратах представлен на рис. 4.7 в. Тепловой баланс меняется в больших пределах: от -700 до 800 МДж/(м²·мес). В период с марта по июнь тепловой баланс положительный для Северного Каспия (квадраты 4, 7), а с июля уже отрицательный. Это значит, что с марта по июнь море накапливает тепло, а с июля по март теряет его. Особенно большие потери — в сентябре и январе — феврале. В целом в Северном Каспии расход тепла вдвое превышает приход.

В Среднем Каспии смена знака теплового баланса сдвинута на сентябрь у западного побережья, а у восточного — на ноябрь, т. е. время накопления тепла увеличивается на три месяца и составляет семь месяцев (квадраты 6, 25).

В Южном Каспии годовой ход наиболее равномерен. В глубоководных районах преобладает положительный баланс. Если в Северном и Среднем Каспии преобладает расход, а в Южном — приход, то равновесие наступает в результате адвекции тепла с юга. Тепловой баланс поверхности моря испытывает большие колебания от месяца к месяцу. В холодную половину года, так же как и

в теплую, различие суммарного теплообмена может составлять $-700 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$ в разных квадратах. В январе повсюду баланс отрицательный (рис. 4.10), причем наибольшие потери тепла происходят на границе Среднего и Южного Каспия — на Апшеронском пороге [$-800 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \times \text{мес})$]. Меньшие потери (до $-300 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$) наблюдаются у западных берегов Среднего и Южного Каспия. На северо-востоке Северного Каспия $B = -500 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$. Отмеченные особенно

В центре Южного Каспия наблюдается область с пониженной теплоотдачей [$-50 \dots -100 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$].

В то же время в центре Северного Каспия теплоотдача составляет $-400 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$. Большие значения результирующего потока отмечаются у Апшеронского полуострова и в Бакинской бухте [$-200 \dots -300 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$].

В годовом тепловом балансе выделяются области больших положительных и отрицательных

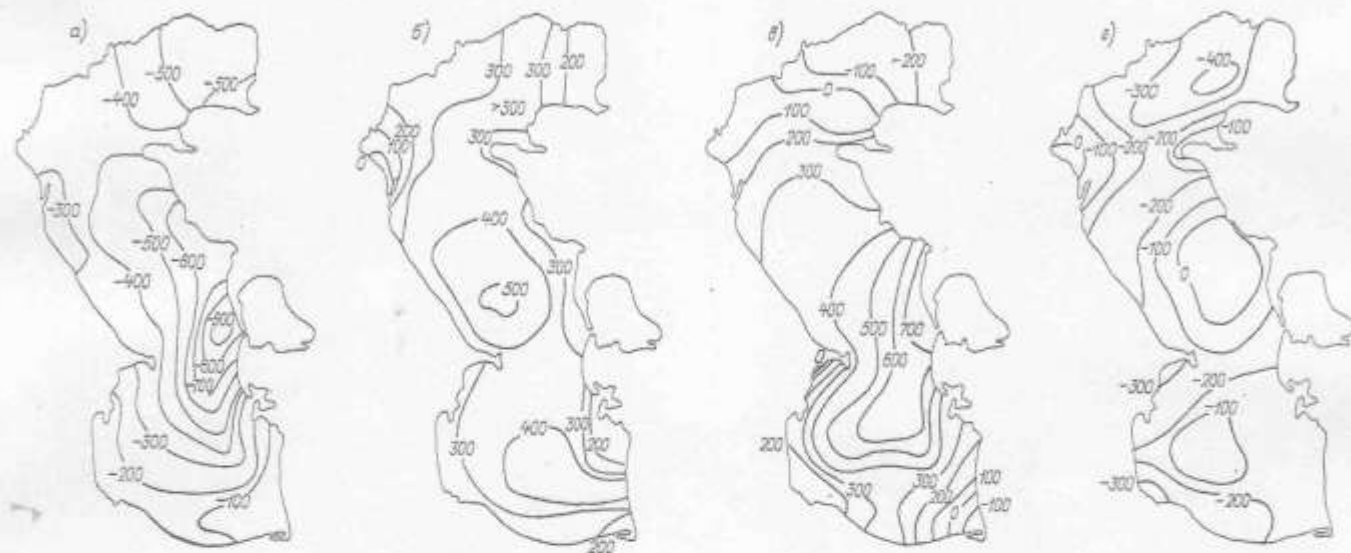


Рис. 4.10. Тепловой баланс (приход — расход тепла) ($\text{МДж}/\text{м}^2$).
а — январь; б — апрель; в — июль; г — октябрь.

сти хорошо согласуются с перепадом ($T_{\text{ш}} - T$). Кроме того, аналогичная картина наблюдается при анализе карт пространственного распределения турбулентного обмена и потоков скрытого тепла в январе. В апреле на всей акватории наблюдается положительный тепловой баланс, т. е. море аккумулирует тепло. Наибольший приток тепла к поверхности моря наблюдается в центральных глубоководных районах Среднего и Южного Каспия [$400-500 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$]. В прибрежных районах он составляет $200-300 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$.

В июле тепловой баланс положителен и по абсолютному значению больше, чем в апреле. Наибольших значений результирующий теплообмен достигает в центре Южного Каспия [$400-600 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$]. В этих районах моря подъем холодных вод и малое испарение вызывают большой приток тепла.

В мелководных районах Северного Каспия вследствие большого расхода тепла на испарение наблюдается незначительный отрицательный тепловой баланс даже в июле: $-100 \dots -200 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \times \text{мес})$ (на самых восточных мелководьях). Здесь же проходит нулевая граница между положительными и отрицательными значениями B . Такая же область отмечается в Бакинской бухте и на юго-восточном мелководье.

В октябре тепловой баланс по всему морю отрицательный, кроме районов восточного побережья и центрального в Среднем Каспии, где B положительный [$55-85 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$].

значений [$1100-1700 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})$]. У восточного побережья Северного Каспия, в Апшеронском районе и в Красноводском заливе, где отмечается большое испарение, преобладает значительный расход тепла, он составляет $-1700; -1000; -900 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})$ (рис. П.11). На всей северной части Каспийского моря господствует отрицательный баланс тепла поверхности моря, восполняемый значительным притоком тепла с юга, о чем будет сказано ниже. В Среднем Каспии преобладает положительный тепловой баланс, равный $100-1000 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})$. В центральной части Южного Каспия баланс положительный [$1500 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})$], в Апшеронском районе и в районе, прилегающем к Красноводскому заливу, — отрицательный, равный $-1100 \dots -900 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})$.

Результирующий тепловой поток (неполный тепловой баланс) для Северного, Среднего и Южного Каспия составляет $-952; 632; 587 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \times \text{год})$ соответственно.

С учетом площадей отдельных частей моря было получено среднее значение теплового баланса для всего моря: $142 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})$, что составляет $2,4\%$ общего годового прихода тепла [$6057 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{год})$].

Таким образом, если считать, что среднегодовое тепловое баланс Каспийского моря, как замкнутого моря, должен быть равен нулю, то $2,4\%$ можно рассматривать как погрешность расчета.

4.6. Энтальпия и теплооборот

Исследование энтальпии (теплосодержания) деятельного слоя Каспийского моря явилось логическим продолжением расчета теплового баланса для завершающего расчета адвекции тепла в море за последние 25—30 лет. Материалами послужили данные по температуре воды, снятые в центре квадратов с карт среднемноголетней температуры с горизонтов 0, 10, 25, 50, 100 и 200 м.

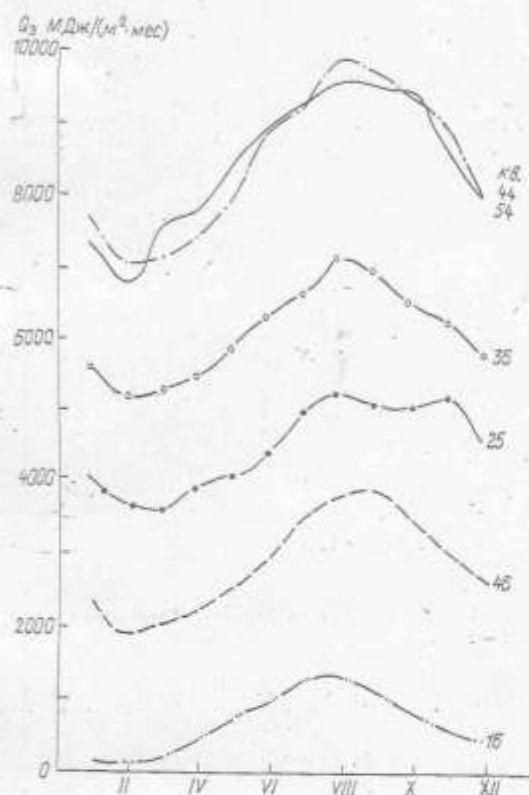


Рис. 4.11. Годовой ход энтальпии деятельного слоя моря в различных квадратах.

Расчет энтальпии производился по формуле:

$$Q_2 = C_p \rho_w H T_w, \quad (4.19)$$

где Q_2 — энтальпия; C_p — удельная теплоемкость морской воды; ρ_w — плотность воды; H — толщина водного слоя.

В соответствии с формулой (4.19) первоначально необходимо было определить среднюю глубину в каждом из 56 квадратов моря и среднюю температуру слоев воды 0—10, 10—25, 25—50, 50—100, 100—200 м. Средний уровень за исследуемый период (1950—1985 гг.) составил —28,5 м. На этот уровень и были определены объемы и площади каждого квадрата. Средние температуры были вычислены для каждого квадрата по графикам годового хода на каждом горизонте и затем определены средние для слоев воды. Анализ графиков годового хода позволил определить нижнюю границу деятельного слоя, где годовые изменения температуры не превышают 1°C. В квадратах, где средние глубины меньше 10 м, за температуру толщи воды принималась среднемноголетняя температура на поверхности моря. В районах,

где глубина меньше 200 м, за нижнюю границу принималась поверхность дна моря; там, где глубина больше 200 м, за нижнюю границу принималась глубина 200 м.

Вычислялись следующие параметры: энтальпия по слоям до дна, суммарная энтальпия, приращение энтальпии деятельного слоя от месяца к месяцу, годовой внутренний теплооборот, адвекция тепла течениями. Результаты расчета энтальпии приведены на рис. 4.11.

Как видно из представленных кривых, энтальпия слоя 0—дно везде имеет четко выраженный годовой ход. Рост энтальпии начинается в основном в марте и только в некоторых квадратах — в апреле. В мелководных районах Северного Каспия — в феврале — марте. Здесь же отмечается раннее наступление максимальной энтальпии — в июне — июле. В глубоководных районах Среднего и Южного Каспия максимум наступает в августе (квадраты 16, 36, 44), а в некоторых районах — в сентябре. У восточного побережья Среднего Каспия (квадраты 20, 24, 25, 26, 29, 37) отмечаются два максимума — в июне и октябре — ноябре — вследствие влияния выхода холодных вод в летние месяцы. В Северном Каспии максимум энтальпии составляет в квадратах 4 и 7 соответственно 174 и 369 МДж/(м²·мес), в Среднем Каспии в квадратах 16 и 25 — 1283 и 5195 МДж/(м²·мес), в Южном Каспии в квадратах 36, 44, 46, 54 — соответственно 7135; 3857; 9841; 9533 МДж/(м²·мес).

Убывание энтальпии в мелководных районах Северного Каспия начинается в августе и составляет 30—70 МДж/(м²·мес) в квадратах 4 и 7, в Среднем Каспии быстрое уменьшение отмечается в сентябре — октябре до 300 МДж/(м²·мес) в квадрате 16, 459 МДж/(м²·мес) — в квадрате 36. В Южном Каспии наиболее интенсивное уменьшение отмечается в октябре — ноябре: в квадрате 44 — 432 МДж/(м²·мес), в квадрате 54 — 714 МДж/(м²·мес). В мелководьях Южного Каспия (квадраты 47, 52) разность энтальпии в октябре и ноябре составляет 143 и 537 МДж/(м²·мес). Из расчетов следует, что интенсивность процессов теплонакопления и теплопотерь наибольшая в мелководных районах, а энтальпия наибольшая в глубоководных районах.

Годовой теплооборот в море является количественным выражением процессов накопления и расхода тепла водными массами. Теплооборот определяется как разность между максимальной и минимальной энтальпией водных слоев. Поэтому годовой теплооборот можно рассматривать в качестве показателя интенсивности процессов, происходящих в деятельном слое. Эта величина, таким образом, может характеризовать интенсивность годового теплообмена в различных районах моря.

Теплооборот зависит от многих факторов: климатических условий района, адвекции тепла течениями, эффекта образования и таяния льда. Эти факторы подвержены заметной межгодовой изменчивости, вследствие чего и годовой теплооборот будет меняться соответственно от года к году.

По нашим расчетам среднемноголетний теплооборот (1950—1983 гг.) в Северном Каспии составил 470 МДж/(м²·год), в Среднем Каспии — 1946 МДж/(м²·год), в Южном — 2294 МДж/(м²·год).

× год). Среднегодовое значение по всему морю составило 1685 МДж/(м²·год). Эти значения несколько больше, но близки к данным Архиповой [14].

На карте пространственного распределения теплооборота (рис. П.12) отмечается значительная изменчивость многолетнего теплооборота: от 200 МДж/(м²·год) в Северном Каспии до 3200 МДж/(м²·год) — в Южном. На карте выделяются две области значительного годового теплооборота: у западных берегов Среднего Каспия, где теплооборот составил 2600 МДж/(м²·год), и в Южном Каспии, в северо-западной его части — 3000—3200 МДж/(м²·год). Здесь же у выхода из Бакинской бухты отмечаются большие горизонтальные градиенты теплооборота: от 1000 до 3000 МДж/(м²·год), у о. Огурчинского — от 800 до 1800 МДж/(м²·год) на границе Северного и Среднего Каспия — от 800 до 1600 МДж/(м²·год). По расчетам был построен график зависимости теплооборота от средней глубины. График показывает, что до глубины 20—25 м связь линейна. При увеличении глубины на 1 м теплооборот увеличивается на 80—90 МДж/(м²·год). Эти значения близки к данным Архиповой [14].

4.7. Адвекция тепла течениями

Оценить адвекцию тепла независимым методом в настоящее время не представляется возможным. Нами применен косвенный метод оценки адвекции, который неоднократно применялся для расчета различными авторами в различных морях (В. В. Шулейкин, Е. И. Серяков, Джекобс, Мацузава и т. д.). Адвекция тепла (холода) определялась для каждого месяца как разность между изменением энтальпии деятельного слоя моря и тепловым балансом. Указанный метод с успехом можно применять для замкнутого бассейна, в котором среднегодовое значение теплового баланса должно быть близко к нулю:

$$A_m = \Delta Q_{эм} - B_m, \quad (4.20)$$

где A_m — значения адвекции по месяцам; $\Delta Q_{эм}$ — приращение энтальпии от месяца к месяцу в квадратах; B_m — тепловой баланс по месяцам.

В целом за год адвекция получилась равной сумме месячных значений теплового баланса, но с противоположным знаком.

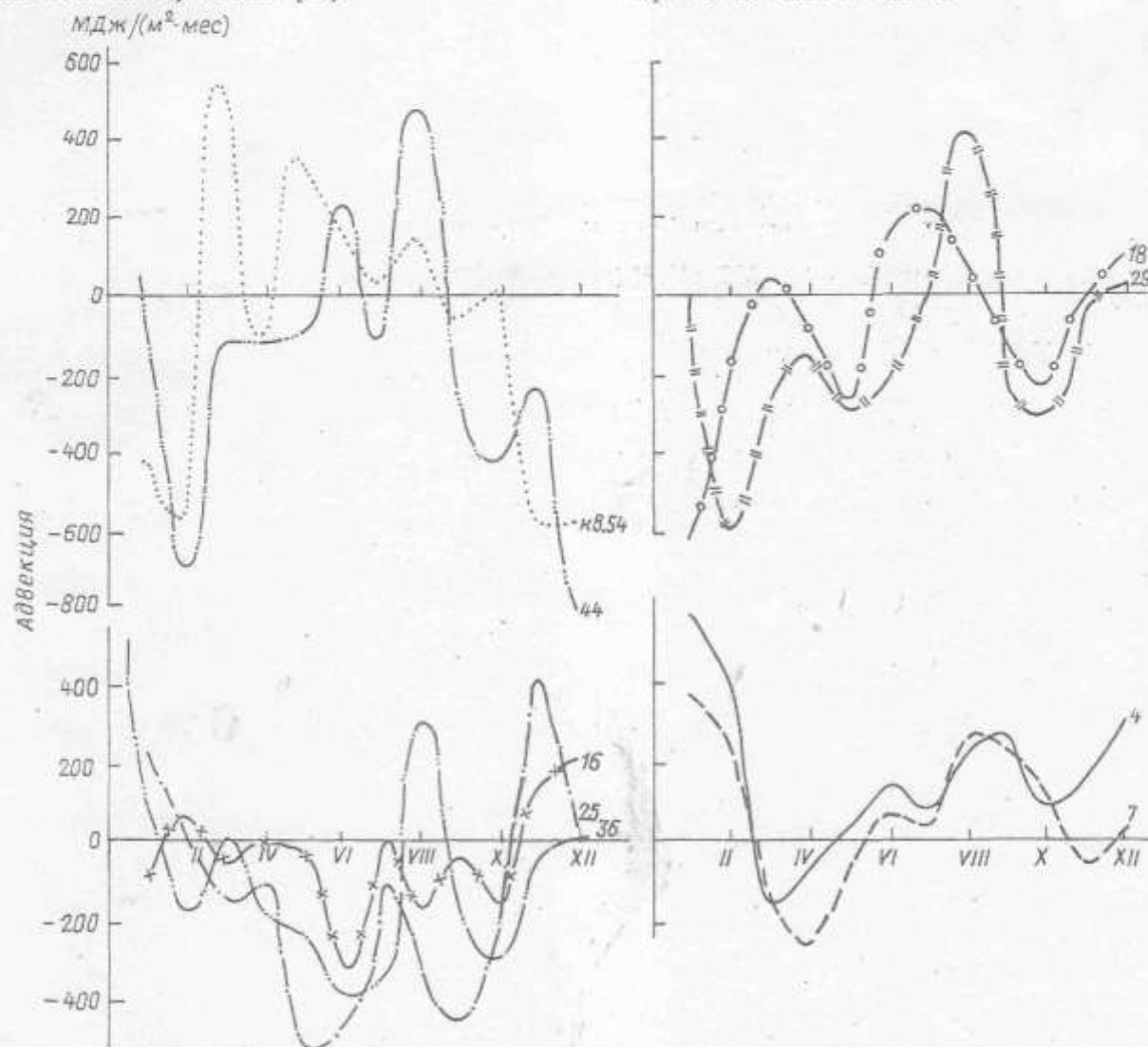


Рис. 4.12. Годовые изменения адвекции в деятельном слое моря в различных квадратах.

Построены графики годового хода адвекции тепла и карты пространственного распределения адвекции по сезонам.

На графике годового хода адвекции видно, что в Северном Каспии она изменяется от -245 до 600 МДж/(м²·мес) (квадраты 4, 7) и что зимой и осенью адвекция положительна (приток тепла), а летом происходит отток тепла (с марта по июнь) (рис. 4.12). В Среднем Каспии у западного побережья (квадрат 16) зимой и осенью адвекция положительная, весной и летом — отрицательная

($\times$ мес)] и глубоководном северо-западном районе Южного Каспия [до -900 МДж/(м²·мес)].

На апрельской карте распределения адвекции тепла видно, что устанавливается весенне-летний режим: из мелководий Северного и Южного Каспия происходит отток тепла. Вдоль западного и восточного побережий Среднего Каспия проходит демаркационная линия нулевых значений адвекции тепла. По всему морю адвекция составляет в среднем $-100 \dots -300$ МДж/(м²·мес). В июле воды в Северном Каспии теплее, чем в Среднем,

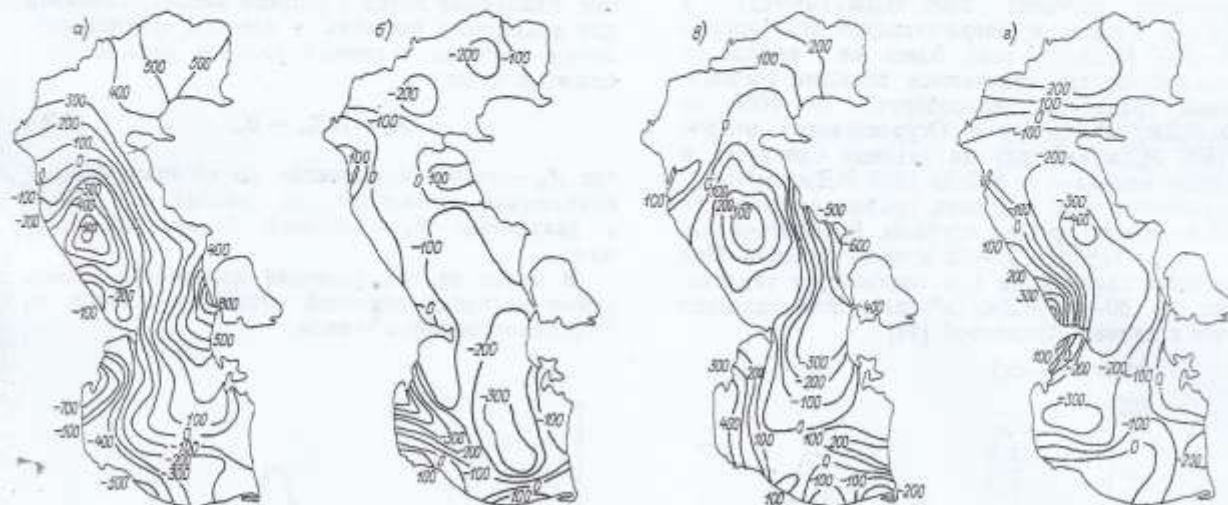


Рис. 4.13. Адвекция тепла течениями (МДж/м²).
а — январь; б — апрель; в — июль; г — октябрь.

с абсолютными значениями $200-350$ МДж/(м²·мес). У восточного побережья (квадрат 25) зимой — приток тепла, летом — отток со значениями 200 и -500 МДж/(м²·мес). Отмечаются два минимума; очевидно, это связано с подъемом холодных вод. На границе Северного и Среднего Каспия (квадрат 18) и на границе Среднего Каспия с Южным (квадрат 29) с января по май происходит отток тепла в Северный и Южный из Среднего Каспия до 600 МДж/(м²·мес), а летом — приток тепла из Северного и Южного Каспия, равный $300-400$ МДж/(м²·мес).

Годовой ход адвекции в Южном Каспии носит более сложный характер. Зимой и осенью в глубоководных районах моря (квадраты 44 и 54) происходит отток тепла, а летом — приток. Размах годовых колебаний — от 550 до -800 МДж/(м²·мес).

Пространственное распределение адвективного притока тепла отражено на схематических картах для четырех сезонов (рис. 4.13). В январе схематическая карта показывает зимнее распределение адвекции тепла течениями. По всему Северному Каспию, вдоль восточного побережья Среднего Каспия и на мелководьях Южного Каспия наблюдается приток тепла от 100 до 800 МДж/(м²·мес). Максимум притока наблюдается на северо-востоке Северного Каспия [500 МДж/(м²·мес)] и в районе, прилегающем к прол. Кара-Богаз-Гол [800 МДж/(м²·мес)]. Области максимального оттока тепла находятся в глубоководном центральном районе Среднего Каспия [до -600 МДж/(м²·мес)]

поэтому почти со всей акватории Северного Каспия происходит отток теплых вод [$100-200$ МДж/(м²·мес)]. В глубоководных частях Среднего и Южного Каспия отмечаются положительные значения адвекции тепла, равные соответственно 300 и 400 МДж/(м²·мес), а вдоль восточного побережья Среднего Каспия вследствие подъема холодных глубинных вод наблюдается отток тепла, равный $-300 \dots -600$ МДж/(м²·мес). В Апшеронском районе, где отмечается большое испарение и затрачивается много тепла, возникает компенсационный приток воды и поступление тепла из других районов.

В октябре на Северном Каспии устанавливается осенне-зимнее распределение адвекции тепла, т. е. наблюдается приток тепла. Из Среднего и Южного Каспия наблюдается отток тепла в Северный Каспий. Значения адвекции незначительны — от $100-200$ МДж/(м²·мес) в Северном Каспии до -300 МДж/(м²·мес) в Южном и -400 МДж/(м²·мес) в Среднем Каспии.

Годовая карта адвекции тепла представляет собой карту теплового (результатирующего) баланса, но только с обратным знаком (см. рис. П.11). Во всем Северном Каспии существует положительный приток из Среднего Каспия, имеющий особенно большие значения на бессточных мелководьях, что свидетельствует об интенсивном турбулентном переносе тепла от центральных районов к берегам.

Средний Каспий почти круглый год отдает тепло, а в Южном, как и в Северном Каспии, про-

исходит перенос тепла от глубоких к мелководным районам моря.

Еще нагляднее это видно на рис. 4.14, где приведен годовой ход средней адвекции для Северного, Среднего и Южного Каспия. Здесь Средний Каспий круглый год является поставщиком тепла в Северный, а Южный Каспий восемь месяцев отдает тепло на север и в мелководья, а четыре месяца получает тепло.

В целом для всего моря адвективный приход и расход тепла должны полностью компенсироваться. По нашим расчетам получился избыток тепла, равный $141 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{мес})$. Это составляет $2,4\%$ общей адвекции и характеризует неувязку расчетов.

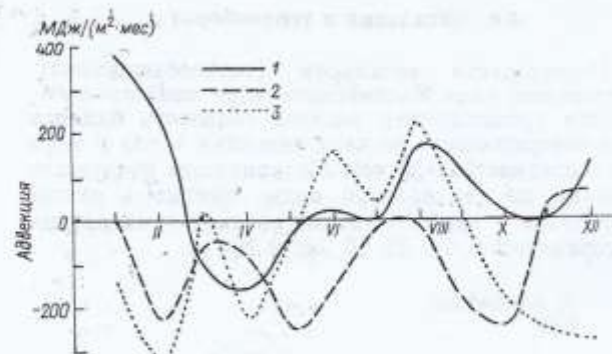


Рис. 4.14. Годовые изменения средней адвекции тепла в Северном (1), Среднем (2) и Южном (3) Каспии.