

Глава 4

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ И ХАРАКТЕРИСТИК ЛОКАЛЬНОГО ТЕПЛООБМЕНА И ИСПАРЕНИЯ

Результаты, представленные в этой главе, отличаются от более ранних публикаций об испарении и теплообмене Каспийского моря не только тем, что они получены по усовершенствованной методике, но в первую очередь тем, что они базируются на первичной гидрометеорологической информации. Результаты исследования, изложенные в предыдущей главе [Панин, 1985, б; Панин и др., 1985; Ларин, Панин, 1985], показывают, что учет рассмотренных эффектов должен привести к уточнению существующих представлений об испарении и теплообмене Каспийского моря. Можно предполагать, что эти уточнения должны касаться в основном особенностей пространственно-временной их изменчивости.

Известно, что при решении задач взаимодействия водоема и атмосферы наряду со сведениями об интенсивности тепловлагообмена представляется важным располагать данными и о коэффициентах тепловлагообмена, параметре стратификации (например, длине Монина–Обухова), отношении Боуэна и др. Информации об этих параметрах для моря нет. Поэтому она здесь будет представлена по возможности полно.

Очевидно также и то, что практически очень важно располагать информацией не только о полях характеристик взаимодействия моря с атмосферой но и о полях гидрометеорологических данных. Сводка таких данных, обобщенных на начало 60-х годов, приведена в комплексном гидрометеорологическом атласе [Комплексный гидрометеорологический..., 1963]. Здесь же приведены поля среднемесячных значений гидрометеорологических параметров, полученные по наблюдениям за период 1904–1978 гг. Эта информация с учетом полей коэффициентов K_T и K_e широко может быть использована для соответствующих расчетов и другими исследователями.

Итак, рассмотрим вначале особенности пространственной изменчивости гидрометеорологических параметров.

Температура водной поверхности (T_w) (здесь имеется в виду термодинамическая температура верхнего слоя воды толщиной порядка 0,5 м) существенно неоднородна по пространству (рис. 14, I–XII), но характеризуется довольно высокой стабильностью среднемесячных ее значений. Об этом говорит согласованность полей температуры водной поверхности T_w , полученных разными авторами по разным рядам наблюдений, но особенно убедительно это следует из результатов специальных исследований Т.А. Пармузиной [1971], изучавшей ее временную изменчивость. Согласно данным Т.А. Пармузиной, оказалось, что отличия температур водной поверхности, осредненных за различные периоды в пределах 1918–1964 гг., не превысили 0,2 °C.

Значительная (более 1000 км) протяженность Каспийского моря с севера на юг является определяющим фактором в формировании температурных полей. Этим, по-видимому, объясняется то, что изотермы T_w в большинстве случаев (рис. 14) проходят вдоль параллелей. Принимая соответствующее распределение температуры T_w за генеральное, остановимся

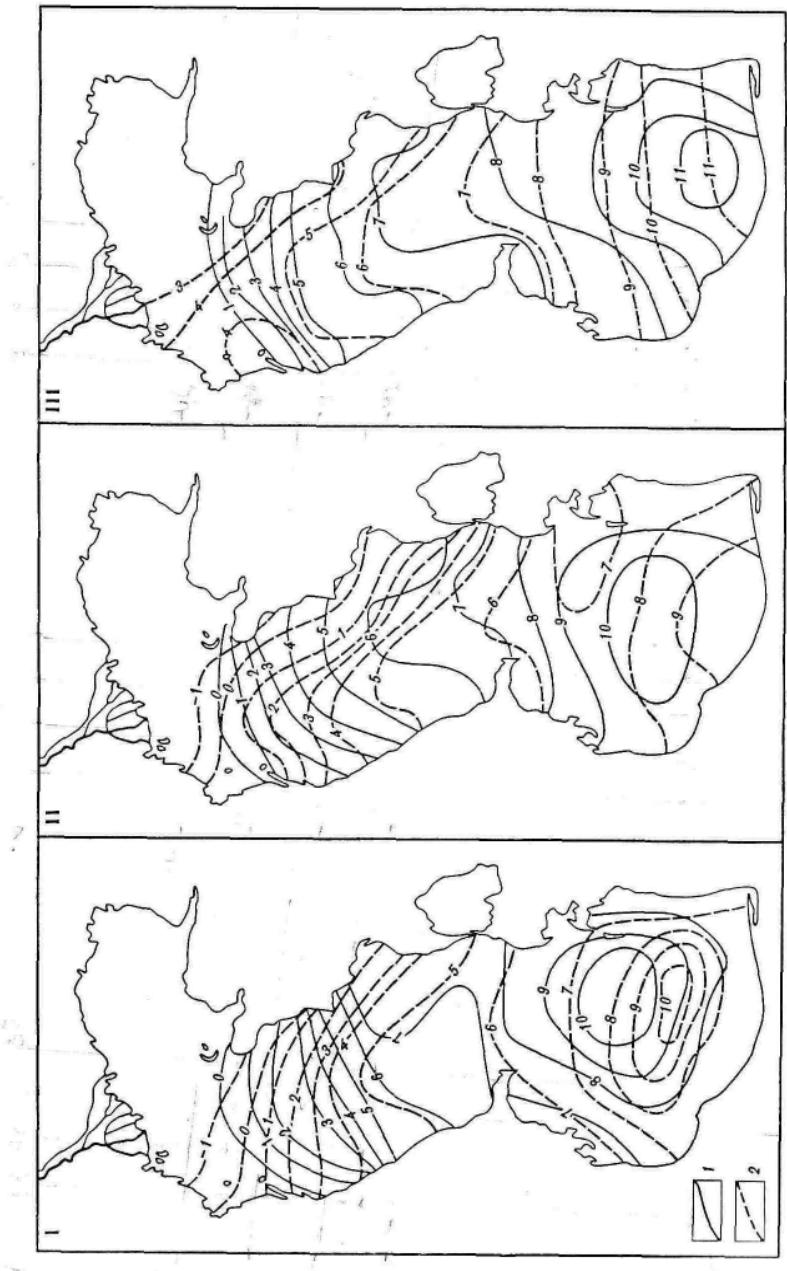
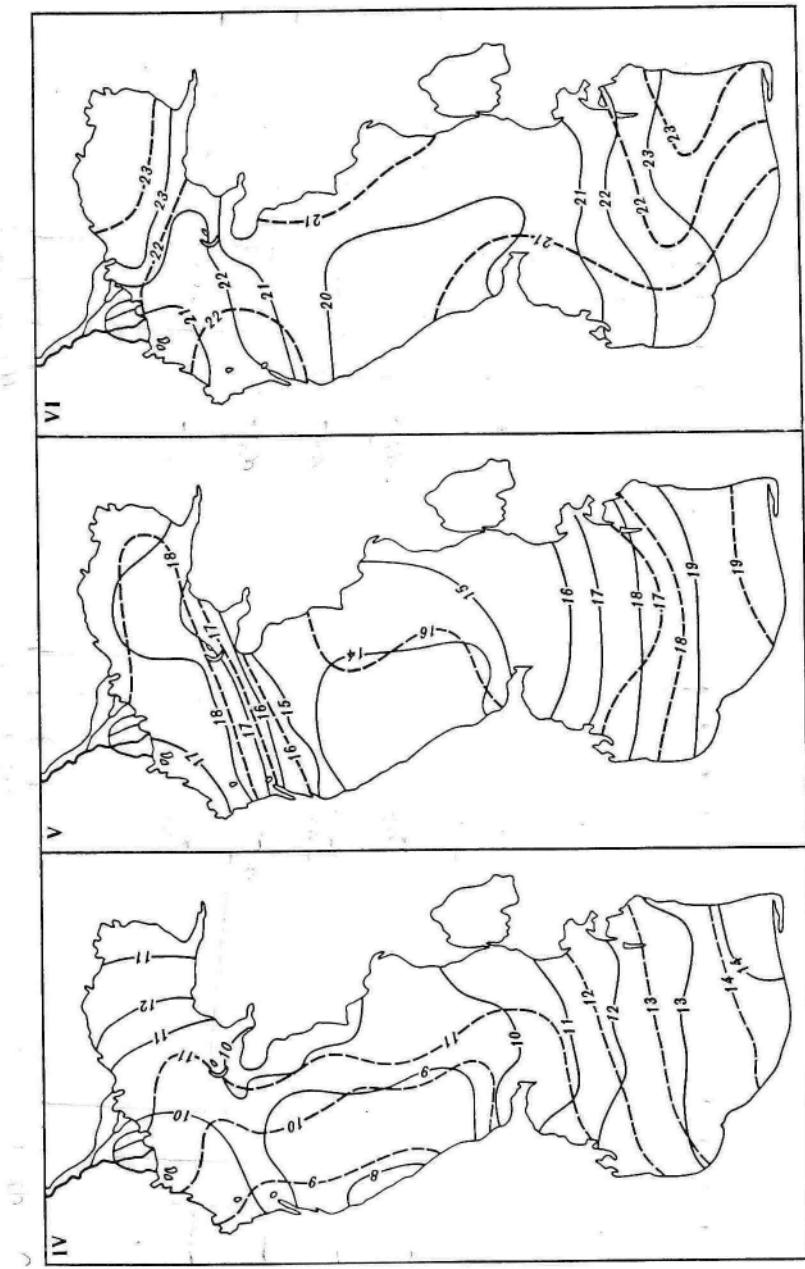


Рис. 14. Изменчивость температур водной поверхности T_w °C (1) и приводного воздуха T_a °C (2) по акватории Каспийского моря по месяцам (I–XII)

Данные А. Г. Абдескера

Рис. 14. (продолжение)



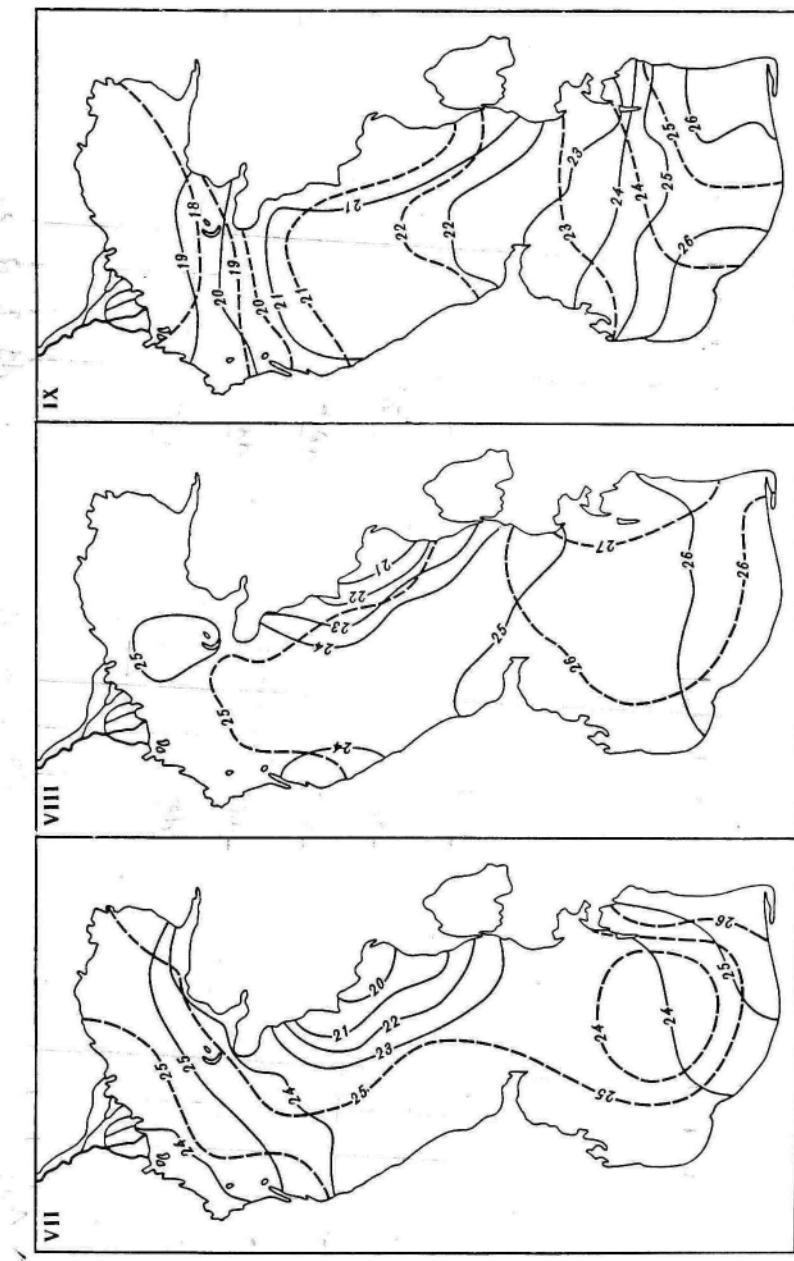


Рис. 14. (продолжение)

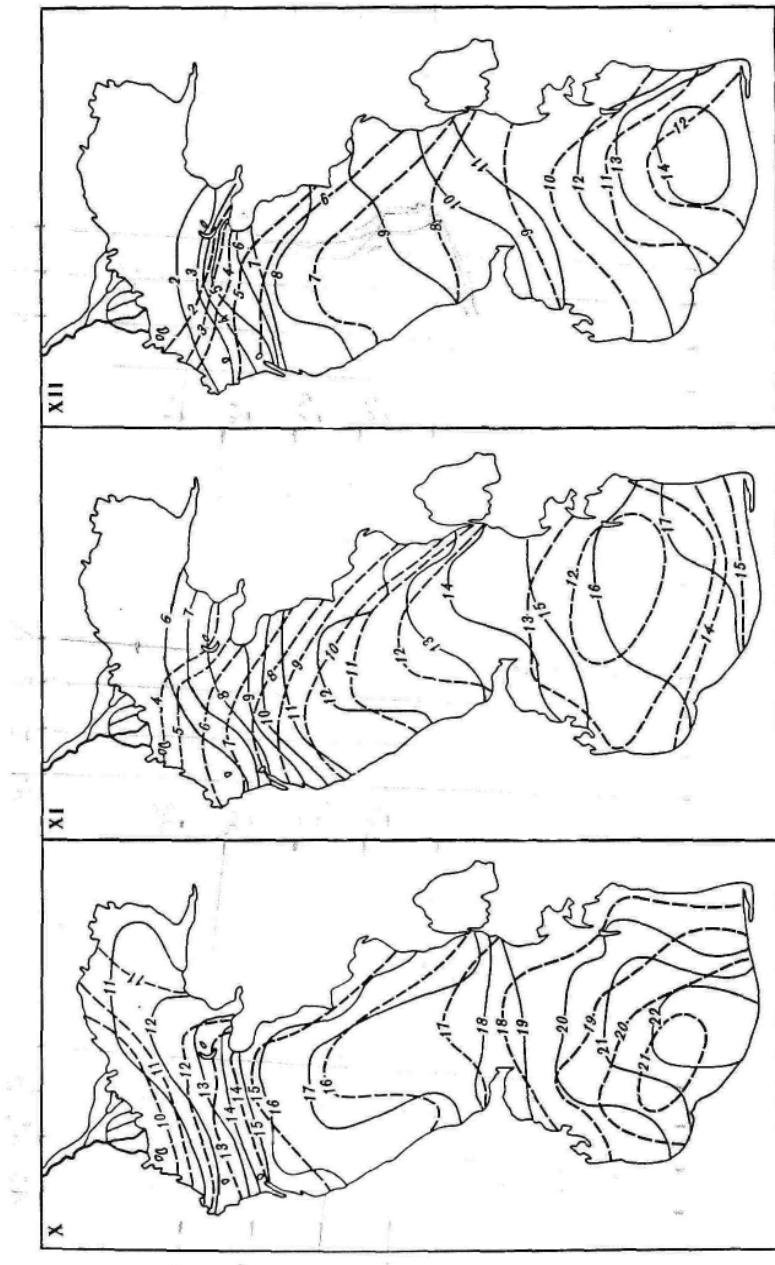


Рис. 14. (окончание)

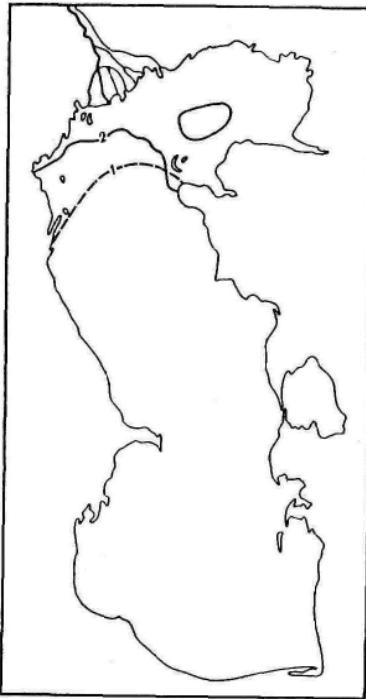
Рис. 15. Положение кромки неподвижного льда в январе в сюровую (1) и мягкую (2) зимы по данным ГОИНа

на отклонениях от него. Достаточно определенно в июле–сентябре выделяется область отрицательной аномалии вдоль восточного побережья Среднего Каспия. Заметим, что существование здесь отрицательной термической аномалии воды отмечали еще В.Б. Штокман [1947], Х.К. Уланов [1962]. А.Н. Косарев [1975] исследовал аномалии температуры воды и определил размеры ее (принимая за границу аномально холодных вод изотерму 23°C) от п-ва Мангышлак до Кара-Богаз-Гола. В море эта аномалия распространяется на 60–80 км. Образование ее связывают с действием сгонных ветров и появляется она не каждое лето. Укажем, например, годы со значительными аномалиями: 1947, 1950, 1955, 1959, 1965, 1967, 1969 и т.д., и годы, когда появление холодной воды не зафиксировано:

1938, 1951, 1960, 1966, 1968 и т.д. Несмотря на то, что аномалия холодных вод наблюдается здесь не каждый год в результате, по-видимому, ее большой интенсивности, она закономерно проявляется и на среднемноголетних картах T_w . Существование этой аномалии холодных вод не может не повлиять на тепломассообмен моря и особенно его средней части, но к этому вопросу вернемся несколько позже. Менее ярко выраженная, но также холода аномалия T_w наблюдается в августе вдоль дагестанского побережья.

В зимние месяцы значительная часть Северного Каспия покрыта ледяным покровом. Судовые измерения в это время года здесь, как правило, не проводятся. Положение кромки льда в январе в мягкую и сюровую зимы приведено на рис. 15. Практически параллельно ей проходит изотерма 0°C на картах, где приведены значения T_w в зимние месяцы. Опускание нулевой изотермы вдоль западного берега до 44° с.ш. связано с дрейфом льда с востока Северного Каспия на запад, происходящим, по-видимому, благодаря циклонической циркуляции на границе Северного и Среднего Каспия. Численные расчеты, подтверждающие это, приводятся в работе С.Н. Овсиенко, В.О. Эфроимсона [1979].

Осень и зима характеризуются постепенным повышением температуры воды по мере нашего продвижения с северной части моря на южную. Весной и летом (с апреля по август) эта закономерность нарушается. В эти сезоны можно говорить о том, что наиболее холодная вода сосредоточена в средней части Каспийского моря и что с продвижением как на юг, так и на север, она становится более прогретой. Основная причина такого изменения



температуры воды в весенне-летний сезон состоит в том, что мелководный Северный Каспий быстро прогревается (по крайней мере, быстрее Среднего Каспия). Наибольшие различия между температурами Северного и Среднего Каспия наблюдаются в мае, следовательно, можно ожидать, что в мае будет и сильнее выражена пространственная неоднородность испарения и теплообмена.

Температура приводного воздуха (T_a) характеризуется меньшей, чем температура водной поверхности T_w , изменчивостью в пространстве. В большинстве случаев воздух над акваторией моря постепенно прогревается по мере продвижения с севера на юг (см. рис. 14). Исключением является распределение температуры приводного воздуха T_a в мае и июне, когда воздух над Средним Каспием на 1,0–2,0 °С холоднее, чем над Северным и Южным. В этом поведение температуры воздуха согласуется с отмеченным весенне-летним распределением температуры воды. В зимние месяцы (декабрь–февраль), а также в ноябре холодные воздушные массы опускаются вдоль восточного побережья далеко на юг (в феврале достигают даже Кара-Богаз-Гола). В летние месяцы воздушные массы характеризуются однородным распределением температуры над всей акваторией моря (например, в июле изотерма +25 °С проходит через весь Каспий от северных до южных его берегов). Осенью эта однородность нарушается, температура воздуха сильно (в октябре, например, около 1 °С на 100 км) охлаждается с продвижением с юга на север. Обращают внимание локальные максимумы температуры приводного воздуха T_a осенью и зимой в южной части моря и ее закономерное уменьшение в Северном Каспии, что хорошо согласуется с аналогичными образованиями в поле температуры воды.

Температура точки росы (T_p) в большинстве случаев изменяется по акватории моря аналогичным температуре воздуха образом. Это не предstawляется неожиданным и объясняется, по-видимому, тем, что колебания температуры и влажности воздуха обладают высоким коэффициентом корреляции [Панин, 1985а]. Однако существуют и некоторые отличия в распределении температуры воздуха T_a и температуры точки росы T_p . В частности, в отличие от распределения величин T_a поля температуры точки росы иллюстрируют увеличение влажности воздуха с севера на юг в течение всего года (рис. 16). Можно также говорить о более выраженных на картах температуры точки росы T_p "затеканиях" вдоль восточного побережья зимой холодного и сухого воздуха с севера, распространяющемся практически до г. Красноводска в феврале. Это указывает на то, что аномалия в испарении здесь должна проявляться сильнее, чем в конвективном теплообмене.

Скорость ветра (U) характеризуется существенно более однородным по сравнению с температурами водной поверхности T_w , приводного воздуха T_a и точки росы T_p распределением по акватории моря (см. рис. 16). В течение года скорость ветра изменяется от 3 м/с в южной части моря до 8–9 м/с на границе Северного и Среднего Каспия. В целом для акватории скорость ветра уменьшается по мере продвижения с севера на юг. Наиболее контрастны эти изменения зимой и наименее – летом. Летние месяцы характеризуются и минимальными значениями скорости ветра по всей акватории моря.

На этом заканчиваем описание полей гидрометеорологических параметров и переходим к результатам расчета характеристик взаимодействия моря и атмосферы, анализу особенностей пространственной и временной их изменчивости. Наибольшее внимание здесь будет уделено описанию карт испарения и теплообмена, но, учитывая практическую важность знания особенностей изменения условий стратификации воздуха, коэффициента тепловлагообмена, отношения Боузна, остановимся также и на этих характеристиках.

Стратификация приводного воздуха. Для характеристики стратификации (гидростатической устойчивости) воздуха используется, как правило, одно из чисел Ричардсона – градиентное

$$Ri = -\frac{g}{T_0} \frac{\partial T/\partial z}{(\partial U/\partial z)^2} (1 + b/Bo) \quad (4.1)$$

или динамическое

$$Rf = -\frac{g Q_T}{\rho_a c_p T_0 U_*^2 \partial U/\partial z} (1 + b/Bo) \quad (4.2)$$

и параметр Монина–Обухова

$$z/L = z/L_T + z/L_a \approx -\frac{\kappa g z Q_T}{\rho_a c_p T_0 U_*^3} (1 + b/Bo). \quad (4.3)$$

В формулах (4.1)–(4.3) g – ускорение свободного падения; T_0 – температура воздуха в градусах Кельвина (K); $\partial T/\partial z$, $\partial U/\partial z$ – градиенты температуры воздуха и скорости ветра соответственно; c_p – удельная теплоемкость при постоянном давлении; U_* – динамическая скорость ветра; κ – постоянная Кармана ($\kappa = 0,38–0,42$).

Физический смысл соотношений (4.1)–(4.3) одинаковый, и связан он с определением относительного вклада конвективного и динамического факторов в продуцировании энергии.

В исследовательских работах применяются все три указанных параметра стратификации, и часто при использовании материалов тех или иных публикаций возникают сложности. Учитывая это, найдем зависимость между Ri , Rf и z/L . Для этого воспользуемся выражением градиентов скорости ветра, температуры и влажности воздуха в виде [Монин, Яглом, 1965] :

$$\frac{\partial U}{\partial z} = \frac{U_*}{\kappa z} \varphi_U(z/L), \quad (4.4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial z} = -\frac{T_*}{z} \varphi_T(z/L), \quad (4.5)$$

$$\frac{\partial a}{\partial z} = \frac{a_*}{z} \varphi_a(z/L),$$

где φ_U , φ_T , φ_a – универсальные функции безразмерного параметра z/L .

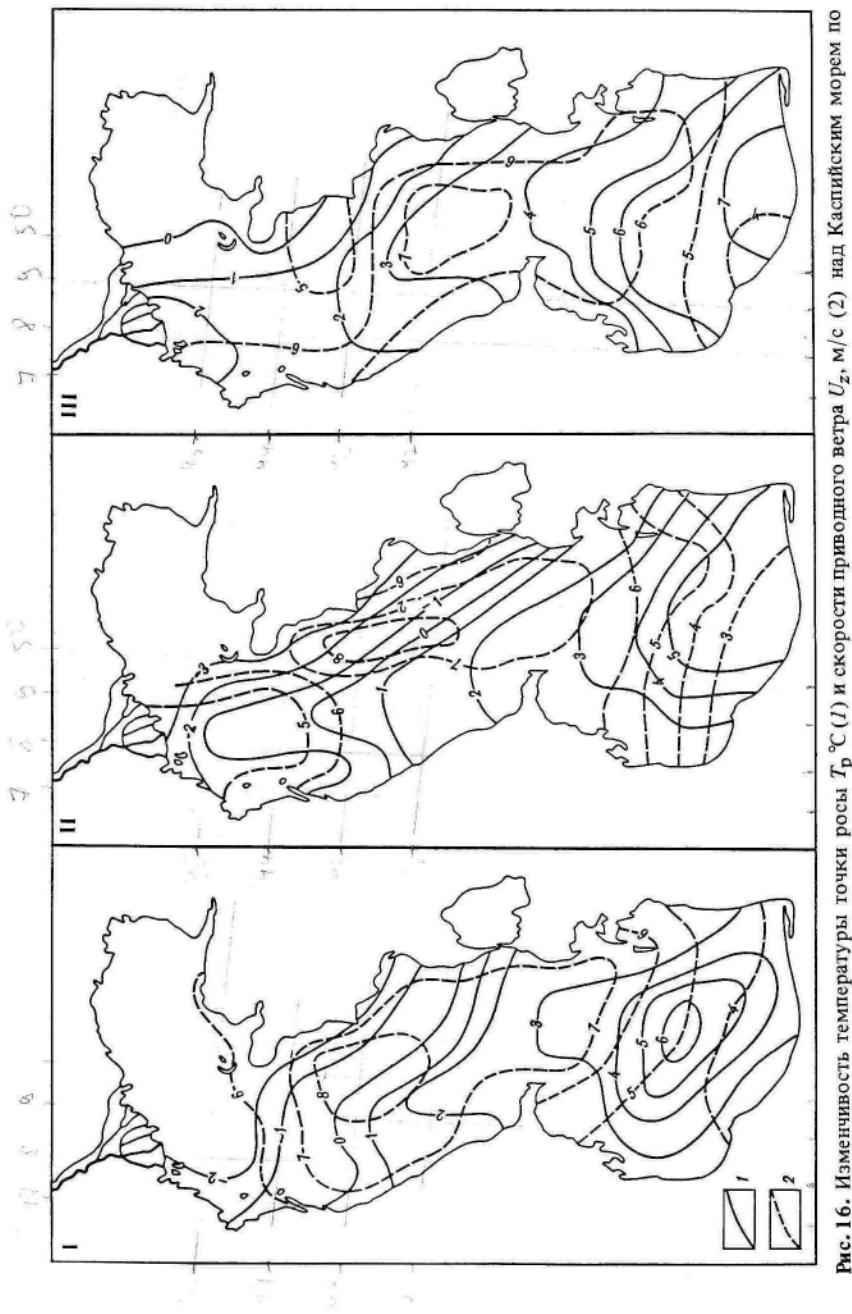


Рис. 16. Изменчивость температуры точки росы T_p °C (1) и скорости приводного ветра U_z , м/с (2) над Каспийским морем по месяцам (I–XII)

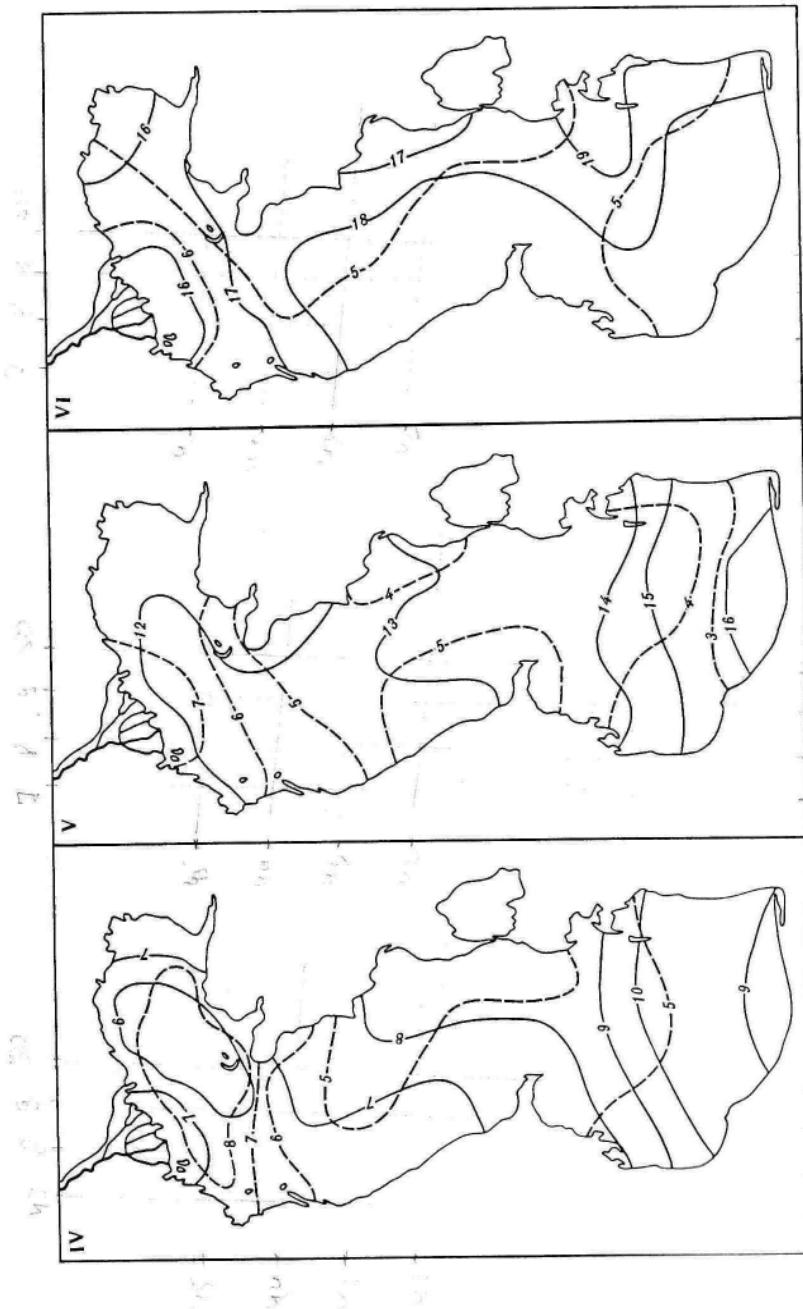
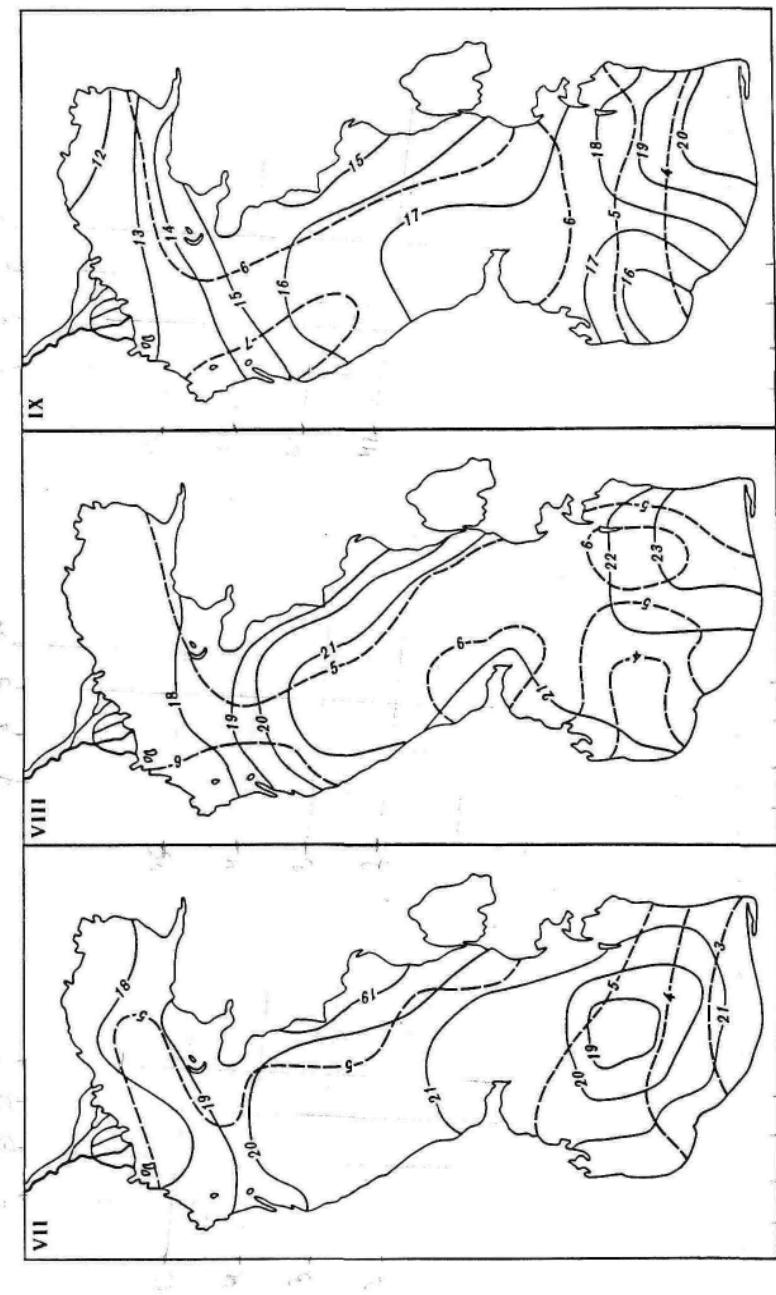


Рис. 16. (продолжение)



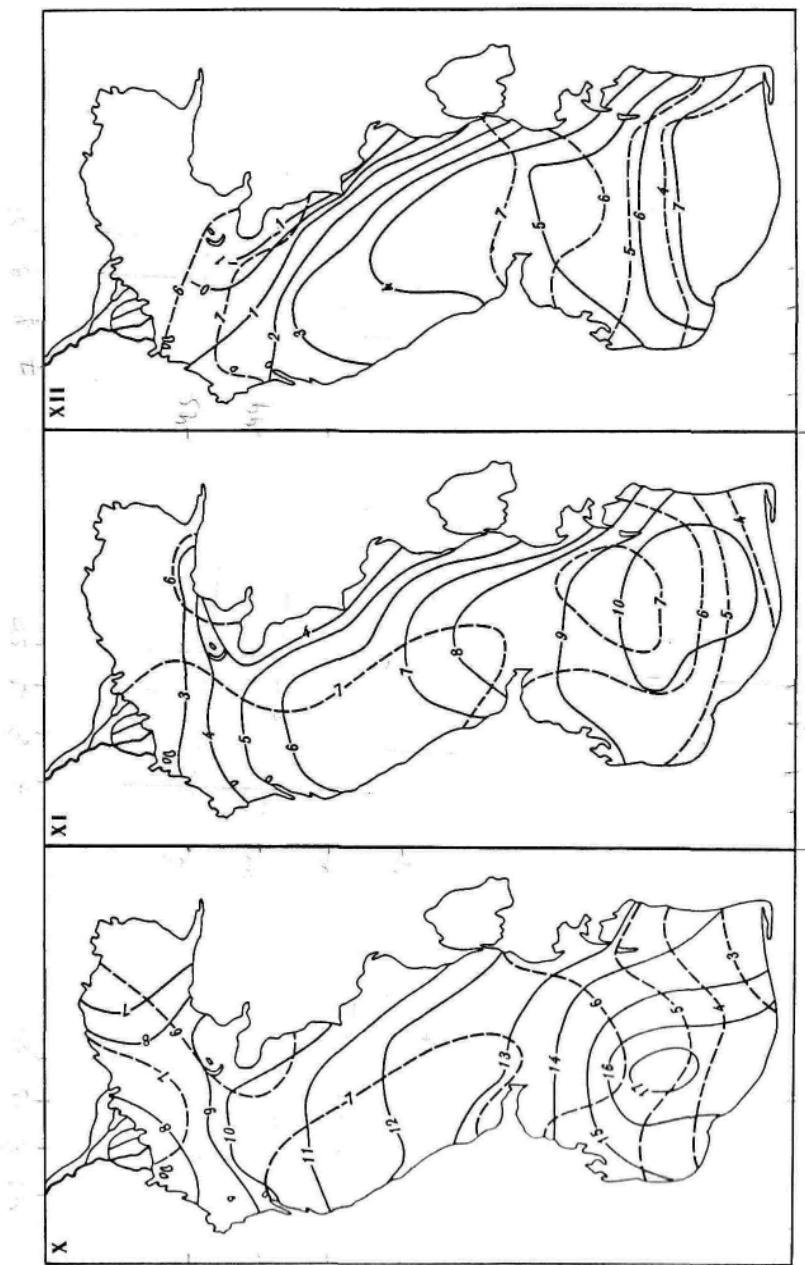


Рис. 16. (окончание)

Из выражений (4.1)–(4.3) с учетом уравнений (4.4), (4.5) получаем

$$Rf = \frac{\varphi_U(z/L)}{\varphi_T(z/L)} Ri, \quad (4.6)$$

$$Ri = \frac{\varphi_T(z/L)}{\varphi_U^2(z/L)} z/L, \quad (4.7)$$

$$Rf = \frac{1}{\varphi_U(z/L)} z/L, \quad (4.8)$$

Для получения численного выражения соотношений (4.6)–(4.8) необходимо знать вид функций $\varphi_U(z/L)$; $\varphi_T(z/L)$. Определению вида этих функций посвящено значительное число работ, среди которых достигнута ужеенная определенность [Панин, 1985а]. Воспользуемся здесь определениями $\varphi_U(z/L)$ и $\varphi_{T,a}(z/L)$, полученными нами [Панин, 1983]

$$\varphi_U(z/L) = \begin{cases} 1 + 6z/L & \text{при } z/L \geq 0, \\ (1 - 13z/L)^{-\frac{1}{4}} & \text{при } z/L < 0, \end{cases} \quad (4.9)$$

$$\varphi_{T,a}(z/L) = \begin{cases} 1 + 9z/L & \text{при } z/L \geq 0, \\ (1 - 6z/L)^{-\frac{1}{2}} & \text{при } z/L < 0. \end{cases} \quad (4.10)$$

Зависимости (4.7), (4.8) с учетом (4.9), (4.10), приведенные на рис. 17, дают исчерпывающее представление о соотношении всех трех параметров Ri , Rf и z/L как в условиях устойчивой, так и неустойчивой стратификации воздуха. Результаты расчета, проведенного при числах Прандтля и Шмидта, равных единице, показывают, что при неустойчивой стратификации воздуха значения чисел Ri , Rf и z/L близки между собой. При устойчивой стратификации числа Ричардсона Ri и Rf выходят на асимптотические уровни 0,25 и 0,16 соответственно (см. рис. 17), которые являются критическими значениями указанных чисел $Ri_{kp} = 0,25$; $Rf_{kp} = 0,16$.

Итак, с учетом этих предварительных сведений о параметрах Ri , Rf , z/L перейдем к анализу условий стратификации воздуха над акваторией Каспийского моря. Для характеристики стратификации будем использовать параметр Монина–Обухова. Из выражения (4.3) видно, что использование этого параметра возможно как в виде масштаба длины Монина–Обухова (L), так и безразмерного отношения z/L , но в этом случае важно указывать высоту измерения z (в наших расчетах высота z была принята равной 10 м).

Условия стратификации воздуха над Каспийским морем изменяются довольно сильно (колеблются от сильной неустойчивости $z/L \approx -0,4$ до сильной устойчивости $z/L \approx 0,3$). В пространственной изменчивости z/L (рис. 18) отчетливо проявляется влияние сезона года. В частности, в осенне-зимний сезон воздушные массы характеризуются развитой неустойчивостью практически над всей акваторией моря.

Весенне-летний период характеризуется сильной неоднородностью параметра z/L , изменяющегося с переходом от весны к лету и от лета к осени как по величине, так и по знаку (причем в разных частях моря

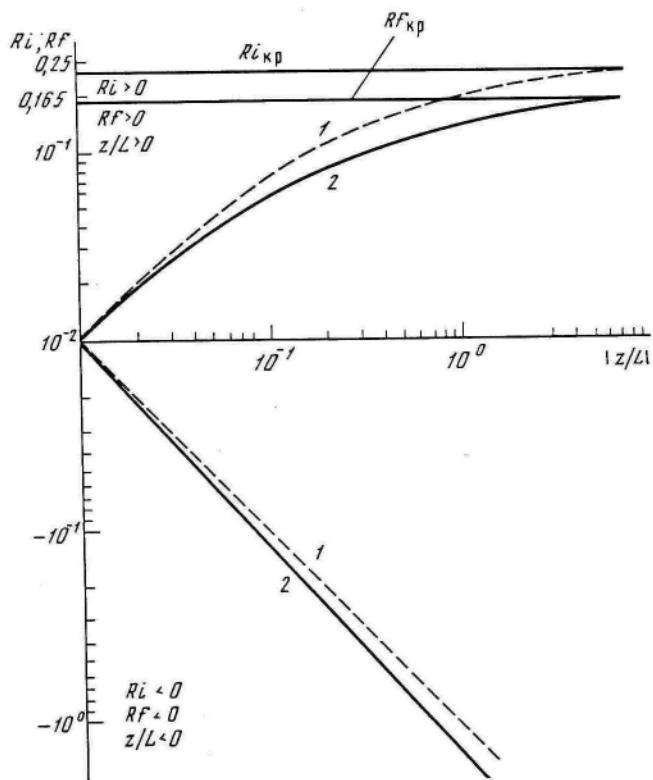


Рис. 17. Зависимость градиентного Ri и динамического Rf чисел Ричардсона от параметра стратификации Монина–Обухова z/L . 1 – Ri ; 2 – Rf

по-разному). Переход от неустойчивой стратификации воздуха к устойчивой над морем происходит в период с марта по апрель. При этом северная мелководная часть Каспия оказалась наименее инерционной (в марте основная его часть характеризуется устойчивой стратификацией, а уже в апреле безразличной и неустойчивой стратификацией, появляющейся от быстрого прогрева на мелководье). Переход к устойчивой стратификации Южного и Среднего Каспия происходит в апреле, причем для Южного Каспия наблюдается некоторое запаздывание по отношению к Среднему Каспию. В отдельных же районах Среднего Каспия уже в марте появляются условия безразличной стратификации. Устойчиво стратифицирован воздух наиболее продолжительное время над Средним Каспием (с апреля по июль). Переход к неустойчивой стратификации Северного Каспия, как уже отмечалось, происходит в апреле, а Южного Каспия – в мае. В мае и июне обмен северной и южной частей моря с атмосферой происходит в условиях слабой неустойчивости (за исключением самой южной части моря, где неустойчивость достаточно большая, z/L достигает значений –0,3). В августе приводный воздух над средней частью моря переходит в режим неустойчиво стратифици-

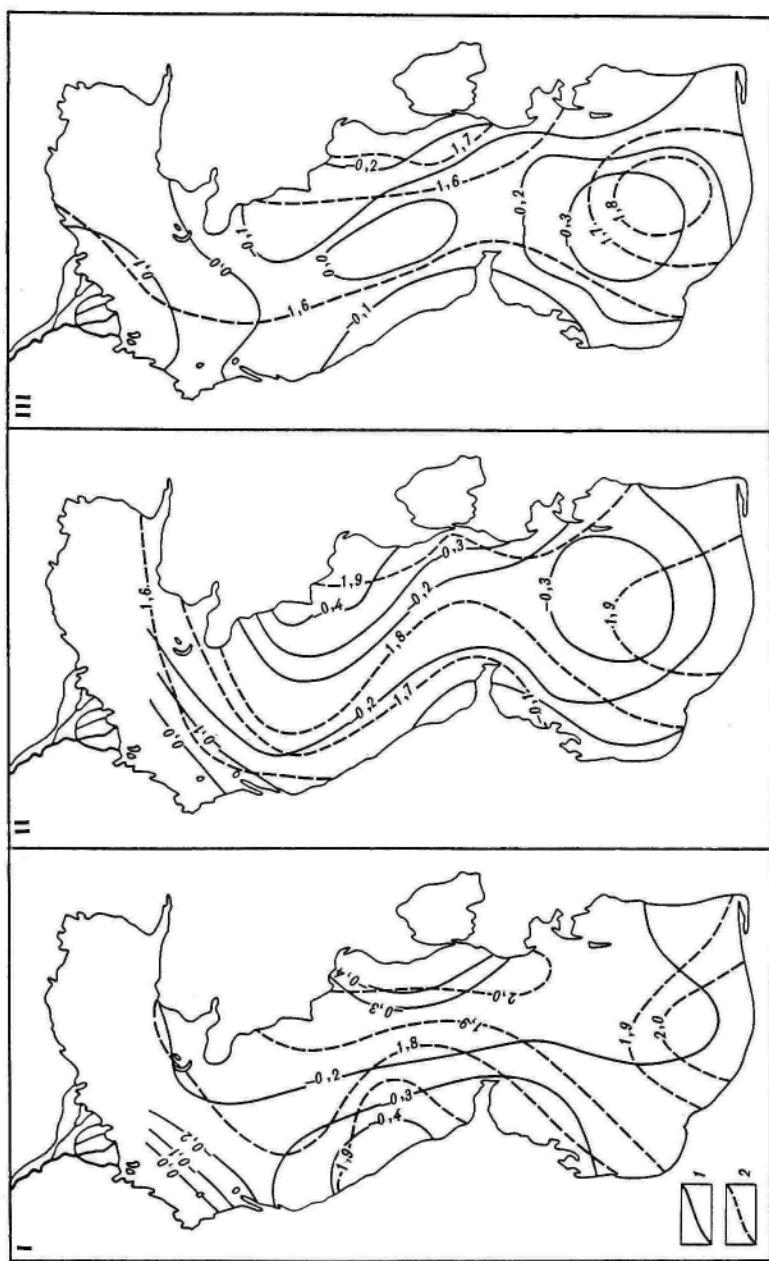


Рис. 18. Изменчивость параметра стратификации Монина - Обухова z/L (1); коэффициента тепловлагообмена $C_{T,e} \cdot 10^3$ (2) над акваторией Каспийского моря по месяцам (I-XII)

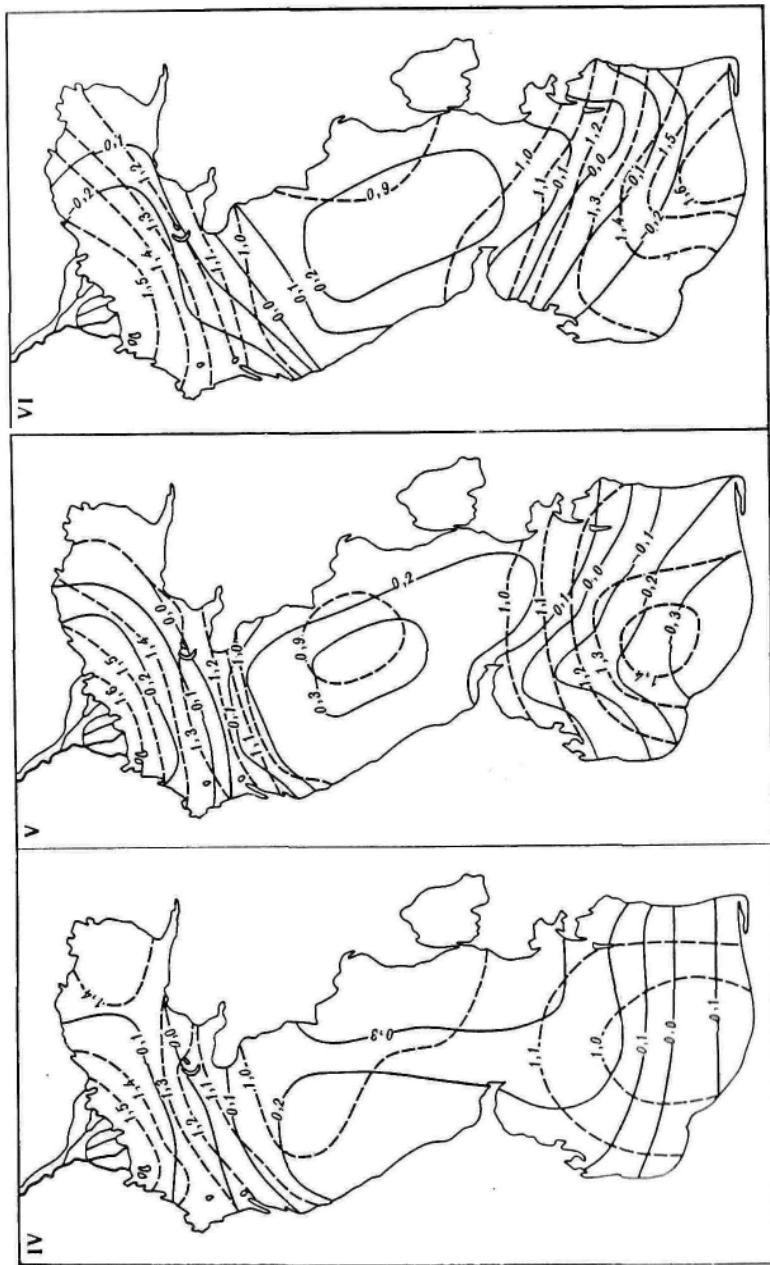


Рис. 18. (продолжение)

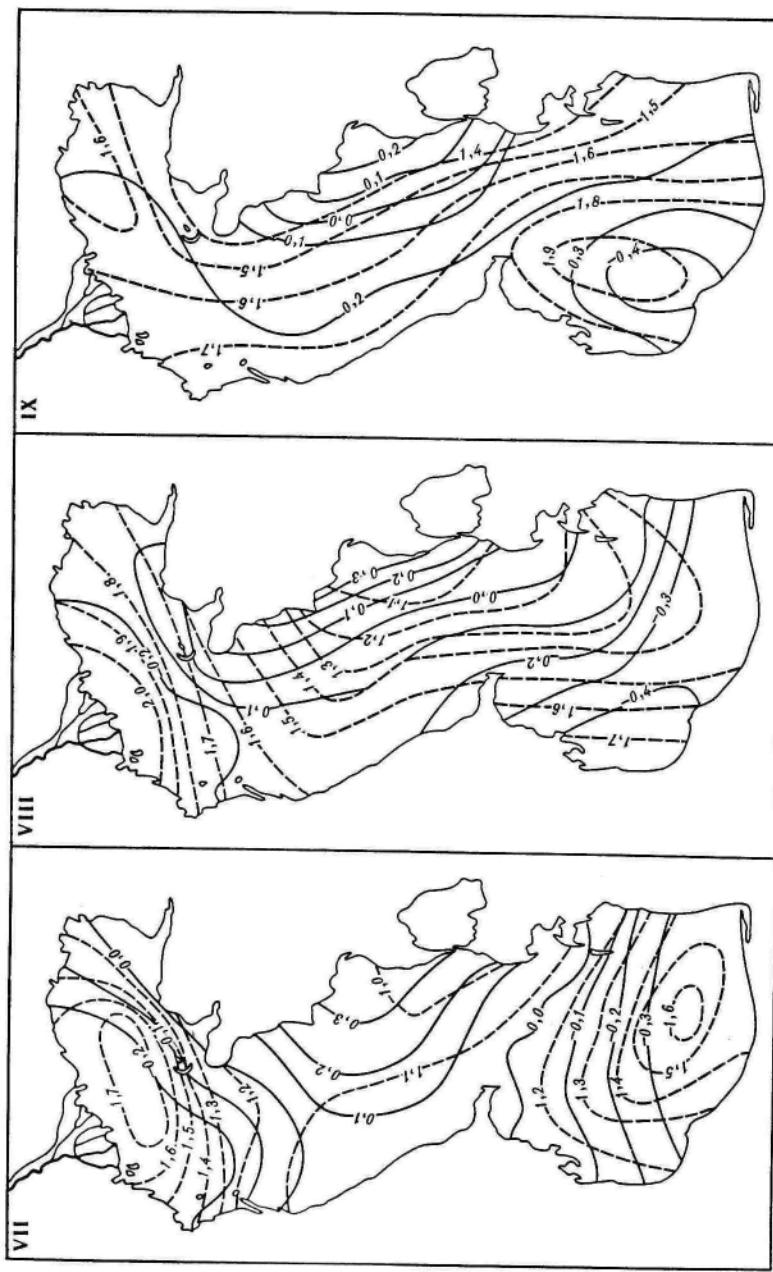


Рис. 18. (продолжение)

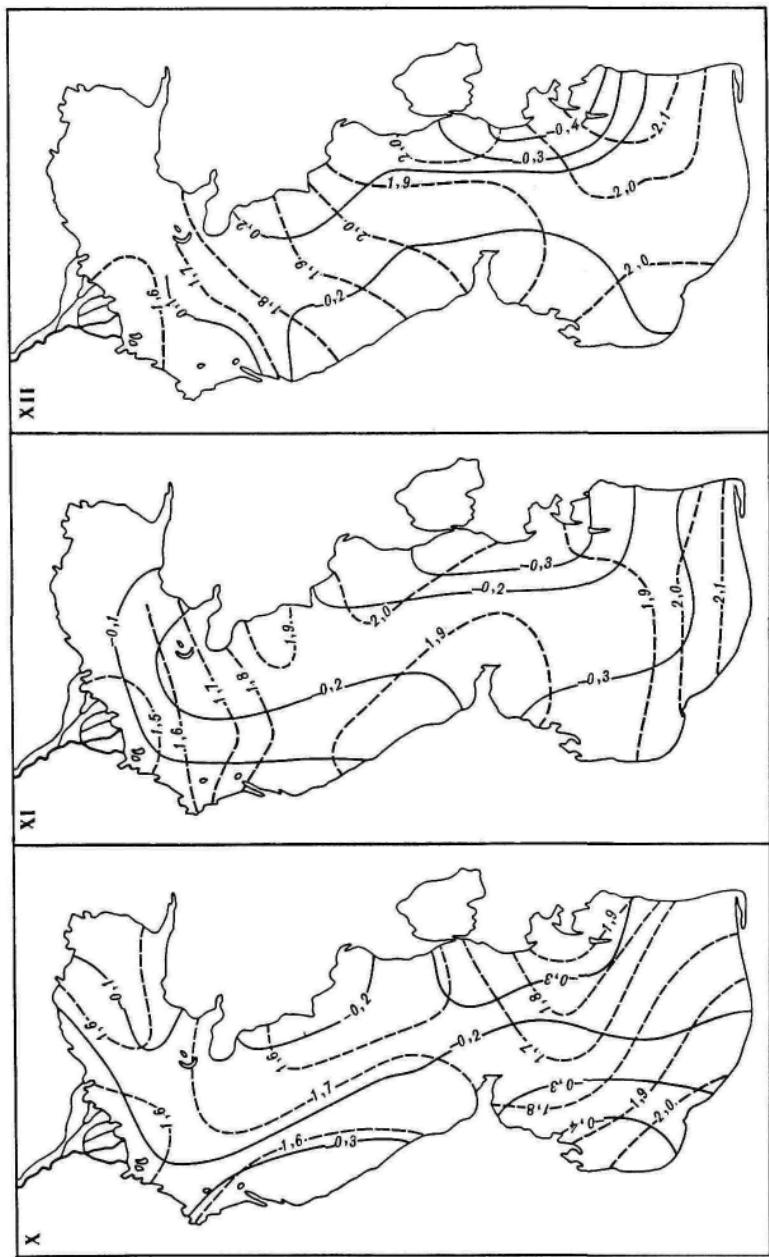


Рис. 18. (окончание)

рованного, но это не относится к прибрежной зоне вдоль восточного берега, где и в августе соблюдаются условия устойчивой стратификации. Заметим также, что и в июле вдоль восточного берега наблюдается аномально высокая устойчивость (z/L достигает значений +0,3). Это, в частности, означает, что в Среднем Каспии в июле–августе можно ожидать уменьшение испарения и увеличение положительного турбулентного потока тепла.

Заметим, что аномальное поведение параметра z/L в июле–августе вдоль восточного побережья Среднего Каспия, очевидно, связано с появлением здесь отрицательной термической аномалии воды, существование которой отмечалось при анализе карт температуры водной поверхности. Здесь так же, как и на картах температуры водной поверхности T_w , аномальная область распространяется от п-ва Мангышлак до залива Карагаз-Гол. В море эта аномалия распространяется на 100 км и более. Анализ поля параметра z/L показывает, что появление здесь холодных вод закономерно не только в июле и августе (как это отмечали Т.А. Пармузина [1971] и А.Н. Косарев [1975]), но и в сентябре.

Зимние месяцы характеризуются довольно равномерным распределением параметра z/L с некоторым увеличением отрицательных его значений (увеличением неустойчивости) в декабре в Южном Каспии и январе–феврале – в Среднем Каспии и с некоторым ослаблением неустойчивости с продвижением на север Каспийского моря.

В осенние месяцы поле параметра z/L однородно, причем однородность его усиливается с переходом от ранней осени к поздней.

В целом анализ изменчивости параметра z/L по акватории моря показывает, что с позиции влияния стратификации приводного воздуха на обмен можно ожидать явно неоднородного поля испарения и теплообмена. Определенно можно ожидать, что в средней части моря испарение и теплообмен менее интенсивны, чем на юге и севере. Особенно этот контраст в обмене теплом и влагой должен увеличиваться в весенне-летний период. Все это в конечном итоге может привести к некоторому превышению уровня воды Среднего Каспия над Южным и Северным, а соответственно и к некоторому слабому стоку воды на юг и север. Асинхронность перехода от одного типа стратификации к другому в трех частях моря может привести и к асинхронному внутригодовому ходу испарения и теплообмена трех частей моря.

В заключение еще раз отметим, что значения параметра z/L просто могут быть пересчитаны в значения градиентного или динамических членов Ричардсона. Это может быть сделано при помощи рис. 17.

Коэффициент тепловлагообмена ($C_{T,e}$) во всех предшествующих расчетах испарения и теплообмена Каспийского моря принимался некоторой постоянной величиной. Однако исследования процессов тепломассообмена системы водоем–атмосфера, проведенные за последние 10–15 лет, показали ошибочность этой гипотезы. Коэффициенты теплообмена и испарения зависят от динамических условий взаимодействия водоема и атмосферы, стратификации приводного воздуха, состояния водной поверхности и др. Некоторое представление о том, какие ошибки могут возникнуть при использовании постоянных значений $C_{T,e}$ в стратифицированных условиях, дает рис. 2. При стратификации воздуха близкой к нейтральной, коэффициент $C_{T,e}$ увеличивается по закону (2.5) [Панин, 1985].

В целом изменение величины коэффициента тепловлагообмена $C_{T,e}$ в зависимости от внешних условий, как было показано во второй главе, описывается параметрически в виде уравнений (2.3), (2.4), значения же коэффициента $C_{T,e}$ могут быть определены по формулам (2.12), (2.13). Все это стимулировало проведение исследования пространственно-временных особенностей изменения коэффициента тепловлагообмена над Каспийским морем.

Но прежде чем переходить к описанию полей $C_{T,e}$ отметим, что здесь не делается различия между коэффициентом теплообмена C_T (число Стэнтона) и коэффициентом испарения C_e (число Дальтона). Принято, что они равны между собой

$$C_T = C_e = C_{T,e}. \quad (4.11)$$

Предположение (4.11) основано на результатах многочисленных исследований функций Монина–Обухова φ_T и φ_a , соотношения коэффициентов турбулентного обмена для тепла k_T и для диффузии водяного пара k_a , взаимного анализа скрытого LE и явного Q_T теплообменов, полученных нами [Панин, 1985а]. Этот вывод согласуется и с результатами многочисленных опытов И.О. Хинце [1963], показавших отсутствие различий в механизме распространения тепла и вещества. В. Суэнбенк и А. Дайер [Swinbank, Dyer, 1967] исследовали зависимость отношений $(T_2 - T_1)/(T_3 - T_1)$ и $(e_2 - e_1)/(e_3 - e_1)$ профилей температуры и влажности воздуха и пришли к заключению, что они подобны при разных условиях стратификации воздуха.

Подтверждение идентичности механизмов турбулентного переноса тепла и влаги получено А. Дайером [Dyer, 1967], показавшим, что универсальные функции Монина–Обухова φ_T и φ_a совпадают между собой. Совпадение коэффициентов испарения C_e и теплообмена C_T отмечали С.А. Китайгородский и др. [1973], И. Кондо [Kondo, 1975]. Несмотря на отмеченные различия в спектрах температуры и влажности воздуха в ранней работе С. Понда и др. [Pond et al., 1971], в более поздней работе С. Понд и др. [Pond et al., 1974] приняли, что $C_e = C_T$. В то же время Ю.А. Волков и др. [1974] по измерениям в тропической части Атлантического океана отметили систематические различия в поведении спектров температуры и влажности воздуха. Измерения С. Верми и др. [Verma et al., 1978] и Р. Моса и др. [Motha et al., 1979] показали, что $k_T/k_a = 1,5$, а измерения А.Ланга и др. [Lang et al., 1983] при подобии косспектров вертикальных потоков тепла и влаги показали $k_T/k_a = 0,7$, причем отмечена тенденция увеличения различий значений k_T и k_a с ростом стратификации воздуха.

Учитывая существующее различие в точках зрения на этот вопрос, было предпринято спектральное исследование корреляции между флюктуациями температуры и влажности воздуха, синхронно записанных на одном регистраторе.

Два примера спектров когерентности между температурой и влажностью воздуха при неустойчивой стратификации воздуха $z/L = 0,05$ и $z/L = 0,15$ [Панин, 1985а] показывают, что флюктуации температуры и влажности хорошо скоррелированы в широком частотном диапазоне (от $1,5 \cdot 10^{-2}$ до $0,5\text{--}1,0$ гц). На частотах выше $0,5\text{--}1,0$ гц когерентность заметно умень-

шается. Уменьшение когерентности в высокочастотной области, очевидно, можно объяснить тем, что первичные преобразователи измерителей температуры и влажности воздуха находились не в одной точке, а на расстоянии около 30 см. Анализ разности фаз флуктуаций температуры и влажности воздуха показал, что они синфазны. Таким образом, можно констатировать, что и спектральное исследование подтверждает высказанные ранее соображения о подобии механизмов переноса тепла и влаги. В то же время следует иметь в виду, что в условиях слабой устойчивой температурной стратификации $z/L_T \approx z/L_a$ (т.е. $z/L \approx 0$) обмен может быть специфичным. По крайней мере, измерения Ю.А. Волкова и др. [1974] проводились в близких к отмеченным условиям. Во всех остальных условиях гарантировано выполнение предположения (4.11).

Итак, исследование коэффициента тепловлагообмена над Каспийским морем (см. рис. 18) показывает, что он также сильно изменчив ($C_{T,e}$ варьирует в 2–3 раза) как во времени, так и в пространстве. Здесь, как и следовало ожидать, поля коэффициента $C_{T,e}$ хорошо коррелируют с полями параметра z/L . По крайней мере, закономерно выделяется существенное уменьшение значений $C_{T,e}$ в весенне-летний период в Среднем Каспии ($C_{T,e} < 1,0 \cdot 10^{-3}$). Можно отметить также существование больших значений $C_{T,e}$ ($C_{T,e} \sim 2 \cdot 10^{-3}$) в Южном и Среднем Каспии в осенне-зимние месяцы. По картам $C_{T,e}$, так же как и по картам параметра z/L , с апреля по июль четко выделяются три части моря (северная, средняя и южная части моря взаимодействуют с атмосферой как бы независимо). В августе особенности взаимодействия в трех частях моря перестраиваются и в августе–сентябре поля $C_{T,e}$ характеризуются однородностью над всем морем. Осень и зима характеризуются относительно равномерным распределением значений $C_{T,e}$. В эти сезоны года, однако, можно отметить и существующую тенденцию к уменьшению значений $C_{T,e}$ по мере продвижения с юга моря на север. По этим картам можно выделить и другие, более мелкие особенности изменения значений $C_{T,e}$, но здесь представляется целесообразным подчеркнуть, что их изменчивость в целом не позволяет принимать каких-либо постоянных значений коэффициента $C_{T,e}$ для Каспийского моря. Коэффициент тепловлагообмена, как известно, входит сомножителем в формулы для расчета испарения и теплообмена, поэтому есть основания предполагать, что и поля испарения и теплообмена будут характеризоваться повышенной (по сравнению с тем, что было известно ранее) пространственно-временной изменчивостью.

Испарение (E) и теплообмен ($lE + Q_T$). Прежде чем переходить к описанию пространственно-временной изменчивости испарения и теплообмена Каспийского моря с атмосферой, еще раз специально подчеркнем, что представляемые здесь результаты расчета отличаются от ранее полученных рядом особенностей. Все предшествовавшие расчеты проводились по упрощенным схемам (в большинстве случаев без учета стратификации приводного слоя воздуха и практически во всех случаях при постоянных значениях коэффициента тепловлагообмена и без учета стратификации влажности воздуха). Более ранние расчеты проводились по осредненной гидрометеорологической информации, т.е. в предположении отсутствия корреляций между гидрометеорологическими параметрами. Оши-

бочность этого предположения показана в третьей главе. Там же приведены карты поправочных коэффициентов K_e и K_T , которые наглядно иллюстрируют, что все ранее проведенные по осредненной гидрометеорологической информации расчеты необходимо корректировать. С учетом этого можно ожидать, что полученные здесь по первичной (неосредненной) гидрометеорологической информации данные об испарении (E) и теплообмене ($IE + Q_T$) должны отличаться повышенной (по сравнению с ранее полученными картами испарения и теплообмена) пространственно-временной изменчивостью.

Анализ карт гидрометеорологической информации и особенно параметра стратификации и коэффициента тепловлагообмена уже дал некоторое представление о том, каким может быть тепломассообмен Каспийского моря. По крайней мере, очевидна его значительная пространственная изменчивость, которая должна заметно варьировать в зависимости от времени года. Но перейдем непосредственно к рассмотрению карт испарения (рис. 19) и теплообмена (рис. 20), значения которых приведены в сантиметрах в месяц и ваттах с 1 m^2 соответственно.

Анализ карт зимы показывает интенсивный тепло- и массообмен средней и южной частей моря ($IE + Q_T \sim 100 \text{ Bt/m}^2$, $E \sim 80 \text{ mm/мес}$) при закономерном увеличении $IE + Q_T$ и E с запада на восток (от значений $\sim 100 \text{ Bt/m}^2$, 60 mm/мес до $150\text{--}170 \text{ Bt/m}^2$; $\sim 100 \text{ mm/мес}$). В апреле область наиболее интенсивного испарения и теплообмена перемещается на Северный Каспий, можно отметить также некоторое увеличение значений $IE + Q_T$ и E в Южном Каспии. В мае отличие обмена с атмосферой Северного Каспия от Среднего и Южного достигает апогея (в Среднем и Южном Каспии $IE + Q_T$ составляет $20\text{--}50 \text{ Bt/m}^2$, $E \sim 20\text{--}40 \text{ mm/мес}$, в то время как в Северном Каспии $IE + Q_T \sim 120 \text{ Bt/m}^2$, $E \sim 120 \text{ mm/мес}$). Это, как отмечалось при анализе полей z/L , может привести к некоторому растеканию воды из Среднего Каспия частично на юг, но в основном на север моря, которое может продолжаться до сентября, когда нивелируются различия в интенсивности обмена между Северным и Средним Каспием. Связано это с тем, что мелководная северная часть Каспия быстро прогревается (температура воды здесь на $3\text{--}4^\circ\text{C}$ выше, чем в Среднем Каспии) и над ней формируется неустойчиво стратифицированный приводный слой, который при увеличении скорости ветра способствует заметному увеличению здесь обмена теплом и влагой. Учитывая, что это происходит на фоне устойчиво стратифицированных воздушных масс средней части Каспийского моря, становятся понятными причины столь сильного различия в интенсивности тепло- и влагообмена Северного и Среднего Каспия в мае. Это различие между Средним и Северным, между Средним и Южным Каспием держится все лето, но контрастность его постепенно уменьшается. В сентябре различия в обмене с приводным слоем Северного и Среднего Каспия практически отсутствуют (в основном за счет некоторого снижения интенсивности обмена в Северном и одновременном увеличении в Среднем Каспии), но значительно увеличиваются между Средним и Южным Каспием (в средней части Южного Каспия интенсивность тепло- и влагообмена в 1,5 раза больше, чем в Среднем). В июне вдоль восточного побережья Среднего Каспия формируется область аномально низкого испарения и теплообмена ($E \sim 30 \text{ mm/мес}$, $IE + Q_T \sim 100 \text{ Bt/m}^2$).

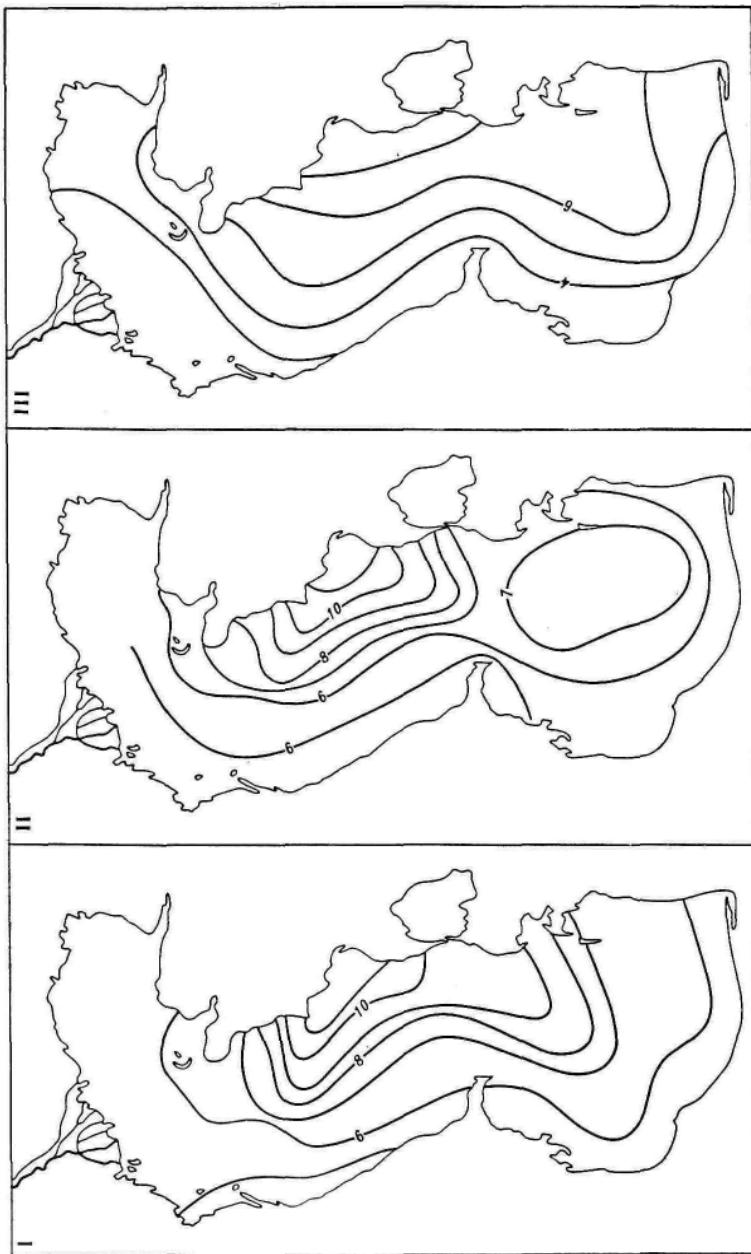


Рис. 19. Изменчивость испарения E , см/мес по акватории Каспийского моря по месяцам (I–XII)

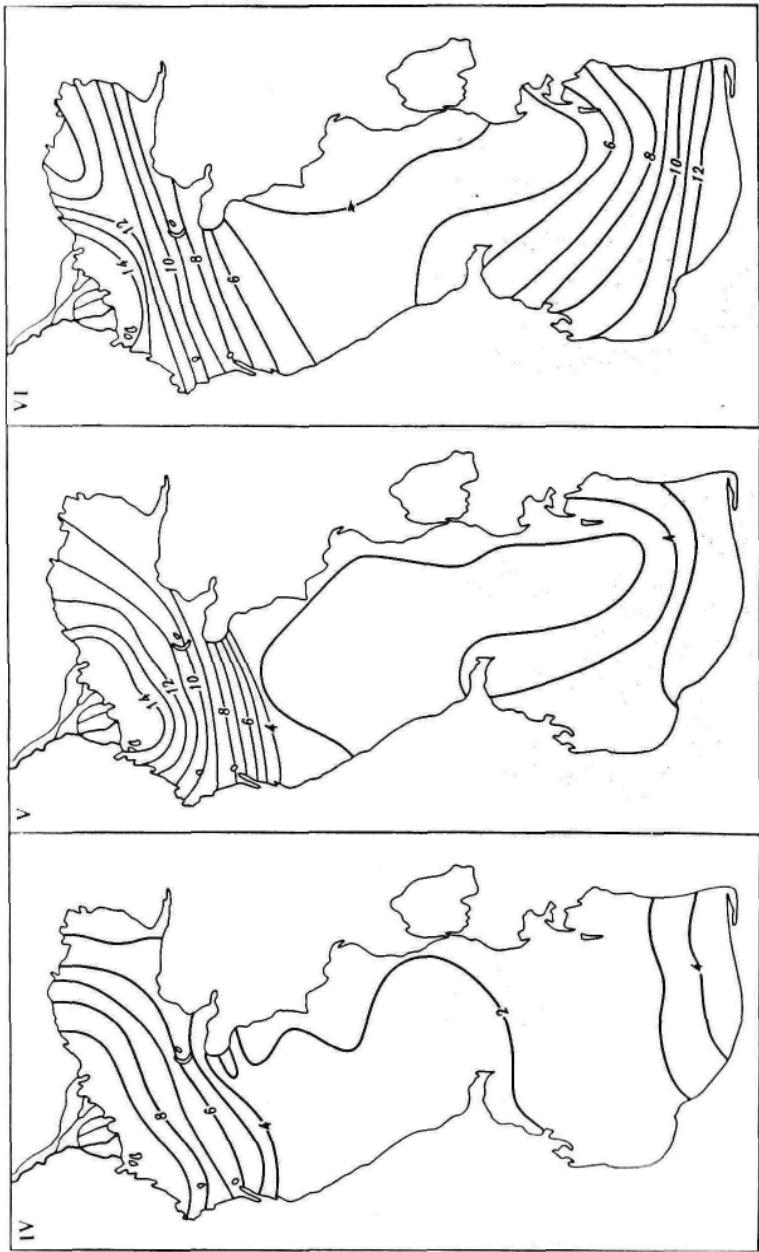
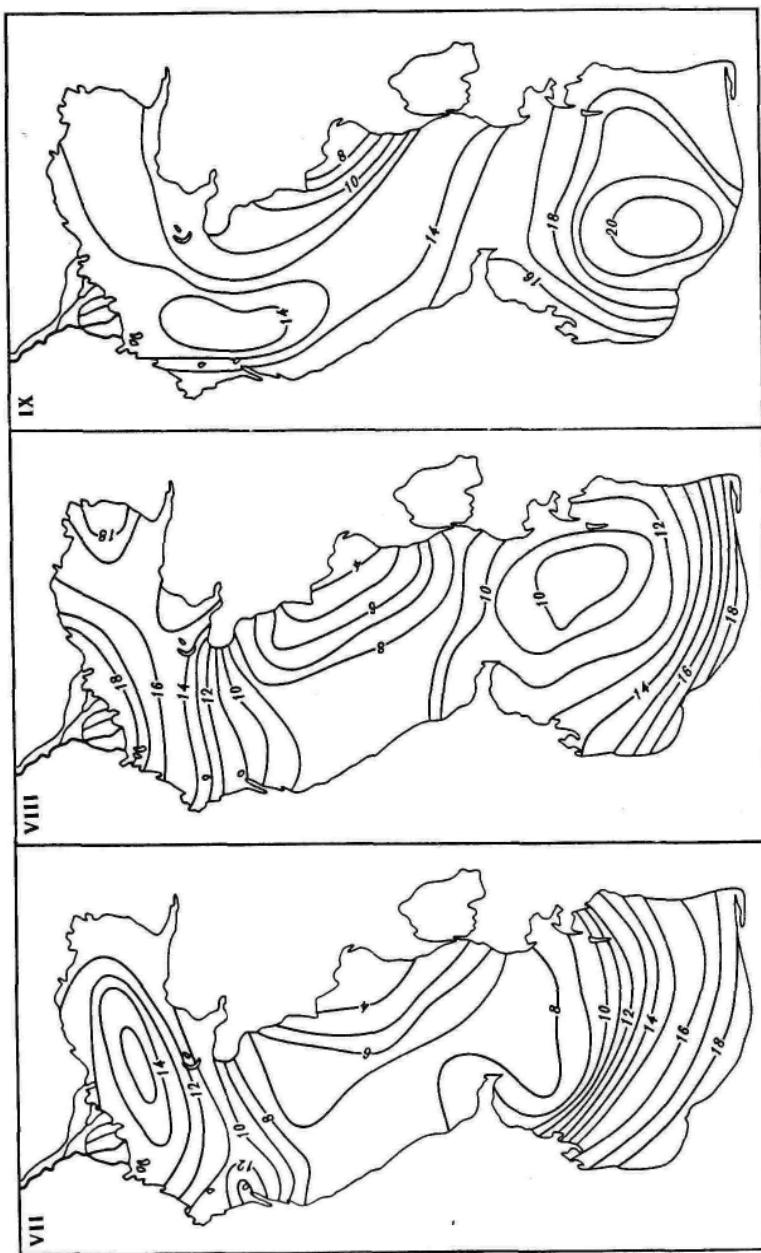


Рис. 19. (продолжение)

Рис. 19. (продолжение)



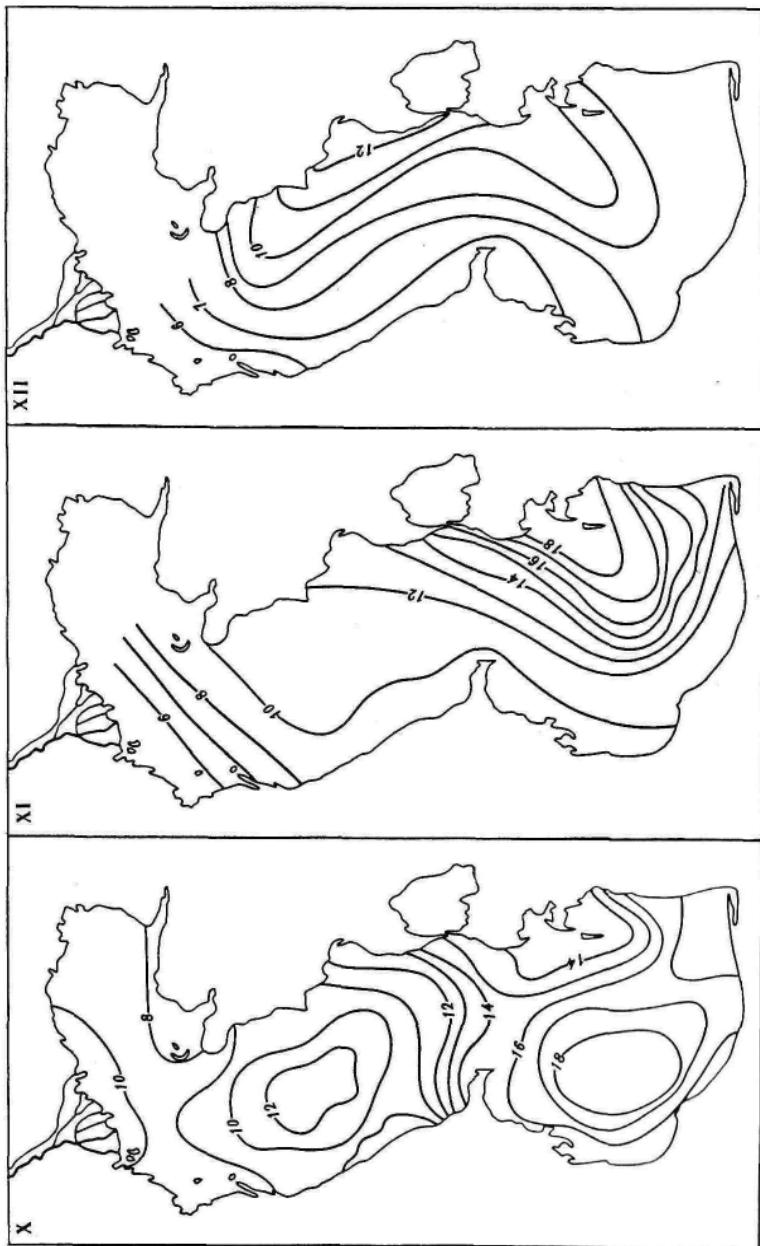


Рис. 19. (окончание)

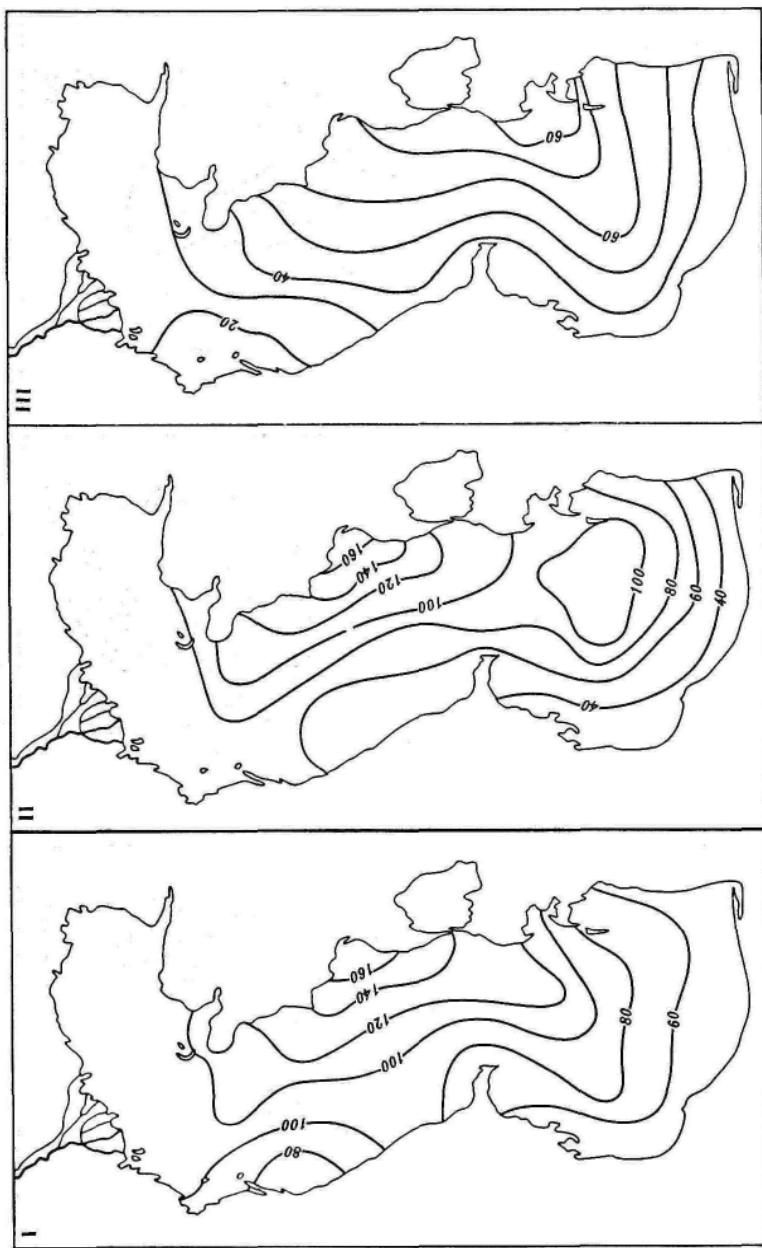


Рис. 20. Изменчивость теплообмена $I\dot{E} + \dot{Q}_T$, Вт/м² по акватории Каспийского моря по месяцам (I–XII)

Рис. 20. (продолжение)

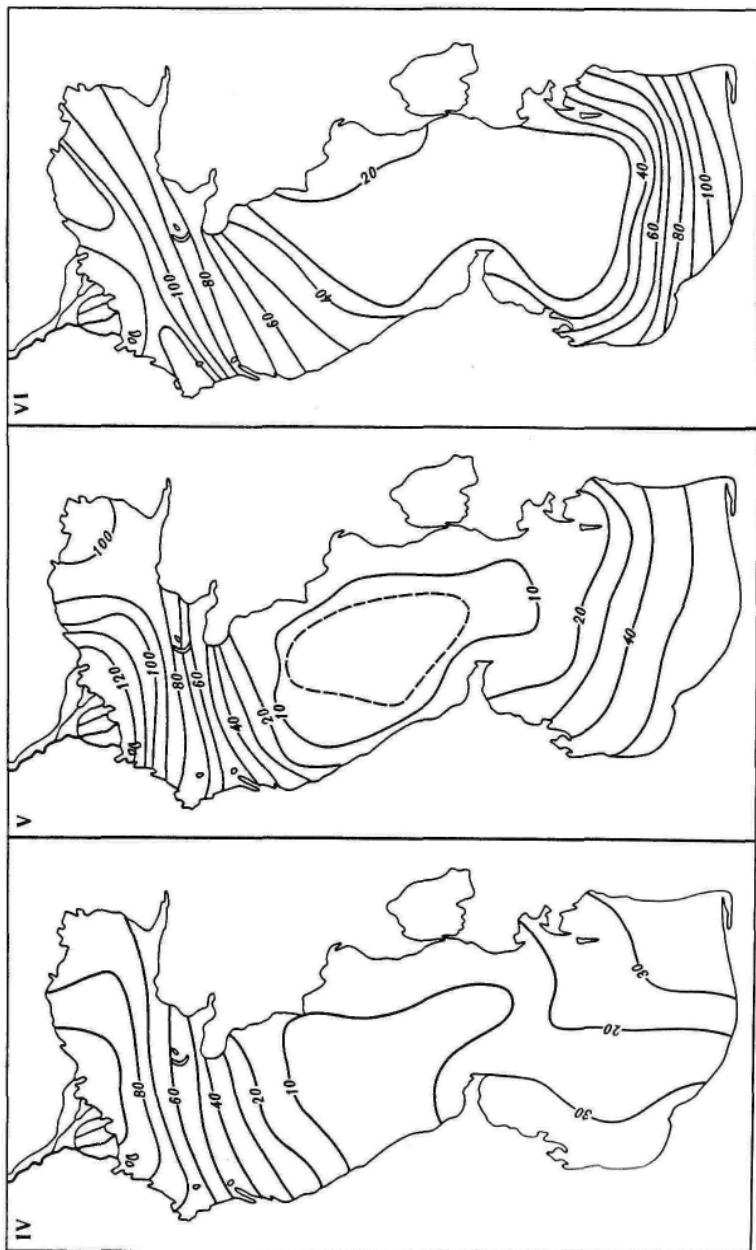
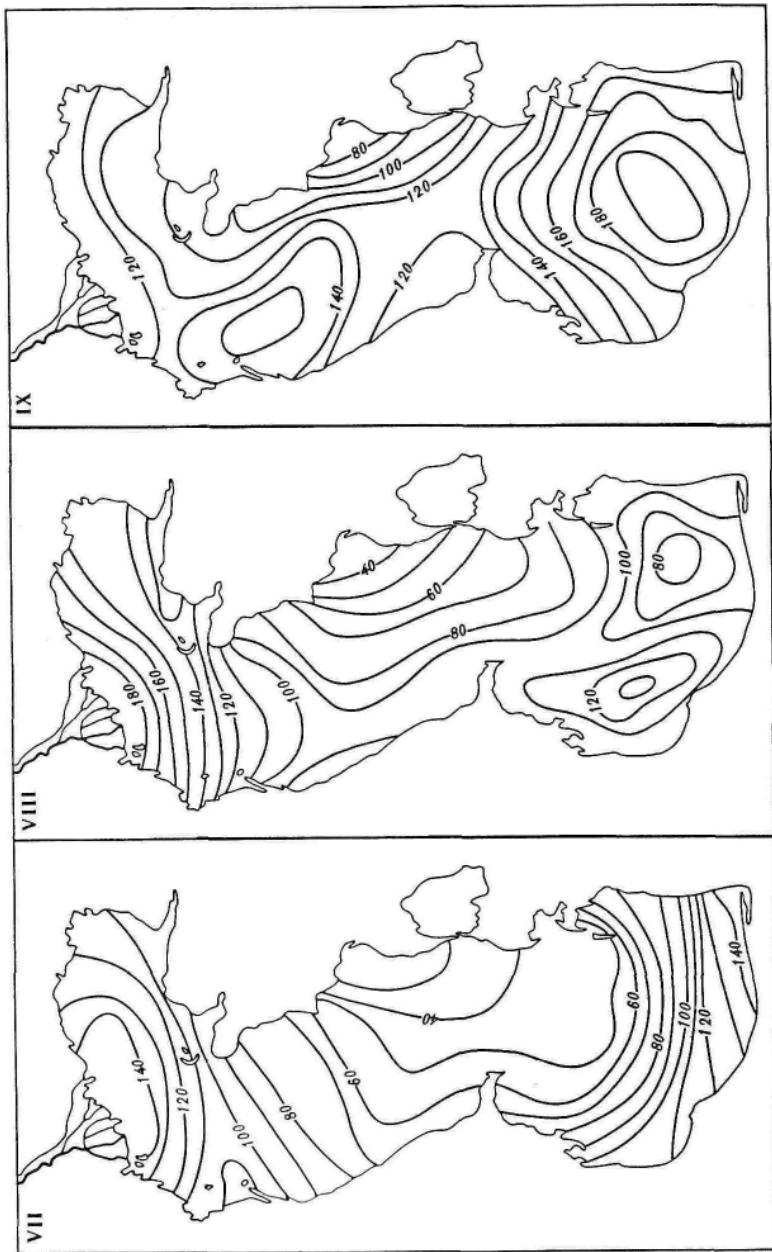


Рис. 20. (продолжение)



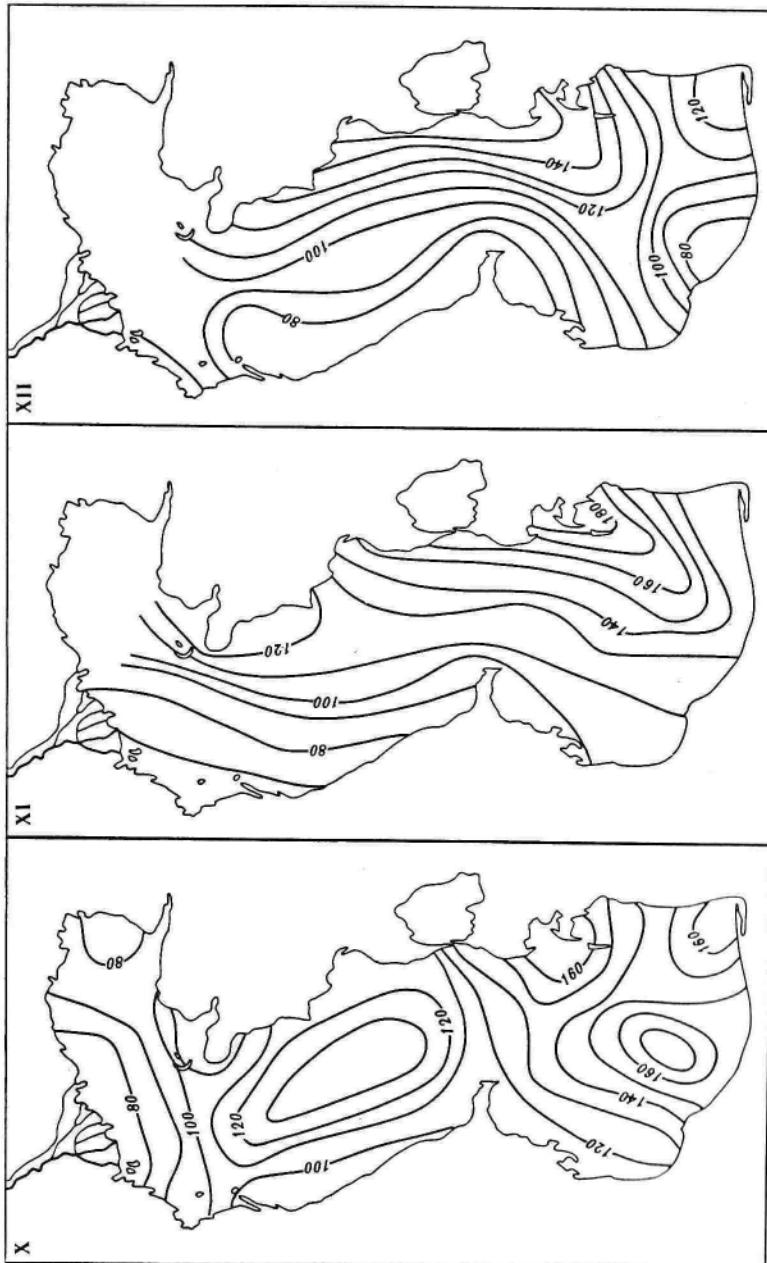


Рис. 20. (окончание)

$+ Q_T \sim 40 \text{ Вт}/\text{м}^2$), которая усиливается в августе. Появление здесь аномалии значений $I E + Q_T$ и E в июле, как уже отмечалось, согласуется с выходом на поверхность аномально холодных вод в это время. В сентябре эта аномалия заметно ослабевает, но существование ее проявляется как на картах величин испарения E , так и теплообмена $I E + Q_T$. В сентябре развивается область повышенного тепло- и массообмена в западной и средней частях Южного Каспия, которая в октябре уже практически разрушается. Но, очевидно, именно ее влияние проявляется на картах температуры водной поверхности, полученных С.С. Макаровым и Л.И. Копровой [1983] по спутниковым и судовым ее измерениям в октябре. В октябре–ноябре поля величин теплообмена $I E + Q_T$ и испарения E в целом характеризуются однородностью. Различия в интенсивности обмена между тремя частями (северной, средней и южной) моря с атмосферой незначительны (это, в частности, отмечал А.Н. Косарев [1975] для поля температур воды), хотя можно говорить о слабой тенденции к увеличению испарения и теплообмена по мере продвижения с севера моря на юг. В ноябре на фоне общей однородности полей теплообмена $I E + Q_T$ и испарения E уже можно отметить намечающуюся тенденцию к увеличению испарения и теплообмена с запада на восток (особенно в Южном Каспии). В декабре устанавливается зимняя картина, отличительной особенностью которой является закономерное увеличение интенсивности тепло- и массообмена с запада на восток.

Повышенный обмен влагой и теплом зимой вдоль восточного побережья моря связан, по-видимому, с проникновением сюда холодных и сухих воздушных масс с севера, что наглядно иллюстрирует поле температуры воздуха и особенно поле температуры точки росы, (см. рис. 14, 16). Это неизбежно приводит к увеличению здесь соответствующих перепадов температуры и влажности воздуха (температура водной поверхности и соответствующая ей максимальная упругость водяного пара, судя по рис. 14, не отличаются заметной изменчивостью в это время года), которые входят в расчетную схему в виде сомножителей. Итак, становятся понятными причины повышенного тепломассообмена вдоль восточного побережья моря зимой.

Таким образом, анализ полей величины теплообмена $I E + Q_T$ и испарения E показывает, что взаимодействие моря с атмосферой отличается существенной неоднородностью, которая сильно изменяется от сезона к сезону. Вполне определенно формируется зимняя картина взаимодействия моря с атмосферой для которой характерна область интенсивного обмена теплом и влагой вдоль восточного побережья моря, локализующаяся в прибрежной зоне Среднего Каспия в конце зимы. Здесь важно отметить, что аномально высокие величины обмена теплом и влагой вдоль восточного побережья моря с локализацией в средней его части зимой как бы компенсируют аномально низкие величины обмена теплом и влагой приблизительно в этом же районе летом (хотя зимнее увеличение значительно летнего уменьшения). В весенне-летний период море по интенсивности обмена подразделяется на три части (северную, среднюю и южную), которые взаимодействуют с атмосферой как бы независимо (по крайней мере, в это время можно говорить об изменении интенсивности обмена по широте). Перестройка от зимнего (долготного) изменения

интенсивности обмена к летнему (широтному) происходит в основном в марте. Обратная перестройка к зимней картине обмена происходит в ноябре. В целом можно говорить о трех картинах взаимодействия Каспийского моря с атмосферой – зимней (с локализацией аномально высокого обмена в восточной части Среднего Каспия), весенне-летней (с локализацией интенсивного обмена в Северном Каспии весной и летом, а в Южном Каспии летом и в начале осени и аномальным уменьшением обмена вдоль восточного побережья Среднего Каспия) и переходной – осенней (с однородным распределением величин теплообмена $IE + Q_T$ и испарения E по акватории всего моря). Поля $IE + Q_T$ и E отличаются хорошим сходством, что указывает на определяющую роль испарения E в тепловом взаимодействии моря с атмосферой. О соотношении сил явного (Q_T) и скрытого (IE) потоков тепла дает представление отношение Боэна (Во).

Отношение Боэна (Во), как известно, определяется или оценивается в виде

$$Bo = \frac{\rho_a c_p \overline{w' T'}}{lw'a'} \approx \frac{\rho_a c_p k_T \partial T / \partial z}{lk_a \partial a / \partial z} \approx \frac{\rho_a c_p C_T (T_{w_0} - T_z)}{lC_e (a_{w_0} - a_z)} \approx 0,66 \frac{T_{w_0} - T_z}{e_{w_0} - e_z}. \quad (4.12)$$

Исследование отношения Во проводилось многими учеными [Ролль, 1968; Китайгородский, 1970; Бортковский и др., 1974; Волков и др., 1974]. Однако в большинстве случаев значения отношения Во определялись не в результате непосредственного измерения потоков $w'T'$ и $w'a'$, а по результатам стандартной гидрометеорологической информации, U_z , T_z , T_w , e_z . В то же время известно, что на многих морских судах наблюдения за влажностью воздуха не проводятся и поэтому представляется важным знать отношение Во для определения Δa

$$\Delta a \approx \frac{\rho_a c_p}{l} \frac{C_T (T_{w_0} - T_z)}{C_e Bo} \quad (4.13)$$

и соответствующей оценки испарения

$$E = C_e \frac{\rho_a c_p}{l} \frac{(T_{w_0} - T_z) U_z}{Bo}. \quad (4.14)$$

С учетом этого было исследовано отношение Боэна Во и изучена его изменчивость на основе непосредственного измерения потоков тепла и влаги в разных гидрометеорологических условиях. При этом важное значение придавалось выявлению зависимости между непосредственно измеренными значениями отношения Во и определяющими факторами, исследованию корреляции между температурой и влажностью воздуха. Измерения потоков тепла ($w'T'$) и влаги ($w'a'$) показали [Панин, 1985а], что значения отношения Во варьируют в диапазоне от $-1,0$ до $0,5$ и определяются преимущественно условиями стратификации приводного воздуха. Известно, что приводный воздух статистически более обеспечен информацией о его температурной стратификации и что в то же время, согласно формулам (4.1)–(4.3), она может быть скорректирована с учетом влажностной стратификации. Для облегчения процедуры такой коррекции пред-

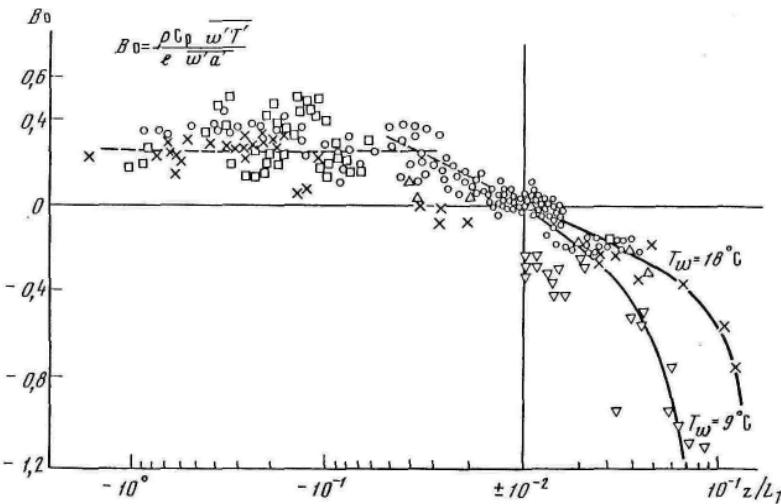


Рис. 21. Зависимость отношения Боуэна Bo от стратификации приводного воздуха z/L_T

ставляется важным располагать эмпирической зависимостью параметра стратификации z/L_T от отношения Боуэна Bo , полученной по данным непосредственных измерений потоков тепла, влаги и импульса. Эмпирическая зависимость $Bo = f(z/L_T)$ для условий устойчивой и неустойчивой температурной стратификации представлена на рис. 21, из которого видно, что при неустойчивой температурной стратификации ($z/L_T < -0,1$) отношение Боуэна имеет положительные, мало меняющиеся значения ($Bo = 0,1 - 0,3$). При слабой неустойчивости ($z/L_T > -0,1$) отношение Боуэна уменьшается и стремится к нулю ($Bo \rightarrow 0$). При устойчивой стратификации воздуха ($z/L_T > 0$) отношение Боуэна становится отрицательным и величина его заметно уменьшается с ростом устойчивости. Причем, как это видно из рис. 21, уменьшение значений Bo с увеличением параметра z/L_T происходит более стремительно при низких температурах воды (для сравнения на рис. 21 приведены данные при температурах воды 9°C и 18°C соответственно).

Таким образом, располагая информацией о параметре стратификации z/L_T и температуре воды T_w с помощью рис. 21 можно определить величину отношения Боуэна. Значения отношения Боуэна, определенные таким путем, можно использовать для оценки величин z/L , Δa и lE соответственно. Заметим также, что ввиду малой изменчивости значений Bo при неустойчивой температурной стратификации воздуха для некоторых оценок величин z/L , Δa и lE , очевидно, можно использовать постоянное значение $Bo \approx 0,2$ (см. рис. 21 при $z/L_T \leq -0,1$). Видимо, вполне возможна и процедура определения величины ΔT , а соответственно Q_T по значениям Δa и lE , но она менее типична для естественных условий, так как данных о температуре воздуха накоплено значительно больше, чем о ее влажности.

Но обратимся к результатам непосредственного исследования отноше-

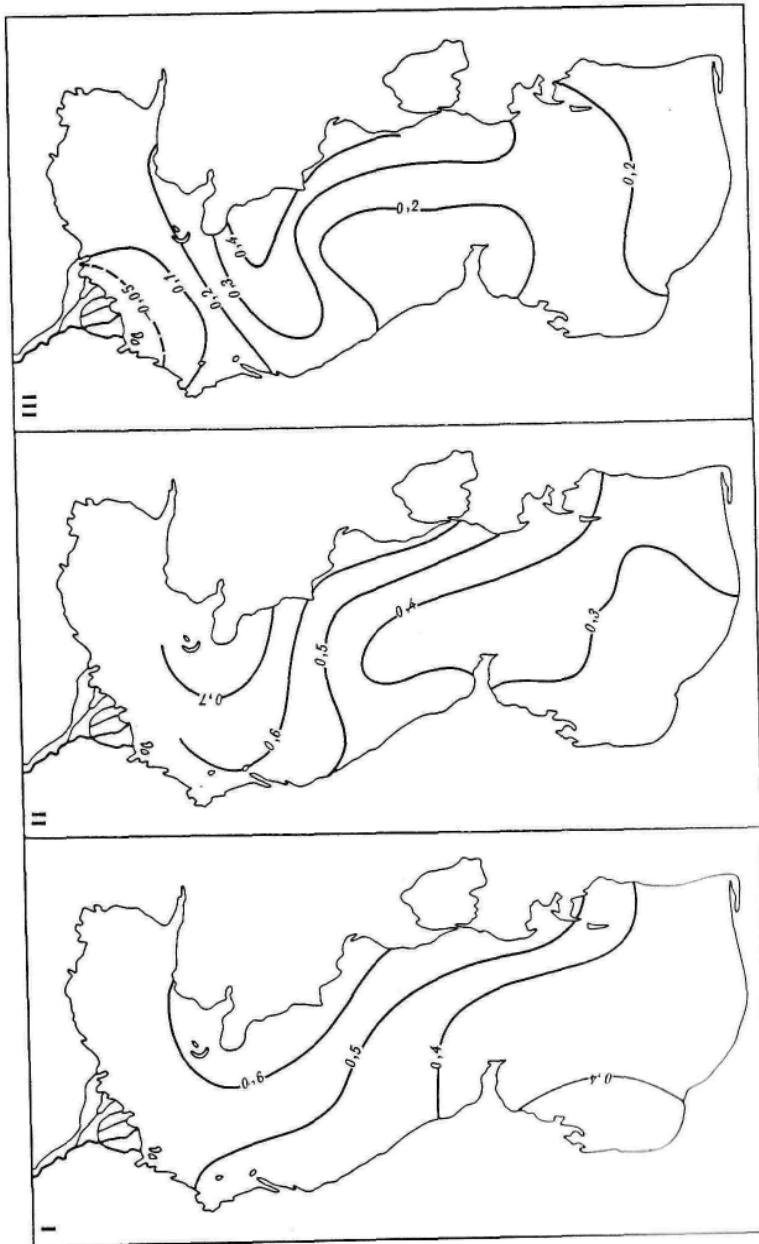


Рис. 22. Изменчивость отношения Бузена Во по акватории Каспийского моря по месяцам (I–XII)

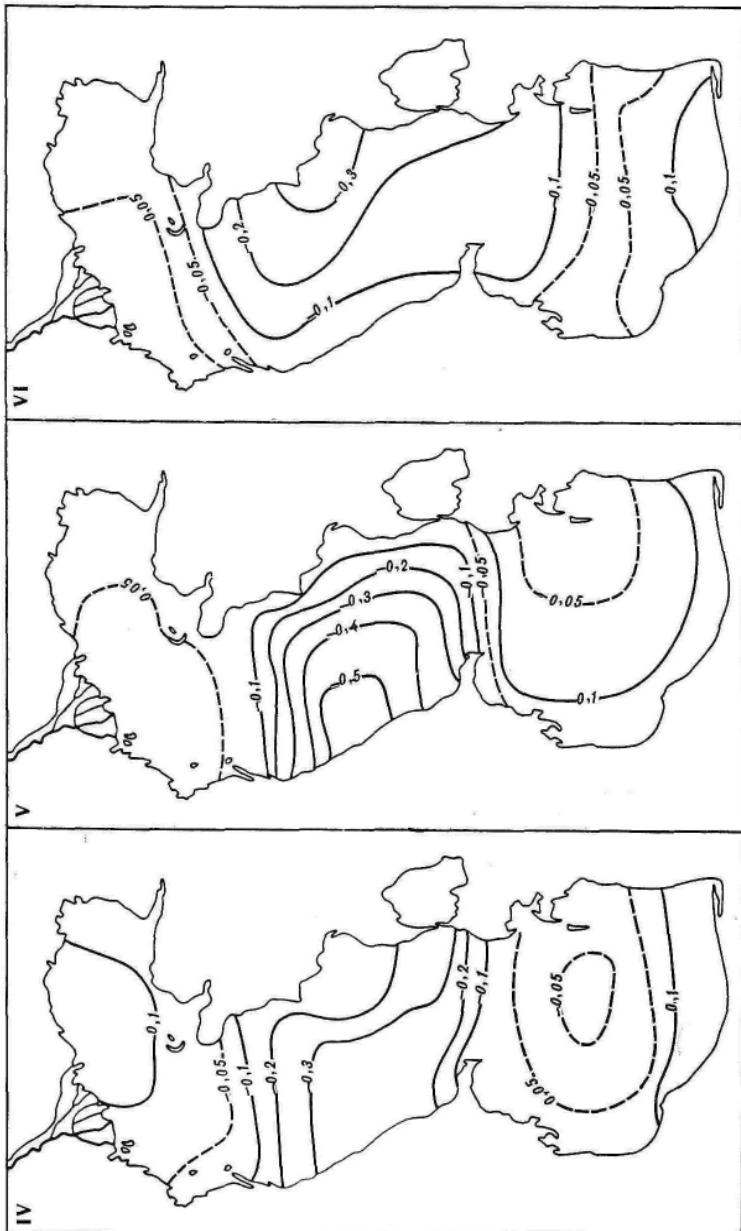


Рис. 22. (продолжение)

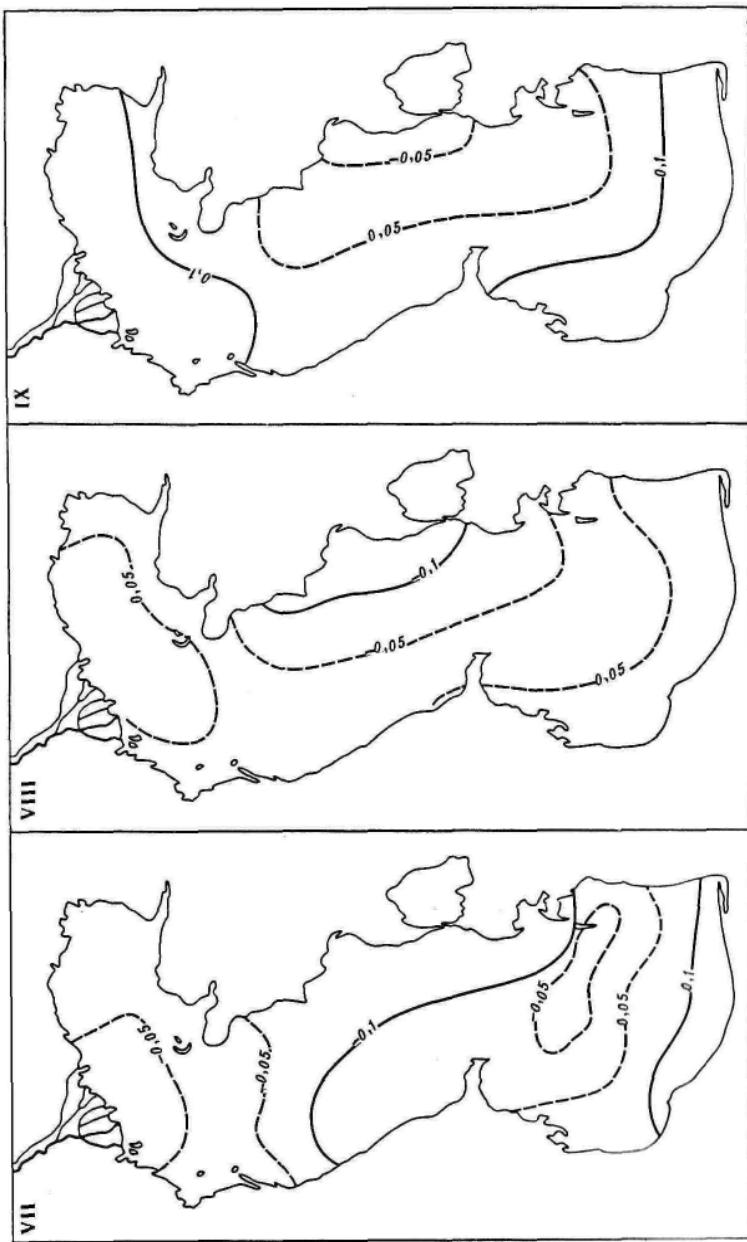
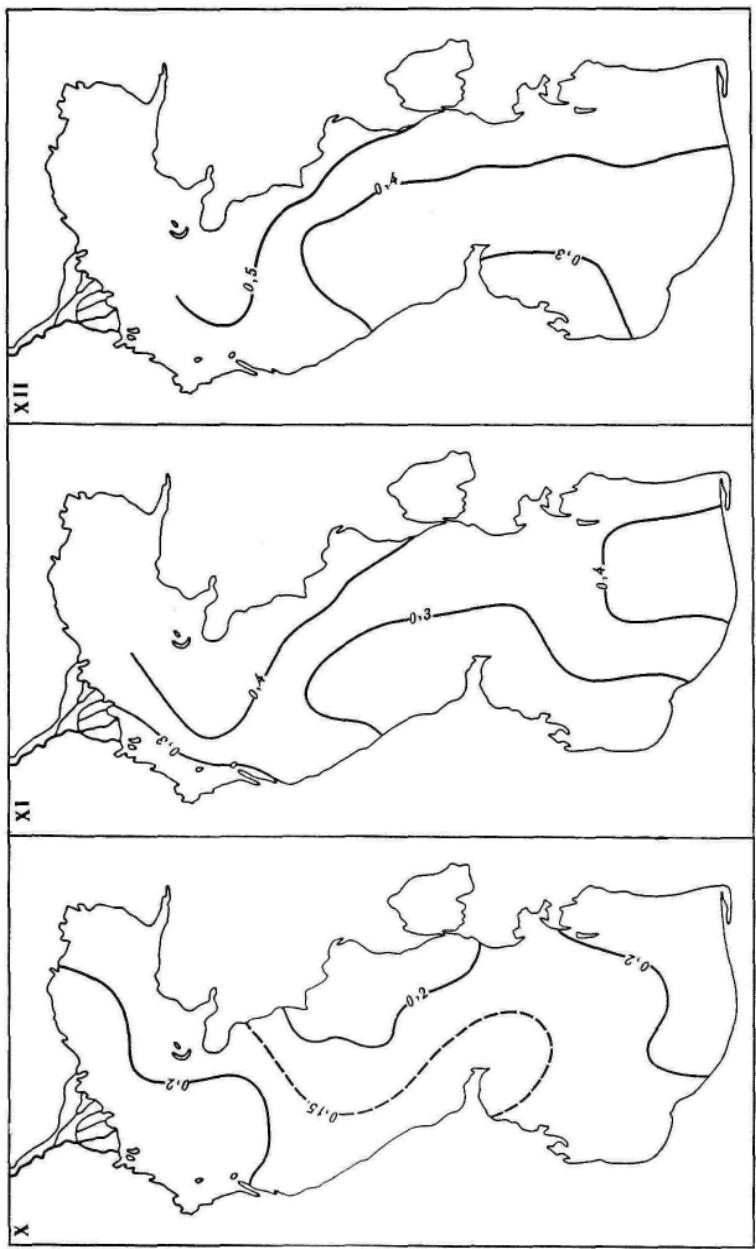


Рис. 22. (продолжение)

Рис. 22. (окончание)



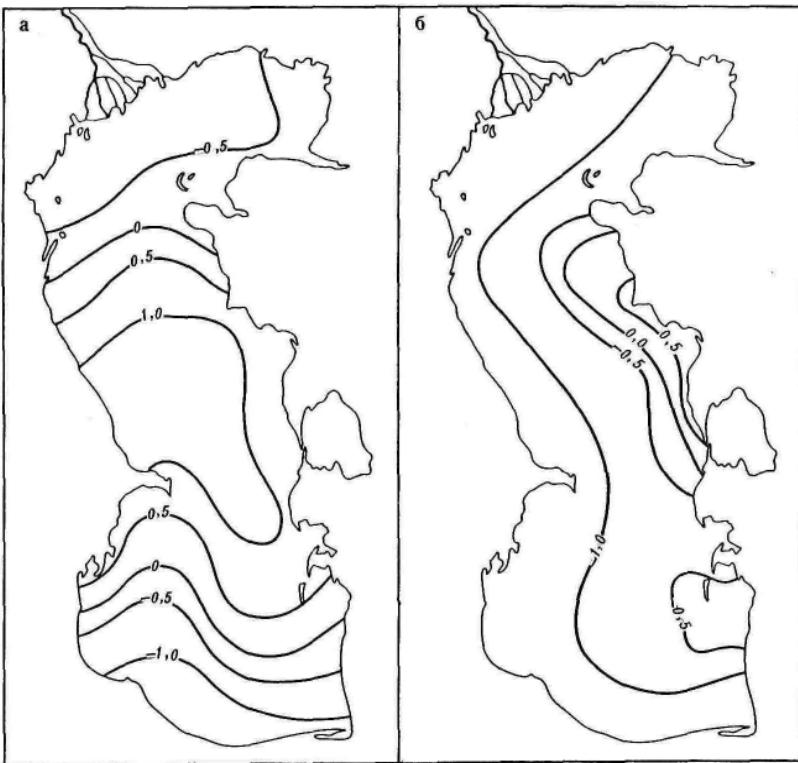


Рис. 23. Изменение фоновых условий перепада температуры в приповерхностном пограничном слое Каспийского моря $\delta T = T_{W_0} - T_W$, $^{\circ}\text{C}$ в мае (а) и сентябре (б)

ния Боуэна для Каспийского моря. Изменение его величины и знака (рис. 22) в значительной мере связано с сезоном года и, как этого и следовало ожидать, хорошо согласуется с полями параметра стратификации z/L . Констатируем, что с сентября по март вся акватория моря характеризуется положительными значениями отношения Боуэна, величина которого увеличивается от $\sim 0,05$ в сентябре, достигает наибольших значений зимой ($\sim 0,5$) и к весне постепенно уменьшается до $\sim 0,1$. Отрицательные значения отношения Bo появляются в средней части моря в основном в апреле и закономерно существуют здесь по август. Наибольших отрицательных величин в Среднем Каспии отношение Боуэна достигает в мае ($Bo \sim -0,5$). В Южном Каспии в весенне-летний период преобладают малые положительные значения отношения Bo (хотя в средней его части можно отметить небольшую аномалию отрицательных значений отношения Bo). Осенне-зимний и частично летний сезоны характеризуются однородным распределением значения отношения Bo , что дает основание принимать некоторые средние его значения Bo для акватории моря при проведении соответствующих оценок испарения и теплообмена. Весной и частично летом поля отношения Bo сильно неоднородны и поэтому нет никаких оснований для использования какого-либо среднего его значения.

Итак, можно констатировать, что анализ пространственной изменчивости основных характеристик взаимодействия z/L , C_{Te} , $lE + Q_T$, E , Bo , сделанный ранее, позволяет достаточно полно судить о тепло- и массообмене моря и его частей с атмосферой. Для такого анализа в каждом месяце использовался комплект из 12 карт, включающих, кроме указанных характеристик взаимодействия, карты количества измерений по квадратам, исходной гидрометеорологической информации, коэффициентов K_e и K_T . Результаты этих расчетов (карты указанных параметров) наряду с решаемыми здесь задачами могут найти применение и при исследовании внутриводоемных процессов, гидрологического режима моря и др., которые выходят за рамки данного исследования. Но на одном из прикладных значений полученного материала остановимся специально и покажем, что он, например, дает возможность рассчитать фоновые условия формирования термического приповерхностного слоя воды. Эта характеристика представляется полезной при выборе акваторий моря для полигонных исследований водной поверхности с летательных аппаратов и др. Примеры расчета фоновых условий формирования термического приповерхностного слоя воды, сделанные по нашей методике [Панин, 1985а] для весны и осени (май и сентябрь), приведены на рис. 23, а, б. Из рис. 23 видно, что температурные аномалии изменяются в пределах $\pm 1,0^{\circ}\text{C}$, т.е. практически сравнимых с ошибкой дистанционного измерения температуры водной поверхности T_{w_0} . Важно отметить, что различия между температурами T_w и T_{w_0} для приведенных примеров составляют 25–30% от среднеквадратических отклонений температуры воды T_w [Пармузина, 1971]. Сопоставление карт мая и сентября показывает, что закономерности пространственной изменчивости теплообмена моря и атмосферы в указанные месяцы проявляются и на изменчивости разностей ($\delta T = T_{w_0} - T_w$). Например, в мае четко определяются три части моря, а в сентябре на фоне относительной однородности поля δT ($\delta T = T_{w_0} - T_w$) выделяется аномальная зона вдоль восточного побережья Среднего Каспия.