

*Қазақстан Республикасының
қоршаған ортаны қорғау Ми-
нистрлігі*

*Министерство охраны
окружающей среды
Республики Казахстан*

«Қазгидромет» Республикалық
мемлекеттік кәсіпорны

Республиканское государственное
предприятие «Казгидромет»

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ ЖӘНЕ ЭКОЛОГИЯ

әр тоқсанда шығарылатын
ғылыми-техникалық журнал

№ 4

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ЭКОЛОГИЯ

Ежеквартальный
научно-технический журнал

АЛМАТЫ
2008

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР

Т.М. Зейнуллин, канд. эконом. наук

ЗАМЕСТИТЕЛИ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА

П.Ж. Кожаметов, канд. техн. наук; Н.И. Ивкина, канд. геогр. наук

Ответственный секретарь

О.С. Галаева

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Р.Г. Абдрахимов, канд. техн. наук; М.Ж. Бурлибаев, доктор техн. наук;
С.С. Байшоланов, канд. геогр. наук, В.В. Голубцов, канд. геогр. наук;
С.А. Долгих, канд. геогр. наук; Ж.Д. Достай, доктор геогр. наук;
Р.И. Гальперин, доктор геогр. наук; В.И. Ли, канд. техн. наук; Е.Ж. Муртазин,
канд. геолого-мин. наук; Е.Ф. Морозова, канд. геогр. наук; В.П. Попова, канд.
геогр. наук; В.Г. Сальников, доктор геогр. наук; О.Е. Семенов, канд. физ.-мат.
наук; Б.С. Степанов, доктор геогр. наук; А.А. Турсунов, доктор техн. наук;
Э.А. Турсунов, канд. геогр. наук, В.С. Чередниченко, доктор геогр. наук;
С.П. Шиварева, канд. техн. наук; Р.К. Яфязова, канд. геогр. наук;
О.С. Галаева (компьютерная сборка, техническая редакция).

Переводы на казахский язык А.У. Ортбаева

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ЭКОЛОГИЯ

№ 4 (51)

©

Журнал издается с 1995 года.

Регистрационное свидетельство

№ 1538 от 14 марта 1995 г.

Адрес редакции: 050022, Алматы,
пр. Абая, д. 32, к. 415, 420
Телефон: (7272) 55-84-06
E-mail: caspian_almaty@mail.ru
<http://www.meteo.kz>

Подписано в печать

Формат бумаги 70 × 100/16. Печать офсетная. Бумага офсетная.

Объем 14,1 п.л. Тираж 500 экз. Заказ

Цена договорная.

Отпечатано в типографии «ИП Волкова».

Райымбека 212/1, оф. 319. Тел.: (7272) 330-03-12; 330-03-13

СОДЕРЖАНИЕ

НАУЧНЫЕ СТАТЬИ

О.Е. Семенов О профиле скорости ветра в пограничном слое аэродинамической трубы над реальным пустынным песком.	7
С.Г. Сафаров Влияние глобальных климатических изменений на режим осадков Азербайджана.	34
А.В. Чердниченко Аэросиноптические условия образования гроз в Северном Казахстане.	46
Э.П. Кожаметова, В.С. Чердниченко Колебания климата в Иле-Балхашском бассейне.	71
Е.Е. Петрова Особенности пространственно-временного распределения индекса ультрафиолетовой радиации по территории Казахстана.	87
И.В. Пархоменко О режиме температуры воздуха в г. Таразе при возникновении превышения предельно допустимых концентраций загрязняющих веществ. . .	94
К.И. Десятова Основные особенности температурного режима казахстанского побережья Каспийского моря.	101
С.К. Вейсов, Г.Н. Аннаева, Г.О. Хамраев Систематизация неблагоприятных по степени риска процессов, возникающих при прокладке трубопроводов в аридных условиях.	111
А.К. Апушев Температурные условия юго-востока Казахстана и сроки высадки табака в поле.	118
Е.И. Вилесов, В.И. Морозова Изменение размеров современного оледенения и ледникового стока Северной Джунгарии во второй половине 20 века.	124
Н.И. Ивкина Характерные нагоны морской воды на северо-восточное побережье Каспийского моря.	144
Р.И. Гальперин, Т.В. Колча, А. Авезова Река Жайык (Урал): угроза наводнений в нижнем течении в современных условиях.	155

Л.Б. Кушникова	
Гидробиологический мониторинг качества поверхностных вод (на примере р. Ульби – нижнее течение).	166
М.Ж. Бурлибаев, Д.М. Бурлибаева, А.А. Волчек, Ан.А. Волчек	
Закономерности преобразования и экологической безопасности инженерных объектов и экосистем.	176
Е.А. Тажмагамбетов, М.М. Бураков	
Аммоний как индикатор наличия и активности зон окисления, связанных с очагами эндогенных пожаров в процессе затопления рудника Текели.	187
С.С. Нуркеев, Ж.М. Жаппарова, М.Б. Оралбаева	
Внедрение автоматизированной системы управления для полигона твердых бытовых отходов.	199
И.О. Сыдықова	
Қазақстандық кенді алтай тау аралық ойыстарындағы урбоәнеркәсіп геожүйелерінің экологиялық жағдайы.	204
Указатель статей, опубликованных в журнале в 2008 г.	211

CONTENTS

SCIENTIFIC ARTICLES

O.E. Semenov About a wind speed profile into a boundary layer of a wind tunnel above real deserted sand.	7
S.G. Safarov Influence of global climatic changes to the precipitation regime of Azerbaijan.	34
A.V. CHerednichenko Aerosynoptic conditions of formation of thunder-storms in the Northern Kazakhstan.	46
E.P. Kozhahmetova, V.S. CHerednichenko Climate fluctuation at the Ile-Balkhash Basin.	71
E.E. Petrova Spatially-time features of the ultraviolet radiation index distribution on the Kazakhstan's territory.	87
I.V. Parkhomenko About air temperature regime in the Taraz City at excess of the maximum permissible concentration of the polluting substances.	94
X.I. Dessyatova Main features of the temperature regime of the Kazakhstan coast of the Caspian Sea.	101
S.K. Veyisov, G.N. Annayeva, G.O. Hamrayev Classification of unfavorable processes, arising from pipelines' building in arid conditions, considering their risks.	111
A.K. Apushev Temperature conditions of the south-east of the Kazakhstan and time planting of tobacco on the ground.	118
E.N. Vilesov, V.I. Morozova Dimensional change of modern glaciation size and glacial runoff of Northern Jungaria in second part of 20 th century.	124
N.I. Ivkina Characteristic wind setup phenomena to the northeastern coast of the Caspian Sea.	144
R.I. Galperin, T.V. Kolcha, A. Avezova Jaiyk (Ural) River: menace of floods in the lower reach in modern con- ditions.	155

L.B. Kushnikova	
Hydrobiological monitoring of surface water quality (on an example Ulbi River – lower reach).	166
M.ZH. Burlibayev, D.M. Burlibayeva, A.A. Volchek, An.A. Volchek	
Mechanism of transformation and ecological safety of engineering objects and ecosystems.	176
E.A. Tazhmagambetov, M.M. Burakov	
Ammonium as the indicator of presence and activity of the oxidation zones connected with the endogenic centre fires in the process of mine Tekeli flooding.	187
S.S. Nurkeev, ZH.M. ZHapparova, M.B. Oralbaeva	
Introduction automated managerial system for solid domestic waste polygon.	199
I.O. Sydykova	
Ecological condition of urboindustrial geosystems of intermountain hollows of the Kazakhstan’s Ore Altai.	204
Articles’ List Published in “Hydrometeorology and Ecology” Magazine, 2007	211

УДК 551.515: 532.5.18

**О ПРОФИЛЕ СКОРОСТИ ВЕТРА В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ
АЭРОДИНАМИЧЕСКОЙ ТРУБЫ НАД РЕАЛЬНЫМ
ПУСТЫННЫМ ПЕСКОМ**

Канд. физ.-мат. наук О.Е. Семенов

Анализируются результаты измерений профилей скоростей в пограничном слое аэродинамической трубы над реальным полидисперсным песком пустынь при отсутствии и наличии ветрового переноса песка. Получен универсальный безразмерный профиль средней скорости турбулентного течения в пограничном слое над ровной поверхностью пустынного песка при отсутствии ветрового переноса, который совпадает с профилем Никурадзе. Песчаная поверхность, покрытая золовой рябью, отличается тем, что на ней параметр шероховатости пропорционален не размеру частиц x_0 , а высоте ряби $z_0 = \frac{1}{30}h_R$. При наличии ветрового переноса частиц z_0 становится переменной величиной и зависит от динамического аналога числа Фруда $z_0 = \frac{1}{30}x_0(Fr_ - 12)^{1,8}$.*

Наименее изученными вопросами при пыльных и песчаных бурях остаются вопросы строения как планетарного пограничного слоя атмосферы, так и тонкого приповерхностного пограничного слоя ветропесчаного потока, что объясняется ограниченным количеством имеющихся измерений во время бурь в этих слоях. Несмотря на значительные успехи, достигнутые в развитии теории пыльных и песчаных бурь [1, 2, 10, 11, 13], приповерхностный пограничный слой в экспериментальном отношении остаётся практически не изученным. Между тем, именно в этом слое переносится значительная масса частиц твердой фазы потока, происходит воздействие на поток подстилающей подвижной песчаной поверхности и потока на неё.

Пограничный слой ветропесчаного потока невозможно исследовать в полевых условиях, так как для этого необходимо провести тонкие экспериментальные измерения в слое мощностью всего 40...50 мм, насыщенном движущимися частицами песка. Такую работу можно выполнить только в стационарных условиях в специальной аэродинамической трубе,

оборудованной необходимым измерительным комплексом. Работы в лаборатории имеют существенные преимущества над наблюдениями в естественных условиях. Измерения, проводящиеся в аэродинамических трубах, поставлены в строго контролируемых условиях при оптимальном выборе параметров среды; они легче анализируются, сравниваются и поддаются интерпретации. Однако потоки в аэродинамической трубе отличаются от атмосферных меньшей интенсивностью турбулентности. Поэтому результаты исследований в аэродинамической трубе переносить на процессы в атмосфере следует делать в том случае, если наблюдается их кинематическое и динамическое подобие.

Важной особенностью ветропесчаных потоков, как в естественных условиях, так и в аэродинамических трубах, является формирование волновых деформаций песчаной поверхности. Исследованию в аэродинамической трубе особенностей скоростей потоков над реальными песчаными поверхностями и посвящена эта работа.

В гидродинамике выделены три типа поверхностей: гладкие, шероховатые и поверхности с промежуточными свойствами. В основу такой классификации положено отношение размеров неровностей на поверхности h_s к толщине на ней вязкого подслоя $\delta_v = \nu/u_*$, где ν – кинематическая вязкость. Для сопротивления движению потока важно, утоплены неровности поверхности внутри вязкого подслоя, или выступают за его пределы. Масштаб высоты вязкого подслоя δ_v при небольших скоростях потока достигает нескольких десятых долей миллиметра и быстро уменьшается с ростом динамической скорости до 0,1 мм и менее. По мнению Шлихтинга, в технике, для существования динамически гладких поверхностей, допустимая высота элементов шероховатости заключена в пределах от 0,01 до 0,1 мм. Для очень редких бугорков шероховатости, а так же для волнистой поверхности, допустимая высота неровностей может быть несколько большей [9].

Как известно, наиболее изученным и до нашего времени является взаимодействие потока с песчаной поверхностью, сложенной закрепленными однородными частицами. Фундаментальные экспериментальные работы Никурадзе и результаты их последующего анализа лежат в основе современных представлений о взаимодействии потока жидкости или газа с плоскими поверхностями [5, 6]. Никурадзе исследовал взаимодействие потока со стенками трубы, оклеенными частицами песка одинакового размера. Установление границ режимов обтекания поверхностей потоком жидкости или газа связано с изменением соотно-

шений между размерами высоты препятствий h_s и толщиной вязкого подслоя δ_v . Это отношение h_s / δ_v имеет вид числа Рейнольдса $\frac{h_s}{\delta_v} = \frac{h_s u_*}{\nu}$. Поэтому оно часто называется числом Рейнольдса Re_s поверхности.

Когда препятствия полностью погружены в вязкий подслоем, наблюдается гладкий режим обтекания поверхности. Для плотно упакованных и приклеенных к поверхности частиц песка одинакового размера этот режим наблюдается при $Re_s < 2$. В этом случае сопротивление поверхности определяется только молекулярной вязкостью. Когда верхние части песчинок выступают за границы вязкого подслоя, наблюдается переходный режим. Если частицы выступают намного выше границы вязкого подслоя, то осуществляется режим развитого шероховатого взаимодействия потока с поверхностью. Он наблюдается при числах Рейнольдса $Re_s > 70$. В условиях развитой шероховатости сопротивление полностью обуславливается турбулентной вязкостью потока. Разумеется, что в приложении к метеорологическим задачам численные значения критериев Re_s не следует считать вполне установленными, а рассматривать их как приближенные. В режиме развитого шероховатого взаимодействия потока с поверхностью коэффициент сопротивления является постоянной величиной, не зависящей от числа Рейнольдса Re_s . Никурадзе показал, что в полностью развитом турбулентном течении, параметр шероховатости z_0 пропорционален размеру песчинок и равен одной тридцатой их размера $z_0 = 1/30 h_s$ [2, 5, 6, 9].

Турбулентный пограничный слой над гладкой поверхностью

Движение турбулентного потока жидкости (газа) в трубах возле плоской гладкой поверхности изучено в гидродинамике достаточно хорошо и теоретически, и экспериментальными методами [6, 9]. Над такой поверхностью формируется пограничный слой с большими градиентами скорости течения в перпендикулярном к ней направлении. В нижней, прилегающей к поверхности, части этого слоя доминирует молекулярная вязкость. В этом вязком подслое перенос количества движения τ осуществляется за счет молекулярной вязкости

$$\tau = \rho \nu \frac{\partial u}{\partial z}.$$

По экспериментальным оценкам масштаб высоты вязкого подслоя $\delta_v = 5\nu/u_*$ при небольших скоростях потока достигает нескольких десятых долей миллиметра и быстро уменьшается с ростом динамической скорости до 0,1 мм и менее. Турбулентная часть пограничного слоя начинается с уровня $\delta_n = 30\nu/u_*$. В нем перенос количества движения τ происходит за счет турбулентных флуктуаций скорости потока

$$\tau = -\overline{\rho u'w'} = \rho K_u \frac{\partial u}{\partial z},$$

где K_u – коэффициент турбулентной вязкости, u' и w' – пульсации продольной и вертикальной составляющих вектора скорости потока. K_u на несколько порядков превышает коэффициент молекулярной кинематической вязкости ν . Коэффициент молекулярной кинематической вязкости ν зависит от температуры и давления воздуха. При давлении воздуха 1000 гПа и температуре 0 °С $\nu = 13 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ и возрастает до $17 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ при температуре 40 °С. Коэффициент турбулентной вязкости K_u линейно растет с высотой $K_u = \kappa u_* z$. Если на уровне $\delta_n = 30\nu/u_*$ он имеет значение одного порядка с кинематической вязкостью ν , то на высоте 10 см K_u при динамической скорости потока $u_* = 0,4 \text{ м/с}$ уже превышает ν в 100 раз.

Между вязким и пограничным турбулентным слоями расположен слой с переходными свойствами, в котором силы молекулярной и турбулентной вязкости имеют одинаковый порядок $\rho\nu \frac{\partial u}{\partial z} \approx \overline{\rho u'w'}$.

Ещё в начале 30-х годов 20 столетия Карманом и независимо от него Прандтлем различными теоретическими подходами был предложен для описания средней скорости потока в пограничном слое над гладкой поверхностью выше $\delta_n = 30\nu/u_*$ универсальный профиль

$$\bar{u}(z) = Au_* \ln z + A_1, \quad (1)$$

где A – универсальная безразмерная постоянная, A_1 – постоянная интегрирования, которая, по мнению Монины и Яглома, может зависеть от коэффициента молекулярной вязкости ν [6]. В вязком слое средняя скорость потока \bar{u}_z линейно растет с высотой

$$\bar{u}_z = \frac{u_*^2}{\nu} \cdot z. \quad (2)$$

В слое с промежуточными свойствами вязкости профиль скорости потока плавно переходит от линейного (2) к логарифмическому (1). Оба эти слоя высотой δ_n иногда объединяют и называют вязкобуферным. Классические экспериментальные исследования Никурадзе и более поздние работы позволили определить постоянные для логарифмического профиля скорости потока в пограничном слое и представить его в виде

$$\frac{\bar{u}(z)}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \frac{u_* z}{\nu} + B, \quad (3)$$

где $A = \frac{1}{\kappa}$ и $\kappa = 0,4$ – постоянная Кармана. По оценке Никурадзе $B = 5,5$ для $\kappa = 0,4$. Более поздние исследования пограничного слоя над гладкими поверхностями подтвердили вид профиля скорости потока, но дали изменяющиеся значения B в пределах от 4,9 до 5,8. На рисунке 1 приведен заимствованный в монографии Моница и Яглома в координатах безразмерная скорость $u_+ = \frac{\bar{u}(z)}{u_*}$ и безразмерное расстояние от поверхности $z_+ = \frac{u_* z}{\nu}$ универсальный безразмерный профиль средней скорости турбулентного течения возле гладкой стенки в пограничном слое [6]. Этот график получен Кестином и Ричардсоном путем обобщения измерений 11 авторов.

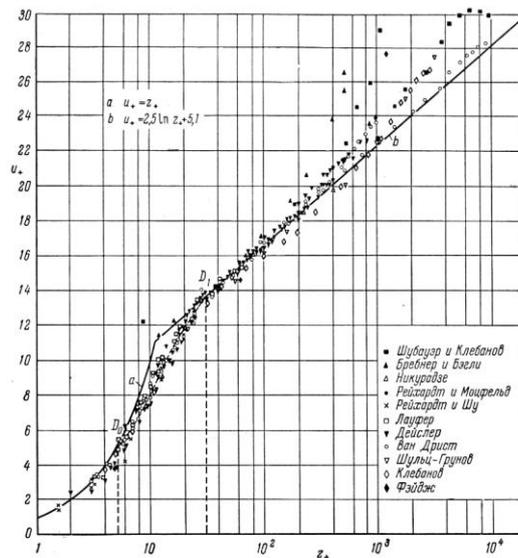


Рис. 1. Универсальный безразмерный профиль средней скорости турбулентного течения в пограничном слое возле гладкой стенки (по Кестину и Ричардсону) [6].

Участок кривой a описывается линейной функцией (2) и относится к вязкому слою, в котором сопротивление определяется молекулярной вязкостью. На расстоянии до стенки $z < 5 \frac{V}{u_*}$ экспериментальные данные удовлетворительно укладываются на кривую линейного профиля скорости (2). Участок кривой b описывает турбулентную область потока в интервале высот $30 \frac{V}{u_*} < z < 500 \frac{V}{u_*}$ логарифмическим профилем (3). В промежуточной зоне, ограниченной точками D_0 и D_I , $\left(5 \frac{V}{u_*} < z < 30 \frac{V}{u_*} \right)$, результаты измерений отклоняются от значений, даваемых формулами (2) и (3). В этом переходном слое, как сказано выше, с ростом расстояния от поверхности молекулярная вязкость V теряет свое влияние и в потоке начинает превалировать турбулентная вязкость.

Отличие естественных поверхностей песчаных пустынь от поверхности Никурадзе

В более поздних экспериментальных работах было доказано, что в природе существуют поверхности, параметр шероховатости которых z_0 не является постоянной величиной, а изменяется в широких пределах под воздействием потока воздуха. Это поверхность морей при штормах, снежного покрова при метелях и подвижного песка во время песчаных бурь. Такие поверхности отличаются от изученной искусственной песчаной поверхности Никурадзе. Исследованию морской поверхности было уделено пристальное внимание при изучении проблемы взаимодействия атмосферы и океана во второй половине прошлого века, и имеется большое число публикаций по этой проблеме. Значительно меньше работ по изучению зависимости z_0 от скорости ветра при песчаных бурях и метелях [2, 3, 7, 14].

Природная песчаная поверхность существенно отличается от искусственной, с которой работал Никурадзе. Естественные поверхности песчаных пустынь сложены из полидисперсных систем подвижных частиц песка, интервал размеров которых изменяется от 40...50 до 300...500 мкм. Распределение частиц по размерам у подвижных и полужакрепленных песков аппроксимируется логарифмически нормальной функцией с плотностью

$$f(x) = \frac{0,43429}{\sigma_{\lg x} x \sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{(\lg x - \lg x_0)^2}{2\sigma_{\lg x}^2} \right],$$

где x – размер песчинок, мкм; x_0 – средний геометрический размер песчинок, мкм; $\sigma_{\lg x}$ – среднее квадратическое отклонение логарифмов размеров частиц (стандартное геометрическое отклонение). Два параметра x_0 и $\sigma_{\lg x}$ полностью описывают эту функцию.

На реальной поверхности песка ветер постоянно изменяет её рельеф и создает периодические деформации – эоловые волновые формы рельефа различного масштаба [3, 7, 8, 10, 11, 12]. Их можно разделить на две группы в зависимости от геометрических размеров и масштабов динамических процессов при их образовании:

эоловые макроформы (дюны, гряды, барханы и барханные гряды);

эоловые микроформы: эоловая рябь (или рифели) и микрорябь.

На лишенных растительности песках, создаются подвижные формы рельефа – барханы и барханные цепи, покрытые рифелями. Высота барханных цепей бывает от нескольких десятков сантиметров до метра и более, расстояние между гребнями – до двух десятков метров.

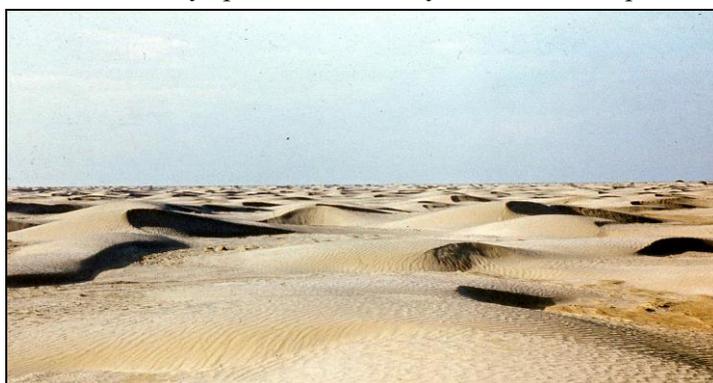


Рис. 2. Волновые формы рельефа в песчаной пустыне.

Одиночные барханы могут достигать значительной высоты – 10...15 м и более. Геометрические масштабы рифелей изменяются в следующих пределах: высота порядка нескольких миллиметров, длина волны – от нескольких сантиметров до 20 и более. На очень мелких песках на рифелях можно обнаружить микрорябь высотой порядка миллиметра и периодичностью в несколько миллиметров. Все перечисленные подвижные формы песчаного рельефа объединяет удивительное геометрическое подобие. Они имеют очень близкое отношение высот h к параметру периодичности λ . Так у низких барханных цепей среднее отношение $h/\lambda = 0,05...0,06$, у эоловой ряби – $0,06...0,08$. Очень образно описал эту гармо-

нию подвижных песков Багнольд [12]. Приведем его описание в переводе Сенкевича [8] «В песчаной пустыне вместо хаоса и беспорядка наблюдатель не перестает изумляться простоте форм, точности повторений и геометрической правильности, неизвестной в природе, если не говорить о мире кристаллов». На рисунке 2 показаны основные эоловые формы, распространенные в песках.

О влиянии переносимых ветром частиц песка на основные кинематические и динамические параметры воздушного потока стало известно еще с пионерных работ Багнольда [11, 12] конца 30-х годов 20-го века, выполненных лишь ненамного позже работ Никурадзе. Багнольд не только обнаружил изменение формы профилей скоростей двухфазного потока, несущего частицы песка, по сравнению с чистыми воздушными потоками, но и сделал вывод, что режим обтекания песчаной поверхности, покрытой рифелями, во время ветрового переноса песка является промежуточным [12].

В конце 60-х годов 20 века Бирн проанализировал накопленные измерения профилей скоростей ветра в аэродинамических трубах в момент возникновения процесса выветривания песка и почв, т.е. в условиях пороговых (критических) скоростей. Он подтвердил вывод Багнольда о том, что на начальной стадии отрыва частиц режим обтекания поверхности не достигает развитого шероховатого и является переходным от гладкого к турбулентному [14].

При проведении градиентных измерений на 16-ти метровых мачтах во время песчаных бурь в пустынях нами было обнаружено, что параметр шероховатости z_0 меняется с ростом динамической скорости u_* в широком интервале значений – от 10^{-4} до 1 см. Все это принципиально отличает естественную песчаную поверхность во время бурь по своим динамическим свойствам от поверхности Никурадзе, так как отношение z_0/h_s на ней уже является переменной величиной [3, 7].

Турбулентный пограничный слой над ровной песчаной поверхностью с логарифмически нормальным распределением частиц по размерам при отсутствии их ветрового переноса

Прежде чем приступить к исследованиям пограничного турбулентного слоя над поверхностью естественного пустынного песка, переносимого ветровым потоком, мы провели исследования профилей средней скорости воздушного потока при отсутствии переноса песка над ровной песчаной поверхностью с логарифмически нормальным распределением частиц по размерам, и над поверхностью этого же песка, но уже с эоловой рябью.

Этот цикл экспериментов преследовал две цели. Во-первых, проверить правильность методики исследований путем сравнения полученных нами результатов с результатами наших предшественников. Во-вторых, получить гидродинамическую оценку поверхности, сложенной реальным пустынным песком с известной функцией распределения частиц по размерам. Кроме того, эти эксперименты позволили сравнить различные методы получения параметра шероховатости песчаной поверхности z_0 . Как показали Монин и Яглом [6], z_0 над гладкой поверхностью связан с размером неровностей h_s , на ней и константой логарифмического профиля B (3) следующим выражением

$$z_0 = h_s \cdot e^{-\kappa \cdot B}. \quad (4)$$

В моделях строения атмосферы z_0 рассматривается как уровень потока, на котором скорость ветра обращается в нуль. Для его определения в условиях безразличной температурной стратификации измеряют вертикальные профили средней скорости ветра над исследуемой поверхностью. В этих условиях они описываются логарифмическим законом $u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0}$ с постоянной Кармана $\kappa = 0,4$. Графическая экстраполяция измеренных профилей $u(z)$ в координатах u и $\ln z$ до пересечения с осью ординат, где скорость ветра обращается в нуль, дает значение z_0 . Метод позволяет определять не только z_0 , но и рассчитывать динамическую скорость потока u_* .

В КазНИГМИ (ныне КазНИИЭК) была создана аэродинамическая труба для изучения дефляции песка и почв с длиной рабочего канала 10 м.



Рис. 3. Внешний вид аэродинамической трубы КазНИИЭК.

Она построена по схеме незамкнутого типа с закрытой рабочей частью и всасывающим вентилятором. Коллектор аэродинамической трубы представляет собой поверхность, образованную четырьмя плоскостями, изогнутыми по кривой лемнискаты. Для уменьшения пограничных эффектов поверхность дна части канала после конфузора и перед циклоном оклеена песчаными зернами. Двигатель вентилятора трехфазный, мощностью 270 Вт и числом оборотов 2800 в минуту. Этот силовой узел позволяет получить максимальную скорость воздуха на оси канала 12,5 м/с. Скорость потока воздуха регулируется дроссельной заслонкой.

Измерения скорости потока и ее профилей осуществляется комбинированной пневмометрической трубкой Пито-Прандтля, установленной на координатнике с цифровой индикацией высоты измерения через 5 мм с точностью $\pm 0,1$ мм. Диаметр трубок равен пяти миллиметрам, диаметр приемного отверстия полного давления – 1 мм. Градуировочный коэффициент используемых у нас трубок по аттестации ГГО равен единице. Управление работой координатника осуществляется дистанционно с пульта трубы. Трубка Пито-Прандтля измеряет скорость совместно с гидростатическим наклонным чашечным микроманометром. Для увеличения точности расчета скорости, микроманометры устанавливались с малым углом наклона трубки для отсчета высоты столбика спирта.

Толщина пограничного слоя воздушного потока над исследуемой поверхностью песка с логарифмическим профилем скорости ветра достигает 5...6 см. Не равномерность поля скоростей ветра в канале трубы за пределами пограничного слоя воздуха не превышают 3 %. Для экспериментов на дно рабочей части канала насыпался слой песка с известным распределением частиц по размерам, и его поверхность тщательно выравнивалась.

Для экспериментов взят песок с логарифмически нормальной функцией распределения частиц по размерам со средним геометрическим размером частиц $x_0 = 172$ мкм и средним квадратическим отклонением логарифмов размеров частиц $\sigma_{lg,x} = 0,15$ из песков Кызылкум. Было выполнено измерение пяти профилей средней скорости воздушного потока при динамической скорости 0,15; 0,17 и 0,19 м/с. Результаты измерений и расчетов представлены в таблице 1.

Последнее измерение при $u_* = 0,19$ м/с выполнялось в условиях, когда наблюдались отдельные вылеты частиц песка с поверхности в воздушный поток, т.е. при критической скорости начала выветривания.

На рисунке 4 в безразмерных координатах $u_+ = \frac{\bar{u}(z)}{u_*}$ и $z_+ = \frac{u_* z}{\nu}$ проведен универсальный безразмерный профиль средней скорости турбулентного течения в пограничном слое возле гладкой стенки.

Таблица 1

Данные измерений профилей продольной скорости воздушного потока в пограничном слое аэродинамической трубы. Ровная поверхность естественного песка при отсутствии его ветрового переноса

z , см	u , м/с	u_z/u_*	zu_*/ν	Условия измерения
0,5	2,2	13,7	51,4	$u_* = 0,15$ м/с
1,0	2,35	15,7	102,7	$z_0 = 1 \cdot 10^{-3}$ см
1,5	2,5	16,7	154,1	$x_0 = 172$ мкм
2,0	2,65	17,7	205,5	$\sigma_{lgx} = 0,15$
3,0	2,8	18,7	308,2	$T = 22,4$ °С
4,0	3,0	20,0	410,96	$\nu(T) = 1,46 \cdot 10^{-5}$ м ² ·с ⁻¹
5,0	3,15	21,0	513,7	Ровная поверхность
6,0	3,2	21,33	616,4	
7,0	3,25	21,67	719,2	
z , см	u , м/с	u_z/u_*	zu_*/ν	Условия измерения
0,5	2,35	15,36	52,4	$u_* = 0,15$ м/с
1,0	2,65	17,32	104,8	$z_0 = 1 \cdot 10^{-3}$ см
1,5	2,7	17,65	157,2	$x_0 = 172$ мкм
2,0	2,85	18,63	209,6	$\sigma_{lgx} = 0,15$
3,0	3,05	19,93	314,4	$T = 21,6$ °С
4,0	3,2	20,92	419,2	$\nu(T) = 1,46 \cdot 10^{-5}$ м ² ·с ⁻¹
5,0	3,25	21,24	524,0	Ровная поверхность
6,0	3,35	21,89	628,8	
z , см	u , м/с	u_z/u_*	zu_*/ν	Условия измерения
0,5	2,45	14,4	58,2	$u_* = 0,17$ м/с
1,0	2,65	15,6	116,4	$z_0 = 2 \cdot 10^{-3}$ см
1,5	2,9	17,1	174,7	$x_0 = 172$ мкм
2,0	3,05	17,9	232,9	$\sigma_{lgx} = 0,15$
3,0	3,3	19,4	349,3	$T = 22,4$ °С
4,0	3,5	20,6	465,8	$\nu(T) = 1,46 \cdot 10^{-5}$ м ² ·с ⁻¹
5,0	3,65	21,5	582,2	Ровная поверхность
6,0	3,8	22,4	698,6	

z , см	u , м/с	u_z/u_*	zu_*/ν	Условия измерения
0,5	2,6	14,94	59,6	$u_* = 0,17$ м/с
1,0	2,85	16,38	119,2	$z_0 = 1 \cdot 10^{-3}$ см
1,5	3,05	17,53	178,8	$x_0 = 172$ мкм
2,0	3,15	18,10	238,4	$\sigma_{lgx} = 0,15$
3,0	3,35	19,25	357,6	$T = 21,7$ °С
4,0	3,55	20,40	476,8	$\nu(T) = 1,46 \cdot 10^{-5}$ м ² ·с ⁻¹
5,0	3,7	21,26	596,0	Ровная поверхность
6,0	3,8	22,35	715,2	

z , см	u , м/с	u_z/u_*	zu_*/ν	Условия измерения
0,5	2,95	15,53	65,07	$u_* = 0,19$ м/с
1,0	3,15	16,58	130,14	$z_0 = 1 \cdot 10^{-3}$ см
1,5	3,3	17,37	195,21	$x_0 = 172$ мкм
2,0	3,45	18,16	260,27	$\sigma_{lgx} = 0,15$
3,0	3,8	20,0	390,4	$T = 22,4$ °С
4,0	4,0	21,05	520,6	$\nu(T) = 1,46 \cdot 10^{-5}$ м ² ·с ⁻¹
5,0	4,1	21,58	650,7	Критическое значение u_*
6,0	4,2	22,11	780,8	Ровная поверхность

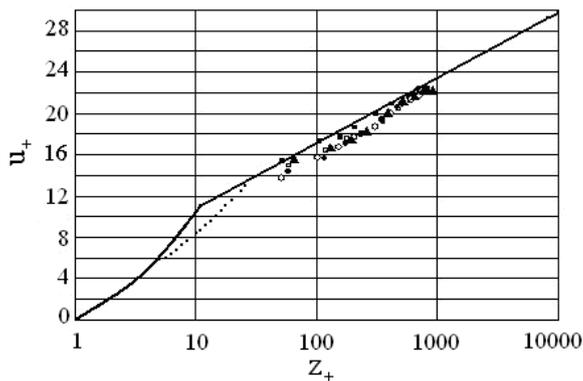


Рис. 4. Универсальный безразмерный профиль средней скорости турбулентного течения в пограничном слое над ровной поверхностью пустынного песка при отсутствии ветрового переноса.

На поле рисунка нанесены результаты наших измерений профилей средней скорости потока воздуха над естественной песчаной поверхностью. Они удовлетворительно согласуются с уравнением универсального безразмерного профиля средней скорости турбулентного течения в пограничном слое возле гладкой стенки (3). Таким образом, исследованную нами ровную песча-

ную поверхность естественного песка с логарифмически нормальной функцией распределения частиц по размерам с $x_0 = 172$ мкм при отсутствии его ветрового переноса можно отнести к аэродинамически гладкой поверхности. Обратимся к определению параметра шероховатости z_0 . По нашим построениям каждого профиля средней скорости в координатах u и $\ln z$, параметр шероховатости z_0 оказался равным в четырех случаях $1 \cdot 10^{-3}$ см и в одном $2 \cdot 10^{-3}$ см. При вычислении z_0 для ровной поверхности естественного песка стоит вопрос о выборе высоты её неровностей h_s . При логарифмически нормальной функции распределения частиц по размерам, мы располагаем двумя характеристиками: средним геометрическим $x_0 = 172$ мкм и модальным размером $x_m = x_0 \exp(-5,3\sigma_{\lg x}^2) = 153$ мкм. Вычисление для $h_s = x_0$ дало значение $z_0 = 1,9 \cdot 10^{-3}$ см, для $h_s = x_m - z_0 = 1,7 \cdot 10^{-3}$ см. Наконец, имеется способ, рекомендованный Никурадзе, по которому $z_0 = 1/30 \cdot h_s$. Для x_0 и x_m , z_0 оказывается в этом случае равным, соответственно, $5 \cdot 10^{-4}$ и $6 \cdot 10^{-4}$ см. Очевидно, что все три способа дают близкие результаты.

Турбулентный пограничный слой над эоловой рябью (рифелями)

В изучении пассивного взаимодействия между потоком воздуха и эоловыми формами песчаного микрорельефа делаются лишь первые шаги. Под пассивным взаимодействием имеется в виду взаимодействие воздушного потока с неподвижными волновыми деформациями поверхности песка и его частицами. Исследование профилей скоростей потока проводились нами над эоловой рябью с хорошо выраженной периодичностью, предварительно сформированной при значительных скоростях ветра (Рис. 5).



Рис. 5. Измерение скорости потока над гребнем эоловой ряби.

Измерения профилей скорости потока над различными элементами профиля эоловой ряби потребовало от нас большего набора высот измерений в нижней части пограничного слоя. Ниже 5 мм измерения выполнялись на высоте 0,5; 1,5; 2,5; 3,5 и 4,5 мм. Нижний уровень устанавливался путем утапливания трубки Пито-Прандтля в песок так, что нижняя кромка приемного отверстия полного давления совпадала с уровнем поверхности песка. Центр отверстия при этом находился на высоте 0,5 мм. Следующие уровни измерений устанавливались через один миллиметр с точностью $\pm 0,1$ мм. Затем трубка поднималась на высоту 5 мм, и далее измерения скорости выполнялись на уровнях 5, 10, 15, 20, 30, 40, 50 и 60 мм. Профили скорости измерялись в следующих характерных точках (рис. 6) над поверхностью ряби: над серединой наветренного склона (3), над гребнем (4), за гребнем (1) и на дне впадины (2).



Рис. 6. Форма эоловой ряби и точки измерений профилей скорости потока над ней.

Исследования проводились над рябью с расстоянием между гребнями (длиной волны) $\lambda = 115$ мм и высотой $h = 7$ мм. Отношение $i = h/\lambda$ (индекс ряби) равно 0,06 и характерно для этого вида деформации песчаной поверхности. По своей форме рябь подобна низким барханам. Гребень ряби образован из наиболее крупных частиц песка и круто обрывается откосом высотой 2 мм. Далее подветренный склон полого снижается до начала подошвы наветренного склона следующего рифеля под углом 8° . Наветренный склон поднимается под углом 5° до гребня ряби. Наиболее низкая часть понижения, где высота z принималась нами за нулевую отметку поверхности песка, находилась на расстоянии $0,3 \lambda$ от гребня. Результаты измерений профилей скоростей воздушного потока над эоловой рябью представлены в таблице 2.

Анализ измерений преследовал решение двух задач. Во-первых, оценить взаимодействие потока воздуха с характерными элементами волнового микрорельефа – наветренным склоном ряби, её гребневой частью и в промежутке между ними в самой низкой части песчаной поверхности, т.е. на нулевом уровне. Во-вторых, получить осредненные характеристики профиля скорости ветра над эоловой рябью. Для решения первой задачи профили скорости потока строились для высот, отсчитываемых от уровня поверхности эле-

мента рельефа. Для второй – высоты всех полученных профилей приводились к одному нулевому уровню поверхности песка (подошвы рифеля) и строился один (средний из четырех) профиль скорости ветра.

Таблица 2

Продольная скорость потока воздуха над различными элементами профиля эоловой ряби (рифеля)

Z, мм	Скорость ветра над различными элементами формы эоловой ряби, м/с			
	над склоном	над гребнем	за гребнем	на дне
0,5	2,8	2,8	1,2	2,1
1,5	3,1	3,1	2,1	2,3
2,5	3,2	3,25	2,9	2,5
3,5	3,3	3,3	3,05	2,6
4,5	3,3	3,4	3,2	2,85
5	3,3	3,4	3,2	3
10	3,8	3,75	3,55	3,4
15	3,95	4,05	3,9	3,8
20	4,2	4,3	4,2	4,1
30	4,45	4,55	4,5	4,35
40	4,6	4,7	4,75	4,6
50	4,75	4,8	4,75	4,7
60	4,75	4,9	4,75	4,75
z_0 , см	0,002	0,002	0,01	0,01
u_* , м/с	0,24	0,25	0,32	0,31

Профили скоростей ветра над наветренным склоном ряби и над гребнем почти идентичны по своим параметрам. С высоты 4,5 мм они следуют логарифмическому закону (рис. 7). Ниже этого уровня профили отклоняются от него, и скорость потока здесь выше, чем это следует из логарифмического закона.

Параметр шероховатости обоих профилей одинаков – $z_0 = 0,002$ см. Динамические скорости, определенные по логарифмической части профилей, практически одинаковы и равны на склоне $u_* = 0,24$ м/с и $u_* = 0,25$ м/с – на гребне. Несмотря на то, что эти скорости превышают её критическое значение для начала выветривания частиц на ровной поверхности песка $u_* = 0,19$ м/с, перенос песка не наблюдался. Это говорит о том, что поверхность, покрытая рябью и полученная при больших скоростях потока, более устойчива к воздействию ветра. При формировании ряби произошел селективный вынос из поверхностного слоя песка наиболее подвижных частиц, и поверхность ряби оказалась покрыта плащом из более крупных частиц. Число Рейнольдса для частиц песка, с кото-

рым выполнены измерения ($x_0 = 172$ мкм), $Re_s = \frac{x_0 \cdot u_*}{\nu} = 3$, т.е. режим их обтекания уже начинает переходить от гладкого к режиму развитой шероховатости. Но взаимодействие потока с поверхностью наветренного склона все ещё близко к гладкому. Это подтверждает и определение z_0 по зависимости $z_0 = 1/30 \cdot x_0$, который оказывается равным 0,0006 см, т.е. всего лишь в три раза меньше определенного по профильным измерениям. А на более мелком песке с x_0 порядка 100 мкм число Re_s на наветренном склоне будет < 2 , и взаимодействие с потоком воздуха – гладким.

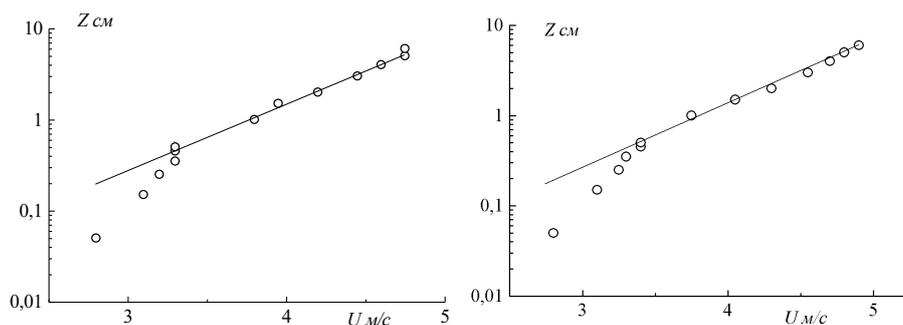


Рис. 7. Профили скорости потока: слева – над наветренным склоном золотой ряби (точка 3), справа – над гребнем (точка 4)

Более сложная картина взаимодействия потока наблюдается за гребнем ряби и в понижении между рифелями (рис. 8). Обращает на себя внимание значительное снижение скорости потока в нижней части профилей, где они уменьшились до 1...2 м/с. На левой части рисунка показан профиль скорости ветра, полученный за крутым участком гребня ряби на расстоянии 5 мм от него и на 2 мм ниже гребня (точка 1 рис. 6).

Профиль скорости потока над этой точкой оказался логарифмическим с самого нижнего уровня измерения 1,5 мм и до высоты 5 см. Но, при выходе трубки Пито-Прандтля из-за гребня ряби при её подъёме, на расстоянии 5 мм от него, обнаружено струйное усиление скорости потока в слое 0,25...0,5 см. Отклонение скорости воздуха в этой струе от логарифмического профиля достигало 0,5 м/с на $z = 0,25$ см; 0,35 м/с – на $z = 0,35$ см; 0,3 м/с – на $z = 0,45$ см и $\approx 0,1$ м/с – на $z = 0,5$ см. Параметр шероховатости профиля скорости, как это можно видеть на рисунке, возрос до $z_0 = 0,01$ см, динамическая скорость – до $u_* = 0,32$ м/с. Таким об-

разом, здесь уже хорошо видно усложнение взаимодействия потока воздуха с элементом эолового микрорельефа.

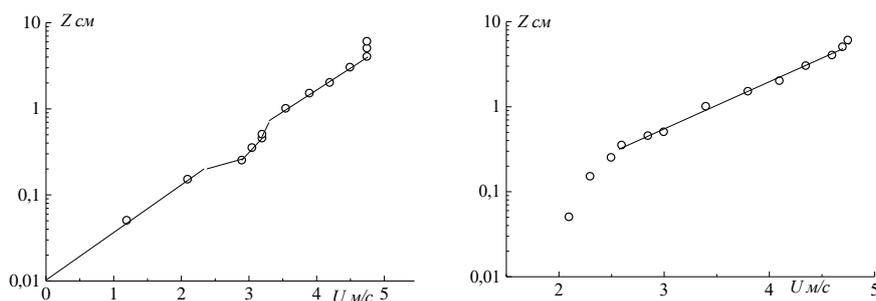


Рис. 8. Профили скорости потока: слева – за гребнем ряби (точка 1), справа – в понижении между рифелями (у подошвы наветренного склона ряби – точка 2).

Оно прослеживается и на следующем профиле скорости потока, полученном в понижении между гребнями эоловой ряби (точка 2). На высотах 0,45...1 см видно ещё слабое влияние струи воздуха с гребня ряби, но оно не превышает 0,1 м/с. Таким образом, возмущение потока за гребнем ряби носит локальный характер и имеет масштаб порядка 3,5...4 см. Логарифмическая часть профиля скорости потока находится в интервале высот 0,45...6 см над нулевым уровнем песчаной поверхности. Она имеет практически те же значения параметров, что и профиль за гребнем: $z_0 = 0,01$ см и $u_* = 0,31$ м/с. Увеличение z_0 и u_* у этих профилей показывает, что в этой области потока рябь влияет на динамическое взаимодействие с движущимся воздухом. Напряжение Рейнольдса ρu_*^2 над рябью определяется уже не только касательным напряжением, но начинает влиять и сопротивление формы препятствия

$$\rho \cdot u^2 = \frac{\gamma}{\lambda} \rho \int_0^{H_r} u^2 dz + \rho (u_*^s)^2,$$

где γ – коэффициент сопротивления ряби, u_*^s – динамическая скорость касательного трения [2]. Эту скорость u_*^s формирует вязкобуферный слой над поверхностью песка на наветренном склоне ряби, где $z_0 \approx 1/30x_0$.

Большой интерес представляет анализ профилей скорости потока ниже уровня 5 мм, где они отклоняются от логарифмического. Напомним, что над поверхностью Никурадзе вертикальный масштаб вязкобуферного

слоя достигает $\delta_n = 30\nu/u_*$. У нас этот слой над наветренным склоном ряби должен иметь размер порядка ≈ 2 мм. Поэтому во время измерений две точки на уровнях 0,5 и 1,5 мм должны были попадать в этот слой. Но две точки не позволяют получить форму профиля $u(z)$ в нем, да и размеры трубки Пито-Прандтля могли влиять на результаты измерений в этом тонком слое. Уверенно можно лишь подтвердить увеличение толщины вязко-буферного слоя в понижении между гребнями ряби [2]. По нашим измерениям он может достигать там 5 мм.

Для оценки полного воздействия эоловой ряби на воздушный поток над ней, построен обобщенный профиль скорости ветра (рис. 9). Для этого все измеренные профили $u(z)$ были приведены к единому нулевому уровню поверхности песка. У профилей 1, 3 и 4 высоты измерений были представлены в виде суммы $(z + \Delta z)$. Здесь Δz – высота превышения точки на теле эоловой ряби, где проводилось измерение профиля скорости потока $u(z + \Delta z)$, над нулевым уровнем. На рисунке штриховая горизонтальная линия – это высота эоловой ряби h_R . Обобщенный профиль выше уровня гребней ряби следует логарифмическому закону с параметрами: $z_0 = 0,023$ см $u_* = 0,35$ м/с. Это значение z_0 определено по графику рис.9. Параметр шероховатости, определенный по формуле $z_0 = 1/30h_R$, оказался также равным 0,023 см. Таким образом, поверхность песка, покрытая эоловой рябью, имеет при отсутствии ветрового переноса песка шероховатость, определяемую её высотой.

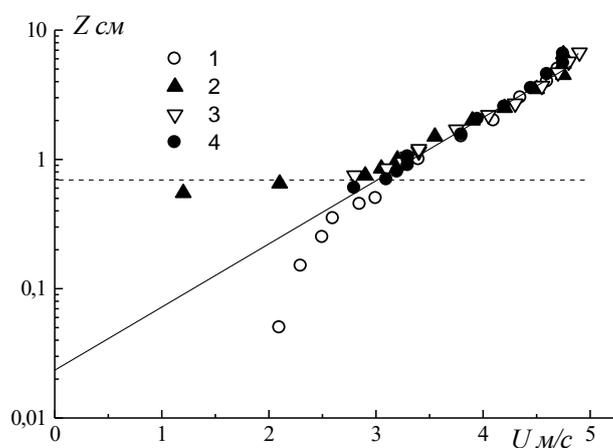


Рис. 9. Профиль продольной скорости потока воздуха над эоловой рябью при отсутствии переноса частиц песка ветром: 1 – понижение между гребнями, 2 – за гребнем ряби, 3 – над гребнем и 4 – над склоном ряби.

Профиль скорости в турбулентном пограничном слое ветропесчаного потока

Наибольшие трудности возникают при изучении пограничного слоя ветропесчаного потока, формирующегося на границе с подвижной подстилающей поверхностью, покрытой эоловыми формами микрорельефа. Высокие концентрации частиц песка в потоке, превышающие при больших скоростях 1 мг/см^3 , близость подстилающей поверхности и изменение её геометрии во времени и пространстве (что делает сложным определение высоты измерения), воздействие летящих с большой скоростью частиц песка на измерительные приборы – вот далеко не полный перечень всех трудностей, с которыми встречается экспериментатор при изучении пограничного слоя ветропесчаного потока. Поэтому этот слой остается и до настоящего времени слабо изученным, хотя в последнее время можно отметить возросший интерес к его исследованию.

Первые измерения профилей скорости ветропесчаного потока в пограничном слое аэродинамической трубы выполнены в 30-х годах прошлого века известным английским ученым Багнольдом [11, 12] и они сразу же дали интересные результаты. Полученные им профили отличались от профилей чистого воздушного потока. Багнольд обнаружил, что профили скоростей ветропесчаного потока в полулогарифмическом масштабе с ростом динамической скорости изменяют угол наклона, как бы вращаясь около некоторой точки (фокуса) на уровне $z = \delta$. Он предложил для описания профилей формулу

$$u(z) = 5,751g \frac{z}{\delta} + u_{\delta},$$

где δ – уровень, на котором скорость потока сохраняет постоянную величину u_{δ} независимо от изменения скоростей в остальной части потока. Багнольд получил для крупного песка из пустынь Ливии ($x_0 \approx 270 \text{ мкм}$) следующие значения параметров этой формулы: $\delta = 0,3 \text{ см}$ и $u_{\delta} = 2,5 \text{ м/с}$ в трубе и $\delta = 1 \text{ см}$ и $u_{\delta} = 4 \text{ м/с}$ – для полевых условий. Как показали более поздние измерения Чепила, эти величины значительно изменяются [15]. Наши полевые измерения во время песчаных бурь подтвердили результаты Чепила и позволили объяснить изменение углов наклона профилей тем, что параметр шероховатости принятого традиционного логарифмического закона изменяется с ростом скорости в широком интервале значений от 10^{-4} см до 1 см [3]. Кроме того, введение в описание профилей скоростей двух новых парамет-

ров, физический смысл которых не ясен, очевидно не целесообразно. Видимо поэтому формула Багнольда не получила широкого применения.

Рассмотрим наши измерения профилей продольной скорости ветропесчаного потока. Отметим, что в ходе выполнения экспериментов нам пришлось изменить методику их измерений, так как переносимый ветром песок забивал приемные отверстия полного давления у трубок Пито-Прандтля. Это приводило к большому искажению результатов измерений. Чтобы избавиться от забивания приемного отверстия давления частицами песка, перед каждым измерением на избранной высоте трубка Пито-Прандтля продувалась грушей, подключенной к ней через тройник с переключателем. Пришлось также отказаться от уровня измерений на высоте $z = 5$ мм из-за больших погрешностей её установки, когда в процессе измерений поверхность «уходила» на 2...3 мм, что приводило к погрешностям в 40...60 %.

Измерения профилей скорости ветропесчаного потока над эоловыми формами рельефа выполнены над песками с сильно отличающимися размерами – крупным, со средним геометрическим размером частиц $x_0 = 172$ мкм и средним квадратическим отклонением логарифмов размеров частиц $\sigma_{lgx} = 0,15$, и мелким, со средним геометрическим размером частиц $x_0 = 92$ мкм и средним квадратическим отклонением логарифмов размеров частиц $\sigma_{lgx} = 0,11$. Исследования выполнялись в стационарных условиях после того, как заканчивалось формирование характерных размеров эоловой ряби для данной скорости потока. Результаты измерений представлены в таблицах 3 и 4.

Таблица 3

Логарифмические профили скоростей ветропесчаного потока $u(z)$ в пограничном слое аэродинамической трубы и их параметры: u_* и z_0 .

Средний геометрический размер частиц песка $x_0 = 172$ мкм, стандартное геометрическое отклонение $\sigma_{lgx} = 0,15$

Z, см	Динамическая скорость u_* , м/с									
	0,28	0,31	0,39	0,39	0,40	0,43	0,43	0,50	0,54	0,56
1	5,67	4,5	4,75	5,35	4,55	4,4	5,67	4,55	4,3	4,6
2	6,2	5,1	5,15	5,75	5,15	5	6,2	5,15	5,25	5,45
3	6,4	5,3	5,5	6,1	5,65	5,25	6,4	5,65	5,8	5,65
4	6,6	5,5	5,95	6,35	5,9	5,9	6,6	5,9	6,1	6,1
5	6,75	5,8	6,15	6,65	6,15	6,05	6,75	6,15	6,25	6,4
6	6,9	5,95	6,2	6,8	6,3	6,2	6,9	6,3	6,6	6,6
z_0 , см	0,0003	0,003	0,01	0,006	0,009	0,02	0,01	0,03	0,04	0,02

Z, см	Динамическая скорость u_* , м/с									
	0,62	0,66	0,67	0,69	0,76	0,89	0,92	1,0	1,0	1,5
1	4,45	4,2	4,3	3,85	4,2	3,9	3,8	3,9	4,3	3,8
2	5,5	5,5	5,4	4,8	5,7	5,3	5,2	5,6	5,7	5,8
3	6,1	6,1	6,05	5,35	6,4	5,95	6,25	6,9	6,65	8
4	6,5	6,5	6,5	6,1	7,15	6,8	6,8	7,5	7,3	9,2
5	6,8	6,8	6,9	6,5	7,45	7,2	7,45	8	7,9	9,7
6	7,2	7,2	7,1	6,75	7,7	7,6	7,8	8,2	8,55	10,15
z_0 , см	0,06	0,08	0,08	0,12	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,45

Таблица 4

Логарифмические профили скоростей ветропесчаного потока $u(z)$ в пограничном слое аэродинамической трубы и их параметры: u_* и z_0 . Средний геометрический размер частиц песка $x_0 = 92$ мкм, стандартное геометрическое отклонение $\sigma_{lg,x} = 0,11$

Z, см	Динамическая скорость u_* , м/с									
	0,27	0,3	0,43	0,45	0,57	0,59	0,83	0,99	1,06	1,2
1	3,2	3,65	4,6	3,6	4	4,5	3,1	3,9	5,1	2,8
2	3,7	4,15	5,3	4,3	5	5,55	4,9	5,3	6,9	4,45
3	4	4,5	5,6	4,85	5,65	6,25	5,8	5,65	8	6,2
4	4,2	4,7	5,95	5	6	6,8	6,1	6,5	8,7	6,9
5	4,3	4,8	6,1	5,3	6,3	7,15	6,65	7,45	9,2	7,7
6	4,4	5	6,5	5,65	6,6	7,3	7,1	7,9	9,8	8,1
z_0 , см	0,008	0,008	0,015	0,05	0,06	0,04	0,2	0,25	0,15	0,4

Анализ данных таблиц 3 и 4 показывает, что профили скоростей ветропесчаного потока существенно отличаются от универсального профиля скоростей, представленных на рисунках 1 и 4. Значения безразмерных скоростей u_z/u_* и высот zu_*/ν располагаются на поле рисунка значительно ниже универсального профиля, параметр шероховатости z_0 возрос на два порядка и перестал быть константой для поверхности. Это особенно хорошо видно в таблицах 3 и 4, в которых приведены не только измеренные скорости потока на различных высотах, но и даны значения динамической скорости и параметра шероховатости.

На крупном песке были выполнены измерения 20 профилей скорости потока, над мелким – 10. Все измеренные профили скорости хорошо следовали логарифмическому закону изменения её с высотой

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0}, \quad (5)$$

но z_0 в этой формуле не является константой и изменяется примерно в тех же пределах, что и в естественных условиях песчаных бурь. На рисунках 10 и 11 приведены примеры профилей продольных скоростей ветропесчаного потока над поверхностями, сложенными крупным и мелким песком.

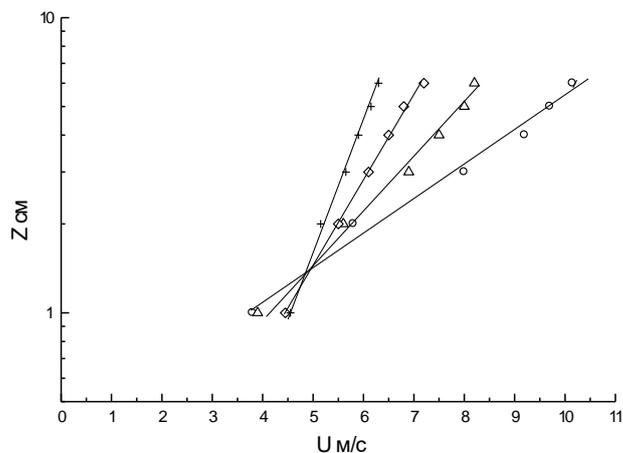


Рис. 10. Профили скорости ветропесчаного потока в пограничном слое при различных значениях динамической скорости над поверхностью крупного песка со средним геометрическим размером частиц $x_0 = 172$ мкм и стандартным геометрическим отклонением $\sigma_{lg,x} = 0,15$.

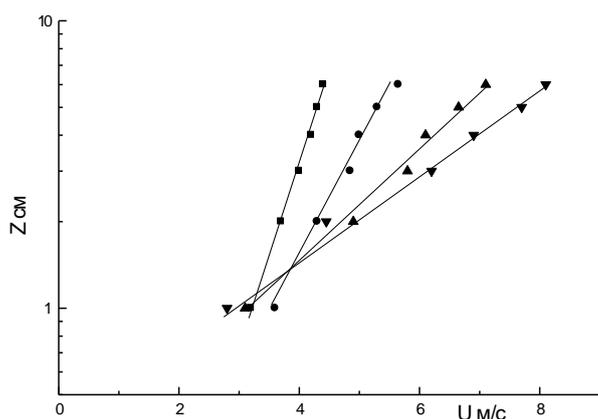


Рис. 11. Профили скорости ветропесчаного потока в пограничном слое при различных значениях динамической скорости над поверхностью мелкого песка со средним геометрическим размером частиц песка $x_0 = 92$ мкм и стандартным геометрическим отклонением $\sigma_{lg,x} = 0,11$.

На рис. 10 хорошо видна точка вращения профилей (фокус), которая привлекла внимание Багнольда. Однако уже на рис. 11 видно, что таких фокусов может быть несколько. На рис. 10 фокус $\delta = 1,4$ см а $u_\delta = 4,9$ м/с, на

рис. 11 верхний фокус $\delta = 1,4$ см, $u_\delta = 3,85$ м/с, второй, нижний, $\delta = 1,1$ см а $u_\delta = 3,3$ м/с. Как видим, это изменяющиеся величины и ввод в уравнение профиля скорости ветропесчаного потока двух изменяющихся параметров, физический смысл которых не ясен, очевидно нецелесообразен.

Вернемся к принятому в метеорологической науке виду профиля скорости потока (5). Как известно, в чистых воздушных потоках изменение значений динамической скорости приводит к изменению угла наклона линии профиля в этой системе координат, но все профили начинаются от одной точки z_0 , которая является константой данной поверхности.

В ветропесчаном потоке профили его скорости, в системе координат $\lg z$ и u , при изменении значений динамической скорости не только изменяют угол своего наклона, но и смещаются вдоль оси $\lg z$, т.е. z_0 является величиной переменной. В этом заключается формальное различие логарифмического профиля скорости потоков чистого воздуха и логарифмического профиля скорости ветропесчаного потока.

Рассмотрим изменение значений z_0 при изменении скорости ветропесчаного потока (рис. 12). Исследованная нами поверхность песка покрыта эоловой рябью (рифелями), масштаб высоты которой менее 1 см. Как показано выше, такая песчаная поверхность при отсутствии переноса песка имеет $z_0 = 1/30 \cdot h_R \approx 0,02$ см. Очень малое значение $z_0 \approx n \cdot 10^{-4}$ см при начальных условиях процесса выветривания говорит о независимости параметра шероховатости от размеров рифелей. Это можно объяснить тем, что наблюдается режим их гладкого обтекания поверхности ветропесчаным потоком, и её сопротивление полностью определяется размером частиц песка. Для начальных условий переноса z_0 и оказывается приближенно равен $1/30$ средних геометрических размеров частиц песка ($x_0 \approx 10^{-2}$ см) $z_0 = 1/30 x_0 \approx 3 \cdot 10^{-4}$ см.

При возрастании скорости потока возрастают потери энергии среднего движения на разгон сальтирующих частиц и поток массы наиболее мелких частиц за счет турбулентной диффузии. Чем больше частиц вовлечено в движение, тем больше сопротивление движению потока, которое определяется, в основном, переносимой массой твердой фазы. Поэтому и наблюдается рост параметра шероховатости z_0 с увеличением динамической скорости ветропесчаного потока.

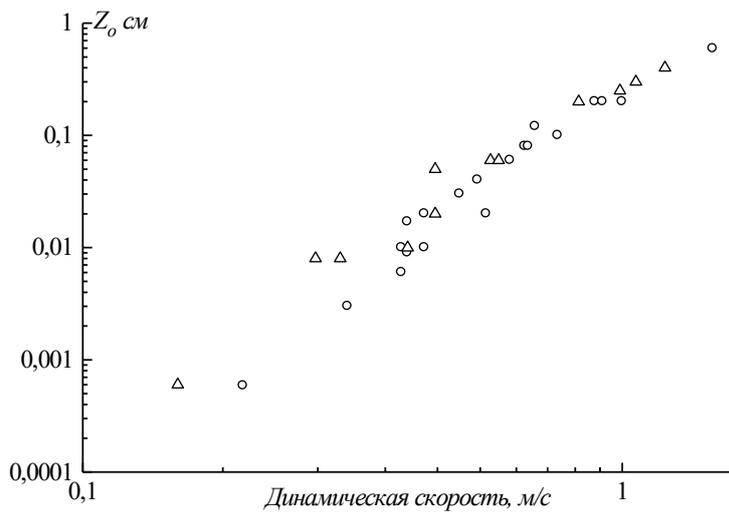


Рис. 12. Зависимость z_0 от динамической скорости ветропесчаного потока.

Более универсальной является зависимость z_0 от динамического аналога числа Фруда $Fr_* = \frac{u_*^2}{g \cdot x_0}$, которая учитывает не только влияние скорости потока, но и учитывает размер переносимого ветром песка x_0 . Эта зависимость представлена на рисунке 13.

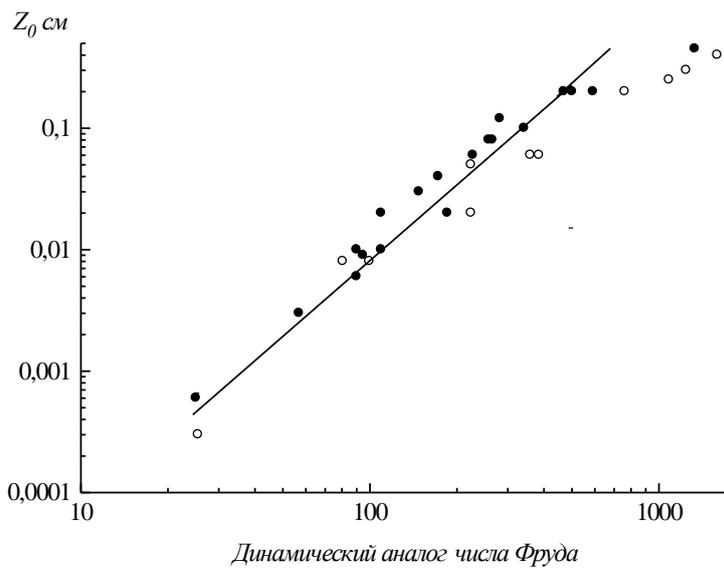


Рис. 13. Зависимость параметра шероховатости песчаной поверхности

z_0 от динамического аналога числа Фруда $Fr_* = \frac{u_*^2}{g \cdot x_0}$.

На рисунке 13 проведена линия зависимости, которая аппроксимируется следующей удобной для вычислений формулой

$$z_0 = \frac{1}{30} x_0 (Fr_* - 12)^{1,8},$$

где x_0 входит в формулу в сантиметрах. Формула позволяет определять параметр шероховатости в интервале чисел Фруда от 25 до 650. При больших его значениях экспериментальные точки отклоняются от кривой, что вызвано, по-видимому, недостаточным насыщением потока в аэродинамической трубе частицами песка при больших скоростях ветра. Эта формула близка к формуле, полученной нами по градиентным измерениям на мачтах при исследовании песчано-солевых бурь на осушенном дне Арала [9]

$$z_0 = \frac{1}{30} x_0 (Fr_* - 25,5)^2$$

Заключение

Эксперименты в аэродинамической трубе позволили получить ясное представление о различии во взаимодействии реальных песчаных поверхностях с воздушным потоком. Оказалось, что при отсутствии ветрового переноса частиц песка, ровная песчаная поверхность по своим свойствам подобна искусственной поверхности Никурадзе. Профиль ветра над ней может быть описан универсальным логарифмическим профилем над гладкой поверхностью, а параметр шероховатости определяется средним геометрическим размером частиц $z_0 = 1/30 \cdot x_0$.

Поверхность песка, покрытая эоловым микрорельефом (рябью) ведет себя уже иначе. По своим аэродинамическим качествам она относится к поверхностям с промежуточными свойствами, и параметр шероховатости на ней пропорционален высоте эоловой ряби $z_0 = 1/30 \cdot h_R$.

Поверхность песка, покрытая рябью, над которой идет ветровой перенос частиц, совершенно не похожа ни на одну из рассмотренных. Параметр шероховатости z_0 у неё меняется с ростом динамической скорости потока u_* в широком интервале значений – от 10^{-4} до 1 см. Это принципиально отличает естественную песчаную поверхность во время бурь по своим динамическим свойствам от поверхности Никурадзе, так как отношение z_0/h_s на ней уже является переменной величиной. Динамические свойства такой поверхности определяются, главным образом, затратами турбулентной энергии на транспорт частиц песка. Параметр шероховатости

сти на ней зависит не только от размеров частиц, но и от числа Фруда $z_0 = 1/30 x_0 (Fr_* - 12)^{1.8}$.

В заключение автор считает своим приятным долгом выразить глубокую благодарность А.П. Шапову за помощь при постановке и проведении экспериментов.

Работа выполнена по гранту МООС РК.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баренблатт Г.И., Голицын Г.С. Локальная структура развитых пыльных бурь. – М.: Изд-во МГУ, 1973. – 44 с.
2. Бютнер Э.К. Динамика приповерхностного слоя воздуха. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 158 с.
3. Вопросы дефляции почв: Сб. науч. тр / Каз. научн. иссл. гидромет. ин-т / Под ред. Л.П. Федюшиной и Н.С. Ткаченко. – М.: Гидрометеиздат, 1972. – 168 с.
4. Гидрометеорологические проблемы Приаралья. / Под ред. Г.Н. Чичасова. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 277 с.
5. Зилитинкевич С.С. Динамика пограничного слоя атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 291 с.
6. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. Механика турбулентности. Часть I. – М.: Наука, 1963. – 639 с.
7. Семенов О.Е. Сопротивление подвижной песчаной поверхности при бурях. // Гидрометеорология и экология. – 2002. – №1. – С.14 – 28.
8. Сенкевич Б.Н. О генезисе основных форм эолового рельефа песчаных пустынь. – Ашхабад, Изд-во “Ылым,” 1976. – 183 с.
9. Шлихтинг Г. Теория пограничного слоя. – М.: Наука, 1969. – 742 с.
10. Шуляк Б.А. Физика волн на поверхности сыпучей среды и жидкости. – М.: Наука, 1971. – 400 с.
11. Bagnold R.A. The movement of desert sand. // Proc. Roy. Soc. Ser. A. – 1936 – Vol. 157. – №892. – P.594 – 620.
12. Bagnold R.A. The physics of blown sand and desert dunes. – London: Methuen. 1954. – 265 p.
13. Barenblatt G.I., Golitsyn G.S. Local structure of Matyre Dust Storms // J. Atmos. Sci. – 1974 – Vol. 31, №7. – P. 1917 – 1933.
14. Byrne R. Aerodynamic roughness criteria in aeolian sand transport // J. Geophys. Res. – 1968. – vol. 25. – №3. – P. 292 – 321.00

15. Chepil W.S. Dynamics of Wind Erosion // Soil Science. – 1945 – 1946. – Vol. 60–61. – No 4, 5, 6, – 2, 3, 4.

Казахский научно-исследовательский институт экологии и климата, г. Алматы

**ТАБИҒИ ШӨЛДІ ҚҰМНЫҢ ҮСТІНДЕГІ АЭРОДИНАМИКАЛЫҚ
ҚҰБЫРДЫҢ ШЕГАРАЛЫҚ ҚАБАТЫНДАҒЫ ЖЕЛДІҢ
ЖЫЛДАМДЫҚ КЕСКІНІ ЖӨНІНДЕ**

Физ.-мат. ғылымд. канд. О.Е. Семенов

Құмның желмен тасымалдануы және тасымалданбауы жағдайында жартылай дисперсті құмды шөлдің үстіндегі аэродинамикалық құбырлардың шегаралық қабаттағы жылдамдық кескіндерін өлшеу нәтижелері талқыланады. Никурадзе кескінімен сәйкес келетін желді тасымалданудың болмауы жағдайындағы шөлді құмның тегіс бетінің үстіндегі шегаралық қабатта турбулентті ағыстың орташа жылдамдығының жан-жақты шексіз профилі алынды.

Эолды шымырланумен жабылған құмды жер бетінің ерекшелігі сол, онда кедір-бұдырлық көрсеткіш x_0 бөлшектің мөлшеріне емес, шымырлану биіктігіне $z_0 = \frac{1}{30} h_R$ пропорционалды. Желді тасымалдану болған кезде z_0 бөлшек өтпелі шамаға айналады және Фруд санының динамикалық аналогына тәуелді болады $z_0 = \frac{1}{30} x_0 (Fr_ - 12)^{1,8}$.*

УДК 551.577.3

ВЛИЯНИЕ ГЛОБАЛЬНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ НА РЕЖИМ ОСАДКОВ АЗЕРБАЙДЖАНА

Канд. геогр. наук С.Г. Сафаров

Исследуется изменение режима осадков на территории Азербайджана по данным метеорологических наблюдений за период 1961...2006 гг. Показано, что на фоне повсеместного потепления на большей части территории республики происходит уменьшение среднегодового количества атмосферных осадков, в основном за счет сокращения осадков теплого периода (апрель – октябрь).

Сложность орографии, особенности характера подстилающей поверхности, различная ориентация горных хребтов относительно направления господствующих влажных воздушных потоков создает своеобразную картину распределения количества атмосферных осадков по территории Азербайджана. На характер распределения осадков существенно влияет взаимодействие вторгающихся холодных воздушных масс с рельефом местности и непосредственно Каспийским морем [1].

На рис. 1 представлено распределение среднегодового количества атмосферных осадков по данным метеорологических станций за период 1961... 2006 гг. Как видно, наименьшее количество осадков наблюдается в восточной части республики, точнее – на островных станциях Каспийского моря, а наибольшее – в высокогорьях южного склона Большого Кавказского хребта и в Ленкоран-Астаринской зоне. В общих чертах наблюдается увеличение количества осадков по мере возрастания высоты местности над уровнем моря и удаления от морского побережья. Но вместе с этим в ряде регионов эта зависимость нарушается и даже приобретает противоположный характер (Ленкоран-Астаринская зона).

Как известно, в последние годы средняя температура воздуха у поверхности Земли возрастает практически во всех регионах мира. Средняя глобальная температура за последние сто лет (1906...2005 гг.) выросла на $0,74 \pm 0,18$ °C [3]. Средняя скорость потепления, рассчитанная для последних 50 лет ($0,13 \pm 0,03$ °C за 10 лет), почти в два раза больше, чем та же величина, рассчитанная для последних ста лет. Согласно 4-му Докладу Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК), за последние

15 лет (1991...2005 гг.) изменение средней глобальной температуры происходило еще большими темпами – 0,3...0,4 °C/15 лет [3]. На территории Азербайджана за этот период повышение температуры в среднем составило около 0,5 °C, варьируя для различных регионов в пределах 0,3...0,8 °C [2].

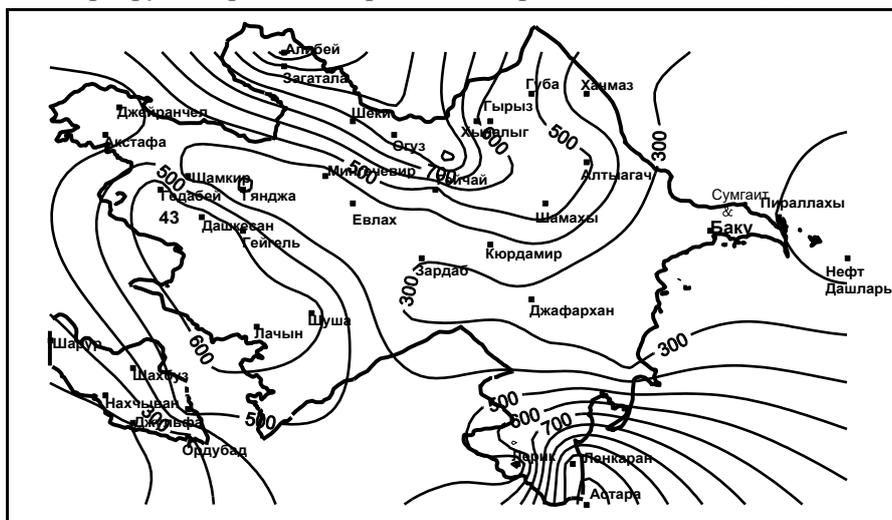


Рис. 1. Распределение количества осадков по территории Азербайджана по данным за период 1961...2006 гг.

Так как температура воздуха является важнейшей характеристикой климата, изменение ее статистической структуры приводит к перестройке процессов переноса тепла и влаги в атмосфере, которые в свою очередь влияют на процесс осадкообразования. Поэтому наряду с температурным режимом воздуха, также немаловажное значение имеет исследование изменения режима атмосферных осадков в различных регионах и выявление возможной их связи с изменением температуры.

Исследованию изменения режима осадков на территории Азербайджана посвящено ряд работ, в которых проанализированы различные аспекты данной проблемы.

В данной работе по наблюдениям 40 метеорологических станций (М) за период 1961...2006 гг. исследуется характер и масштаб изменения режима осадков на фоне относительно резкого повышения температуры воздуха за период 1991...2006 гг. С этой целью для всех рассматриваемых станций, для каждого года рассчитаны месячные, сезонные и годовые суммы осадков и их аномалии относительно климатических норм. По этим данным определены их средние значения и среднеквадратические отклонения за рассматриваемые периоды. Для анализа однородности временных

рядов в отрезках 1961...1990 гг. и 1991...2006 гг. использовались статистические критерии Стьюдента и Фишера. С целью определения характера и направления изменений построен временной ход аномалий осадков и проведены соответствующие линии трендов.

В таблице для различных станций указаны разности среднемесячного и среднегодового количества осадков $R-R_n$ для периода 1991...2006 гг. и периода 1961...1990 гг., где R – фактическое значение, а R_n – климатическая норма количества осадков. Как видно на большей территории Азербайджана за период 1991...2006 гг. отмечено уменьшение среднегодового количества осадков, за исключением западной части южного склона Большого Кавказа, Абшеронского полуострова, западной части территории Нахчыванской автономной республики и горной части Ленкоранской зоны. Наибольшее уменьшение осадков отмечено в центральной, западной и северной части Кур-Аразской низменности, на юго-восточном склоне Большого Кавказа, на морских станциях и прибрежных станциях Ленкоранской зоны. На большинстве станций этих зон среднегодовое уменьшение осадков достигает 70...90 мм. На западной части южного склона Большого Кавказа (М Алибей, Загатала) отмечается значительное увеличение количества осадков – на 80...90 мм. Однако от запада к востоку по южному склону Большого Кавказа разность уменьшается с большим градиентом.

На северо-восточном склоне Большого Кавказа в направлении от запада к востоку наблюдается уменьшение отрицательных разностей, и на М Хачмаз отмечается увеличение количества осадков на 7,5 мм. На станциях Абшеронского полуострова также наблюдается увеличение количества осадков, однако на морских и южных прибрежных станциях отмечается их уменьшение. На обширной территории Кура-Аразской низменности наблюдаются довольно большие отрицательные разности. Наибольшие отрицательные разности отмечаются вдоль р. Куры, по линии М Джейранчел, Шамкир, Гянджа. Дальше, в сторону северного склона Малого Кавказа, отрицательные разности уменьшаются. Положительные аномалии отмечаются в западной части Нахчыванской АР, однако от запада к востоку преобладают отрицательные разности.

Анализ степени однородности рассмотренных выше рядов показал, что за период 1991...2006 гг. по сравнению с 1961...1990 гг. на большинстве станций Кур-Аразской низменности, юго-восточного склона Большого Кавказа, а также на морских станциях произошло статистически значимое уменьшение осадков. Распределение разностей среднемесячного количества осадков за вышеуказанные периоды имеет свои особенности.

Как видно (табл.), в январе, на большей части территории республики отмечено уменьшение осадков, за исключением отдельных прибрежных станций. В феврале положительные разности отмечены на многих станциях Большого Кавказа, на отдельных прибрежных станциях и на территории Нахчыванской автономной республики. На остальной территории наблюдались отрицательные разности.

В марте на станциях западной части южного склона Большого Кавказа, на отдельных станциях северного склона Малого Кавказа и на большинстве станций Кур-Аразской низменности отмечены положительные разности. На остальной территории наблюдались отрицательные разности. Наиболее значительное уменьшение осадков отмечено на станциях Ленкоранской зоны. В апреле на станциях Большого Кавказа за исключением М Алибей отмечены значительные отрицательные разности. На станциях северного склона Малого Кавказа наблюдались как отрицательные, так и положительные разности, однако их значения относительно невелики. Незначительные отрицательные разности наблюдались на прибрежных станциях и станциях Абшеронского полуострова. На равнинных станциях значения отрицательных разностей варьировали в широких пределах – от 0 до 14 мм. На большинстве станций Ленкоранской зоны и в западной части Нахчыванской зоны отмечены положительные разности. В мае за исключением станций южного склона Большого Кавказа и Ленкоранской зоны, отмечены отрицательные разности – от 0 до 18 мм. В этом месяце значительное увеличение осадков на южном склоне Большого Кавказа привело к частым паводкам и селевым потокам.

В июне на рассматриваемой территории за исключением центральной части южного склона Большого Кавказа (М Шеки), произошло заметное уменьшение количества атмосферных осадков. Уменьшение осадков менее заметно на морских станциях и на Абшеронском полуострове. В июне в отличие от других месяцев наиболее ощутимо сокращение атмосферных осадков. Среднее по республике уменьшение осадков составляет 8,1 мм. В июле на большинстве станций изменение количества осадков незначительны, за исключением станций Большого Кавказа, где отмечены как положительные (М Загатала), так и отрицательные (М Шеки, Гябала, Гырыз) разности. В августе более-менее значительные положительные разности отмечались только на М Алибей, Загатала и Губа. На остальной территории наблюдалось уменьшение осадков различной степени. В августе среднее по республике уменьшение осадков составило 3,8 мм.

В сентябре, за исключением М Ленкаран, Астара, Джейранчел, Алтагач и Нефт Дашлары, повсеместно отмечалось увеличение осадков. При этом наибольшие положительные разности наблюдались на станциях Большого Кавказа. Это в свою очередь привело к увеличению повторяемости интенсивных паводков и селевых явлений. Среднее по республике увеличение осадков составило 8,2 мм. В октябре положительные разности отмечены на Абшеронском полуострове, в северо-западной прибрежной зоне (М Хачмаз) и частично на станциях юго-восточного склона Большого Кавказа. На остальной территории отмечено уменьшение количества осадков различной степени. Среднее по республике уменьшение осадков составляет 7,7 мм. В ноябре за исключением большинства равнинных станций, отмечено увеличение количества выпавших осадков. Среднее по республике увеличение осадков составило 4,4 мм.

В декабре за исключением Абшеронского полуострова и отдельных станций Большого Кавказа, отмечено уменьшение осадков, среднее по республике значение составило 1,9 мм.

Всего за период 1991...2006 гг. на территории Азербайджана уменьшение среднегодового количества атмосферных осадков в среднем составило 23,1 мм.

Зимой увеличение осадков отмечалось на Абшеронском полуострове, в западной части Нахчыванской автономной республики и отдельных станциях Большого Кавказа. На остальной территории республики отмечено различное уменьшение осадков. В среднем по республике уменьшение осадков составило 5,6 мм.

Весной на большей части южного склона Большого Кавказа отмечено увеличение осадков, однако, на юго-восточном и северо-восточном склонах осадки резко сократились (27...39 мм). Некоторое увеличение осадков наблюдалось и на территории Нахчыванской автономной республики. На остальной территории отмечено уменьшение осадков различной степени. Среднее по республике уменьшение осадков составляет 9,2 мм.

Летом, за исключением западной части южного склона Большого Кавказа, отмечено повсеместное уменьшение количества осадков. В отдельных местах (М Огуз, Гябеле, Гырыз, Шамкир, Джейранчел) уменьшение оказалось более значительным – от 20 до 61 мм. За летний период среднее по республике уменьшение осадков оказалось более ощутимым – 12,9 мм.

Осенью на большей части республики наблюдалось увеличение осадков, за исключением равнинных станций и прибрежной территории

Ленкоранской зоны. Наиболее ощутимое увеличение осадков отмечено на высокогорной части южного склона Большого Кавказа (М Алибей), на Абшеронском полуострове и северо-западных прибрежных территориях. Среднее по республике увеличение осадков составляет 4,9 мм.

Также определенный интерес представляет исследование режима осадков за период апрель – октябрь, так как в это время наблюдается основная часть опасных и особо опасных явлений погоды (ливни, грозы, град, паводки и селевые потоки) ливневого происхождения. В табл. 1 видно, что в период апрель – октябрь в основном на западной части южного склона Большого Кавказа наблюдаются значительные положительные разности осадков. К востоку и югу разности резко уменьшаются и быстро переходят на отрицательные. Наибольшее уменьшение отмечается на юго-восточном склоне Большого Кавказа и равнинной части республики.

С целью выявления возможной связи с температурными аномалиями удобно рассмотреть нормированные (относительно климатических норм), значения разностей: $(R-R_n)/R_n$. Нормированные аномалии осадков сравнительно лучше, чем разницы, характеризуют изменения режима осадков отдельных регионов. На рис. 2 представлена карта распределения нормированных аномалий осадков за период 1991...2006 гг. относительно климатических норм за период 1961...1990 гг. по территории Азербайджана. Как видно на рисунке, наибольшие по абсолютной величине отрицательные аномалии наблюдаются на станциях Кур-Аразской низменности, и на морских станциях. Однако в сторону севера и юга от Кур-Аразской низменности отрицательные аномалии уменьшаются. Отрицательные аномалии также уменьшаются в сторону прибрежной зоны. В результате чего на западной части южного склона Большого Кавказа, на Абшеронском полуострове и северо-западной прибрежной зоне, на западной части Нахчыванской АР и горной части Ленкоранской зоны наблюдается увеличение среднегодового количества осадков. С удалением от прибрежной зоны к морю отрицательные аномалии снова увеличиваются.

Объяснить причину своеобразного характера распределения аномалий осадков по территории республики довольно сложно. Дело в том, что на формирование атмосферных осадков, наряду с радиационно-термическими, также влияют динамические, орографические и ряд других факторов, которые в зависимости от географического положения региона и от типа атмосферных осадков могут выражаться по разному. Точнее,

изменение температурного режима в одном случае может привести к увеличению, а в другом, наоборот, к уменьшению атмосферных осадков.

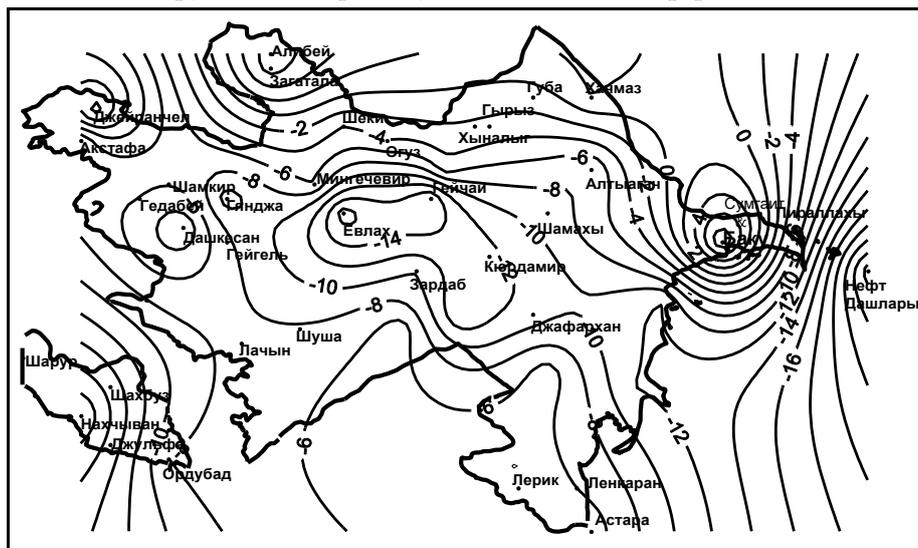


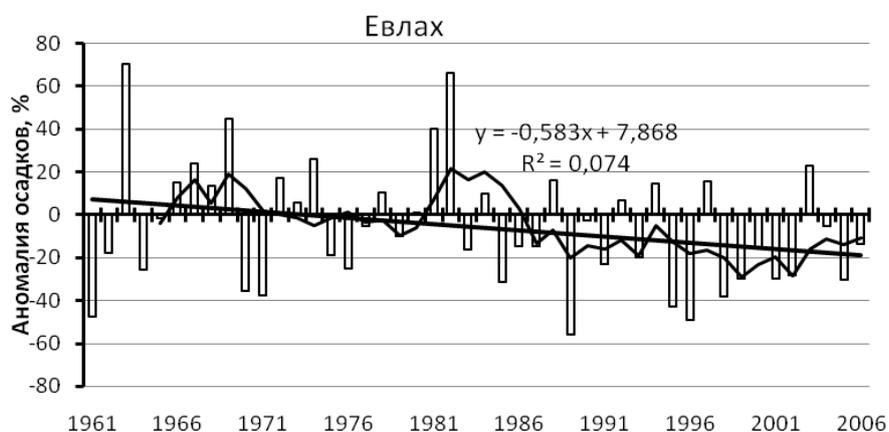
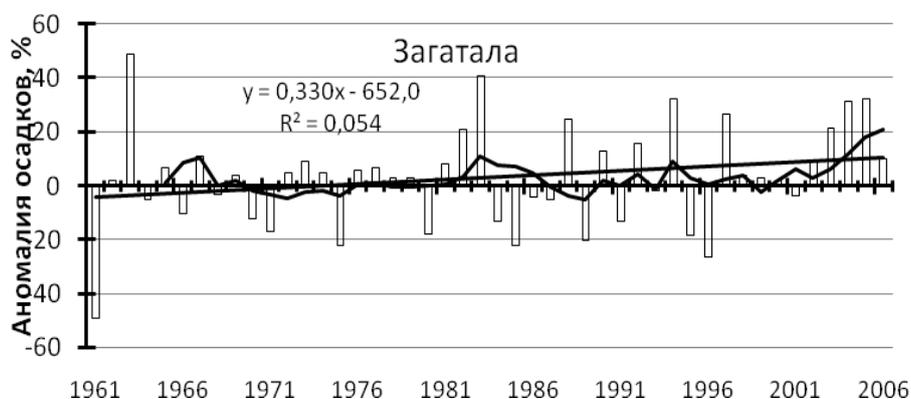
Рис. 2. Распределение среднегодовой нормированной аномалии осадков $(R-R_n)/R_n$ за период 1991...2006 гг.

Как видно в табл. 1, для большинства регионов, в том числе равнинных территорий, уменьшение среднегодового количества осадков, в основном, произошло за счет сокращения осадков теплого периода (апрель – октябрь). В этот период года осадки выпадают, как правило, из конвективных облаков в виде ливня. Достаточно высокие температуры приземного воздуха и подстилающей поверхности создают благоприятные условия для возникновения конвекции в атмосфере. Однако слишком сухой воздух с большим дефицитом насыщения препятствует образованию мощных кучево-дождевых облаков. Увеличение положительных аномалий температуры воздуха в теплый период года, особенно летом, повышает эффект вышеизложенного фактора. Кроме того, из-за слишком высокого расположения уровня конденсации и нулевой изотермы образовавшиеся капли осадков быстро испаряются, не доходя до поверхности земли.

На равнинных территориях республики, где преобладает аридный климат, повышение летней температуры воздуха одновременно приводит к снижению эффекта динамических факторов при образовании осадков. Дело в том, что холодные фронты при прохождении через раскаленную подстилающую поверхность, температура которой иногда достигает 70 °С и больше, быстро теряют свою контрастность и размываются. Таким образом, увеличение температуры теплого периода года на равнинных территориях приводит

к сокращению осадков. Следует отметить, что полученные выше результаты неплохо согласуются с известными сценариями возможного изменения регионального климата, составленными на основе современных моделей климата. В частности, на 2-й Международной Конференции по Климату и Водным Ресурсам (1998 г), которая проходила в Финляндии, подчеркнуто, что в регионах с аридным климатом повышение среднегодовой температуры воздуха будет сопровождаться сокращением атмосферных осадков.

Анализ временного хода аномалий среднегодового количества осадков на различных станциях показал, что на большей части территории республики за период 1961...2006 гг. наблюдался отрицательный тренд. Наиболее значительные положительные тренды отмечены на станциях западной части южного склона Большого Кавказа, а отрицательные на станциях Кур-Аразской низменности, юго-восточного склона Большого Кавказа и на морских станциях. Временный ход годового количества осадков для наиболее характерных станций иллюстрируется на рис. 3.



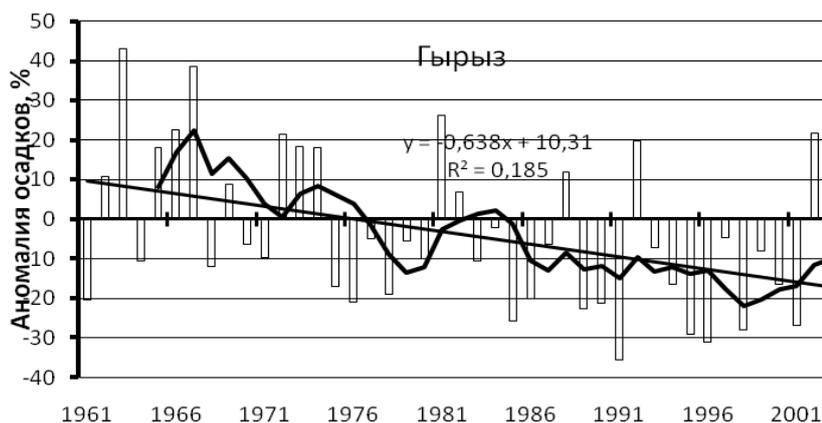


Рис. 3. Временной ход нормированной аномалии годового количества осадков $((R-R_n)/R_n)$ для М Загатала, Евлах и Гырыз за период 1961...2006 гг.

Как известно, линейный тренд сглаживает межгодовую изменчивость метеорологических элементов, в том числе количества осадков. Поэтому для выявления закономерностей временного хода аномалий осадков, использован метод скользящего среднего с периодом 11 лет. Как видно на рис. 3, на западной части южного склона Большого Кавказа (М Загатала), где преобладает влажный климат, очевидное увеличение количества осадков начинается с начала 90-х годов. На равнинных территориях (М Евлах) уменьшение осадков началось с начала 80-х годов, однако наиболее осязаемое уменьшение прослеживается с начала 90-х годов. Как уже было отмечено выше, с начала 90-х годов скорость потепления резко увеличилась. Таким образом, на режим осадков западной части южного склона Большого Кавказа и равнинных территорий значительно повлияло потепление.

Как видно на рис. 3, на юго-восточном склоне Большого Кавказа (М Гырыз) отмечен наиболее значительный отрицательный тренд. Резкое уменьшение осадков наблюдается с начала 70-х годов, а с середины 90-х годов режим осадков несколько стабилизировался. Из этого можно предположить, что на режим осадков юго-восточного склона Большого Кавказа больше влияет изменение характера циркуляционных процессов, нежели температурные аномалии.

С целью выявления возможной связи между аномалиями атмосферных осадков и температуры воздуха рассчитаны соответствующие коэффициенты корреляции. При этом для основной части территории республики получены отрицательные значения коэффициентов корреляции. Наиболее значительные отрицательные корреляции отмечены на равнин-

ных М Зардаб, Гейчай, Джафархан и др., где значения варьировали в пределах минус 0,65...минус 0,80. Наименьшие значения отмечены для морских и прибрежных станций. Для горных и предгорных территорий получены относительно умеренные значения.

Обобщая вышеизложенное можно заключить, в последние годы на фоне повсеместного повышения среднегодовой температуры воздуха на территории Азербайджана одновременно происходит изменение режима осадков. За исключением отдельных регионов, на большей части территории республики наблюдается сокращение среднегодового количества атмосферных осадков.

Наибольшие аномалии осадков отмечены на территории Кур-Аразской низменности. Дальнейшее повышение среднегодовой температуры воздуха в теплый период года может привести к резкому сокращению количества осадков, что в свою очередь приведет к опустыниванию огромных равнинных территорий, увеличению вероятности лесных пожаров и ухудшению экологической обстановки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Климат Азербайджана /Под ред. А.А. Мадат-заде, Э.М. Шыхлинского. – Из-во АН Аз. ССР. – 1968.
2. Сафаров С.Г. Изменение температурного режима на территории Азербайджана // Гидрометеорология и экология. – Алматы. – 2007. – № 4. – С. 37-46.
3. IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Group.

Департамент по гидрометеорологии Министерства Экологии и Природных Ресурсов Азербайджанской республики, г. Баку

АЗЕРБАЙЖАННЫҢ ЖАУЫН ШАШЫН РЕЖІМІНЕ ҒАЛАМДЫҚ КЛИМАТТЫҢ ӨЗГЕРУІНІҢ ӘСЕРІ

Геогр. ғылымд. канд. С.Г. Сафаров

Азербайжан аумағындағы жауын-шашын режимінің өзгерісі 1961...2006 жылдар кезеңіндегі метеорологиялық бақылау мәліметтері бойынша зерттелді. Жаппай жылына бастау көрінісінде республика аумағының көп бөлігінде, негізінен, жылы кезеңдегі (сәуір – қазан) жауын-шашынның азаюынан атмосфералық жауын-шашынның орташа жылдық мөлшерінің төмендеуі көрсетілген.

УДК 551.(501.81+509.326)

АЭРОСИНОПТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГРОЗ В СЕВЕРНОМ КАЗАХСТАНЕ

Канд. геогр. наук А.В. Чередниченко

Исследованы условия образования гроз при различных синоптических процессах. Проанализированы отдельные случаи с грозами с использованием данных метеорологического радиолокатора (МРЛ), что позволяет существенно уточнить местоположение и траекторию движения грозовых очагов. Представленные данные можно использовать для прогноза гроз и связанных с ними опасных явлений, а также для оценки доступных влагозапасов облачности в этом регионе.

В Казахстане при синоптическом анализе принято пользоваться типизацией макросиноптических процессов, разработанной ташкентскими исследователями для региона Средней Азии и Казахстана [12], которая далее постоянно совершенствовалась. Эта типизация обладает, по крайней мере, двумя достоинствами. Во-первых, в основу типизации положены термодинамические характеристики и траектории воздушных масс, знание которых важно и при прогнозе опасных явлений. Во-вторых, типизация оптимально учитывает динамику и другие характеристики элементов конкретной синоптической ситуации (фронтов, линий неустойчивости и др.), что тоже очень важно при прогнозе, особенно сверх краткосрочном, так как позволяет легко перейти к мезометеорологическому анализу, в т.ч. с использованием данных метеорологического радиолокатора (МРЛ). При анализе синоптических условий образования гроз автор тоже воспользовался типизацией крупномасштабных синоптических процессов, предложенной в работах [9, 10, 12].

ТИПЫ СИНОПТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ГРОЗАХ

Все грозы, наблюдавшиеся в течение пятилетнего периода, были разделены на дневные и ночные. За ночные было принято считать грозы, имевшие место после захода солнца и происходившие до восхода солнца. Распределение гроз по типам синоптических процессов представлено в табл. 1. Можно видеть, что большинство гроз, как дневных, так и ночных случается при макросиноптическом типе Западное вторжение, их повторяемость превышает 40 %. Значительное число гроз, более 30 %, случается при Северном холодном вторжении

и 14...17 % – при Северо-западном холодном вторжении. Еще 6...10 % гроз имеют место при типе, который мы назвали Юго-западный перенос. В этот тип входят южно-каспийские циклоны с траекторией через центральные и северо-западные районы Казахстана, а также Черноморские циклоны с траекториями перемещения на юг Урала и Западной Сибири.

Таблица 1

Повторяемость дневных и ночных гроз по типам синоптических процессов, %

Тип процесса	Повторяемость	
	день	ночь
Северное холодное вторжение	32,5	32,2
Северо-западное холодное вторжение	17,7	14,4
Западное вторжение	44,0	43,0
Юго-западный перенос	5,9	10,0

Максимум повторяемости западных вторжений имеет место с мая по август, превышая пять вторжений в месяц [9, 12]. Повторяемость Северных вторжений тоже имеет выраженный максимум летом, в июле, около четырех случаев в месяц. Примерно такая же повторяемость и северо-западных холодных вторжений с максимумом в июне [12]. Сравнивая приведенные выше данные о повторяемости типов синоптических процессов с повторяемостью гроз, следует заключить, что грозы все же предпочитают формироваться преимущественно при Западном вторжении и Северном холодном вторжении (табл. 1). Такое заключение делает необходимым проведение более тщательного анализа протекания синоптических процессов, чтобы уточнить, что же требуется для формирования гроз? Для этого рассмотрим сначала общие характеристики макропроцессов, а затем проанализируем конкретные примеры для каждого из них.

Северо-западное холодное вторжение. Северо-западным холодным вторжением называется такой синоптический процесс, при котором арктические или умеренные воздушные массы, ограниченные холодным фронтом, проникают на территорию Казахстана с северо-запада через юго-восточную часть европейской территории России (ЕТР), Западный Казахстан [9, 12].

Наиболее характерные черты макросиноптической обстановки при северо-западном вторжении следующие: через Балканы на Центральную Европу и Скандинавский полуостров простирается хорошо развитый высотный гребень. Над Западной Сибирью располагается центр высокого циклона, от которого в южном или юго-западном направлении вытягивается ложбина. Полярная высотная фронтальная зона (ПВФЗ) проходит по

северу Скандинавии, затем, меридионально по ЕТР на низовья Волги. Далее ось ПВФЗ принимает зональное направление. Над Казахстаном она проходит почти широтно. Грозы в северном Казахстане возникали еще при двух разновидностях северо-западных вторжений:

1. меридионально ориентированный участок ПВФЗ сдвинут несколько на запад. Высотный гребень простирается с берегов Атлантики на Запад Скандинавии, а центр высокого циклона располагается в районе Москвы. Огибая высотный гребень, ПВФЗ направлена от Скандинавии на северо-западное побережье Черного моря (при сильно выраженном вторжении ось ПВФЗ захватывает Малую Азию и далее, приобретая здесь широтную ориентировку, направлена на Казахстан (рис. 1);

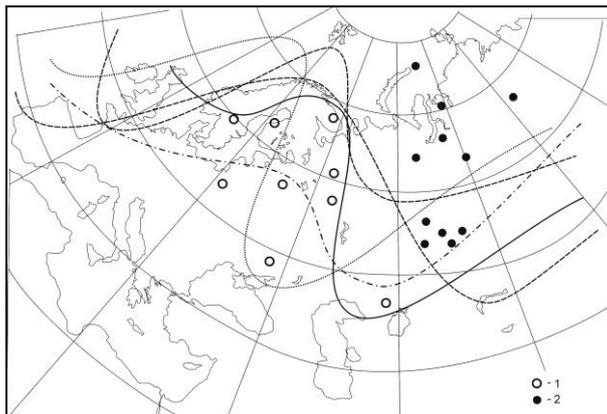


Рис. 1. Типичная сборно-кинематическая карта и положение оси ПВФЗ при северо-западном холодном вторжении, когда имеют место грозы над Северным Казахстаном. 1 – центры антициклонов; 2 – центры циклонов.

2. высотный гребень направлен с берегов Средиземного моря на Скандинавию и остров Шпицберген, а центр высокого циклона располагается в районе Игарки. ПВФЗ огибает высотный гребень севернее Скандинавии, далее идет вдоль Уральских гор и над югом Западной Сибири принимает широтное направление, захватывая своей южной периферией северный Казахстан.

На рис. 1 нанесены центры циклонов, холодные фронты которых обуславливали грозы в Павлодаре, в день с грозой. Видно, что центры циклонов в одних случаях расположены на севере Западной Сибири (вдоль 80° в.д.), в других случаях вблизи Уральских гор или на юге Западной Сибири. Центры антициклонов вторжения в день с грозой в Павлодаре располагаются или на севере Западной Европы или на ЕТР, иногда над районами Украины, юга Урала или даже над Восточным Казахстаном.

Западное вторжение. Западным вторжением называется такой синоптический процесс, при котором воздух умеренных широт, реже – прежний арктический воздух, вторгается в Казахстан с запада [12]. Макросиноптическая ситуация при западных переносах следующая: обычно воздушные массы приходят из Центральной или Южной Европы. Высотное поле в этом случае характеризуется областью повышенного давления, расположенной над районами Урала или Западной Сибири. ПВФЗ направлена с берегов Атлантики по Южной или Центральной Европе, далее ось ее идет по Черному морю и Кавказу и обуславливает западный перенос над Казахстаном. Иногда вся эта система сдвигается на север. В этом случае область пониженного давления смещена на север и располагается над морями Северного Ледовитого океана (чаще над Карским морем). В районе Приволжской возвышенности располагается высотный антициклон. ПВФЗ направлена от Скандинавии по северному побережью, огибает антициклон по его северной периферии, затем, в районе Уральских гор принимает направление с северо-запада на юго-восток, где огибает высотный циклон по его южной периферии. Казахстан ПФВЗ охватывает лишь своей южной периферией. На рис. 2 нанесены центры циклонов, фронты которых обуславливали грозы в Павлодаре в день с грозой. Видно, что центры циклонов в основном расположены в районе Среднего Урала, Обской Губы, в районе Карского и Баренцева морей. Центры антициклонов вторжения расположены в районе Украины, Черноморского побережья Кавказа и в районе юга Западной Европы.

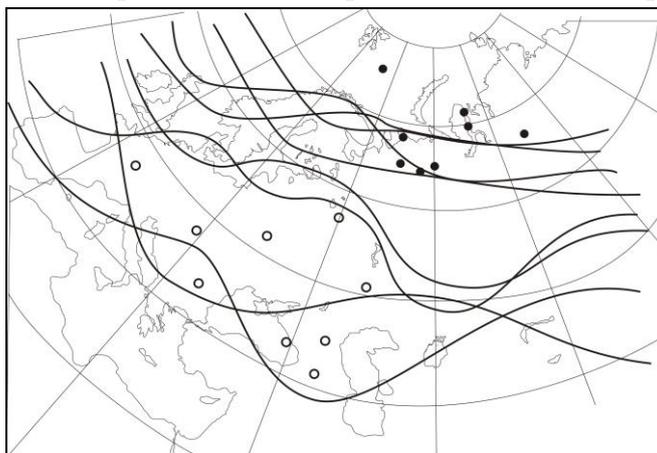


Рис. 2. Типичная сборно-кинематическая карта и положение оси ПВФЗ при западном вторжении, когда имеют место грозы над Северным Казахстаном. Условные обозначения смотрите на рис. 1.

Северное холодное вторжение. Северным холодным вторжением называется синоптический процесс, при котором арктический воздух или воздух умеренных широт проникает в Казахстан с севера [12]. Макросиноптическая обстановка, характерная для северного вторжения, следующая. Над ЕТР формируется высотный гребень, ориентированный меридионально, или с некоторой восточной составляющей. Северная часть гребня достигает районов Баренцева моря. Над Западной Сибирью и восточным Казахстаном развивается глубокий циклон. Ось ПВФЗ проходит в направлении от Скандинавского полуострова на Новую Землю и далее, продолжая огибать гребень, постепенно приобретает близкое к меридиональному направление в районе северного Урала. Далее ось ПВФЗ проходит вдоль Уральского хребта на западный Казахстан, где переходит к широтному положению, а затем направляется на Байкал (рис. 3). В северном холодном вторжении можно выделить отдельные варианты.

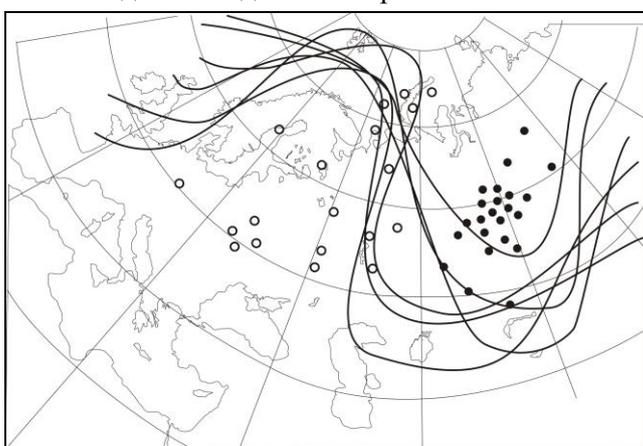


Рис. 3. Типичная сборно-кинематическая карта и положение оси ПВФЗ при Северном холодном вторжении, когда имеют место грозы над Северным Казахстаном. Условные обозначения смотрите на рис. 1.

Так, для ультраполярного вторжения характерна следующая обстановка: сформировавшийся над Европой высотный гребень ориентирован не меридионально, а с юго-запада на северо-восток, т.е. северная часть гребня направлена от Европы на Карское море или Новую Землю (рис. 4). В связи с этим ложбина, расположенного над Восточной Сибирью или Казахстаном циклона, постепенно приобретает ультраполярное направление, т.е. ось ее направлена с северо-востока на юго-запад. ПВФЗ в этих случаях проходит по северу Скандинавии, огибает высотный гребень в районе Новой Земли, где постепенно приобретает меридиональное направление. Уральские горы

ПВФЗ пересекает в направлении с северо-востока на юго-запад и далее идет на Кавказ и Каспийское море, где приобретает широтное направление и далее через Казахстан на Байкал (рис. 4). В иных случаях ПВФЗ проходит по Европе, в районе Балкан принимает широтное направление, далее идет по Черному морю, Каспию, Западному Казахстану на северо-восток. В тех случаях, когда ПВФЗ проходит по востоку Западной Сибири воздух в Павлодар приносится непосредственно с севера (т.е. вся система сдвинута несколько на восток). На рис. 4 нанесены центры циклонов, молодые фронты которых вызвали грозы, а также центры антициклонов вторжения. Для северных вторжений (ультрополярных) характерно расположение центров циклонов в районе юго-западной Сибири. Центры антициклонов вторжения сгруппированы в районе Скандинавии, а также на ЕТР. Для Северного вторжения (основного типа) характерно расположение центров циклонов в районе Западной Сибири, а также севера Казахстана. Центры антициклонов вторжения занимают Западную Европу, Скандинавию.

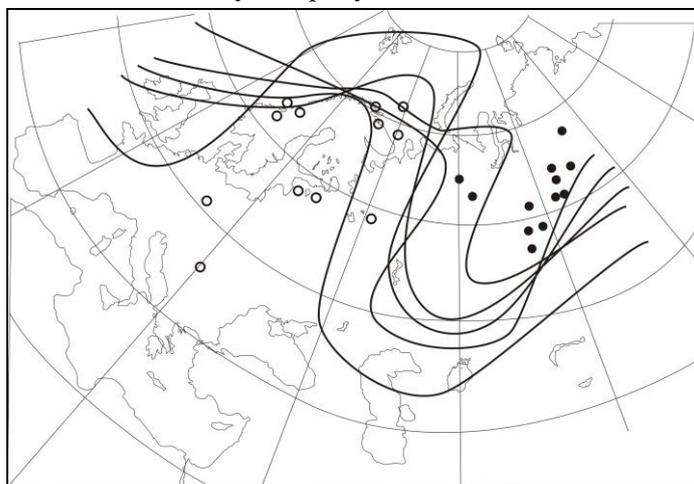


Рис. 4. Типичная сборно-кинематическая карта и положение оси ПВФЗ при ультраполярном северном вторжении, когда имеют место грозы над Северным Казахстаном. Условные обозначения смотрите на рис. 1.

Юго-западный перенос. При юго-западном (южном) переносе происходит вынос воздушных масс с юго-запада или юга на районы Северного Урала и северо-западного Казахстана. Повторяемость гроз на теплых и холодных фронтах при этом типе синоптических процессов почти одинакова. Перенос осуществляется при следующей макросиноптической ситуации. Над центральной частью ЕТР располагается обширный высокий циклон. В ложбине этого циклона, ориентированной в восточном или юго-

восточном направлении, в районах Поволжья или над западным Казахстаном, возникают частные циклоны или волновые возмущения, которые в дальнейшем перемещаются в северо-восточном направлении под передней частью высотной ложбины. Эта ложбина занимает ЕТР, ее южная часть достигает районов Черного или Каспийского морей. Над югом Западной Сибири, центральным и восточным Казахстаном располагается высотный циклон или гребень; ось его ориентирована с юга на север или с юго-востока на северо-запад. ПВФЗ проходит со Скандинавии на Черное море. Далее огибают ложбину и над северо-западным Казахстаном и средним Уралом ориентирована с юго-запада на северо-восток, затем, огибая высотный гребень, уходит на восток (рис. 5).

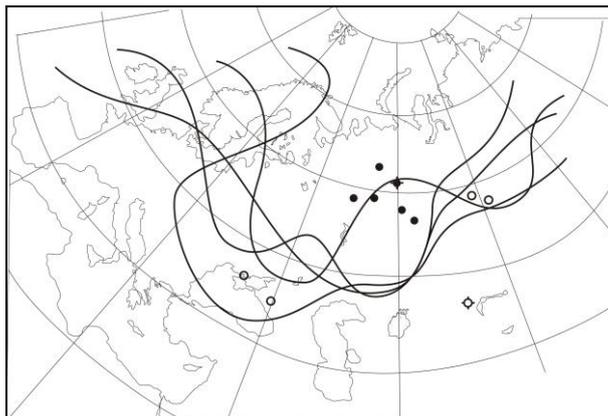


Рис. 5. Типичная сборно-кинематическая карта при юго-западном переносе, когда имеет место грозы. Условные обозначения смотрите на рис. 1.

Внутримассовые грозы. Синоптические процессы при внутримассовых грозах анализировались в основном по барическому полю у земли. Анализ внутримассовых гроз показал, что они наблюдались преимущественно в теплых секторах небольших волновых или заполняющихся циклонов, в остальных случаях – на северо-западной или юго-западной периферии антициклонов, в малоградиентном барическом поле.

Прежде чем перейти к рассмотрению отдельных аэросиноптических ситуаций каждого из перечисленных выше макропроцессов, обуславливающих грозы в Северном Казахстане, сначала рассмотрим, при каких именно условиях формируются грозы.

Оказалось, что в Костанае дневные грозы формируются преимущественно (45 %) на вторичных холодных фронтах, другие ситуации имеют меньшую повторяемость (табл. 2). При сходных условиях формируются дневные грозы и в Павлодаре, хотя повторяемость по типам не-

сколько отличается, в частности, заметно ниже повторяемость гроз на вторичных фронтах. В тоже время повторяемость дневных гроз на холодных фронтах в два раза выше. Такие различия, возможно, обусловлены субъективностью при синоптическом анализе.

Таблица 2

Повторяемость дневных и ночных гроз в зависимости от синоптических условий, (%)

Тип синоптической ситуации	Костанай		Павлодар	
	время грозы			
	дневная	ночная	дневная	ночная
Холодный фронт	12	23	27	30
Фронт с волнами	15	24	12	16
Окклюзия	5	5	7	8
Теплый фронт	9	23	9	19
Вторичный холодный фронт	45	14	31	17
Вторичный теплый фронт	11	9	10	9
Внутримассовые	3	4	4	5

Ночные грозы и в Костанайе и Павлодаре имеют близкую повторяемость при отмеченных типах синоптических ситуаций (табл. 2). Такая близость, как и некоторые различия, представляются естественными.

АНАЛИЗ ОТДЕЛЬНЫХ СЛУЧАЕВ ГРОЗ

Разберем теперь несколько случаев формирования гроз над Северным Казахстаном, по одному случаю из каждого типа макропроцесса.

Северо-западное холодное вторжение. 28...31 мая 1991 г. 28 мая над Баренцевым морем образовался циклон, с которым связана система фронтов. Это высокое барическое образование с сильно наклоненной к северо-западу пространственной осью. Давление в центре циклона было около 1000 гПа (рис. 6, 7).

К 03 часам 29 мая циклон сместился на юго-восток и давление в его центре увеличилось на 2 гПа. Холодные фронты, связанные с этим циклоном, смещаются по северу ЕТР в юго-восточном направлении. К 03 ч. 30 мая давление в центре циклона стало 995 гПа, т.е. уменьшилось на 7 гПа/сутки. Это связано с регенерацией циклона на арктическом фронте.

Антициклон вторжения, возникший 28 мая за холодным фронтом над северной Атлантикой, к 03 часам 30 мая сместился на северо-запад ЕТР. Давление в его центре увеличилось на 15 гПа и достигло 1030 гПа. Усиление антициклона обуславливалось рядом факторов: сходимостью изогипс по потоку, адвекцией антициклонического вихря.

30 мая 1991 года юг Западной Сибири и большую часть территории Казахстана занимал невысокий антициклон с давлением в центре 1029 гПа. Павлодар находился на северной периферии этого антициклона перед теплым фронтом. Днем 30 мая наблюдалась переменная облачность (Сi, Сu), температура воздуха была 21...23 °С. ВФЗ в 03 часа проходит из районов северной Атлантики на север ЕТР и далее через Средний Урал на юг Западной Сибири. В связи с отставанием высотного термического поля от барического осуществлялась адвекция холода на район Урала.

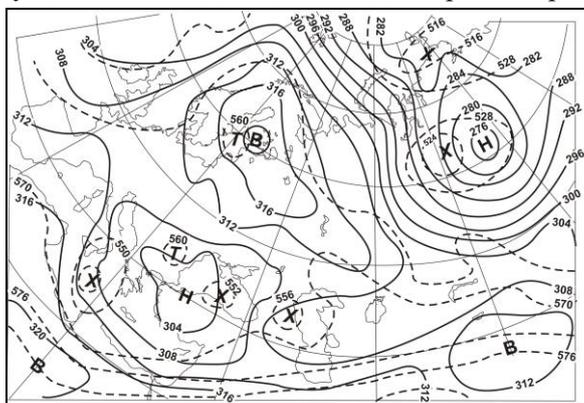


Рис. 6. Карта барической топографии АТ-700 и ОТ₁₀₀₀⁵⁰⁰ за 03 ч. мск. 28 мая 1991 г.

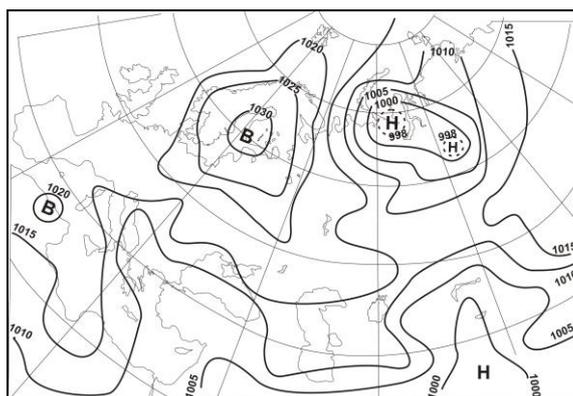


Рис. 7. Карта погоды за 03 ч. мск. 28 мая 1991 г.

В следующие сутки синоптические процессы развивались таким образом: к 03 часам 31 мая циклон сместился на юго-восток на северные районы Западной Сибири. Он начал заполняться, что обуславливалось адвекцией тепла в его тыловую часть, сходимостью циклонических изогипс по потоку. Холодные фронты, связанные с этим окклюдированным циклоном, перемещаются со значительной скоростью, что связано с интенсив-

ным затоком холода в тыл этого циклона. Скорость их смещения достигала 40 км/час. Антициклон вторжения сместился к 03 часам 31 мая на юго-восток, давление в его центре за сутки не изменилось.

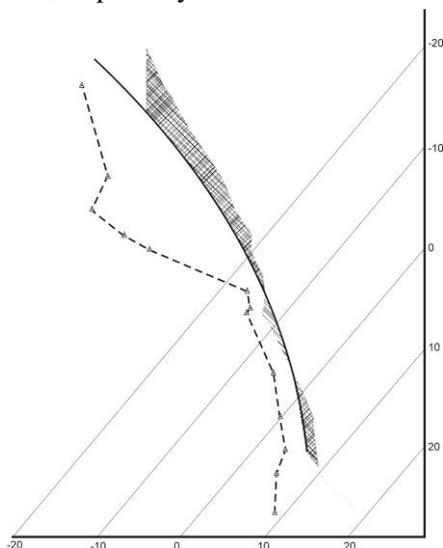


Рис. 8. Данные температурно-ветрового зондирования за 03 ч. мск.
31 мая 1991 г.

31 мая в 03 часа Павлодар находился в теплом секторе циклона. Холодный фронт находился к северо-западу от Павлодара на расстоянии 300...350 км. Двигаясь со значительной скоростью, как и в предшествующие сутки, холодный фронт прошел через Павлодар около 16 часов мск. Во время прохождения фронта здесь наблюдалась гроза, которая длилась от 15,8 до 16,7 часов. Аэрологические данные за срок 14:30 мск 31 мая показали, что почти во всей толще тропосферы энергия неустойчивости отрицательная и лишь в слое 700...560 гПа наблюдается положительная энергия неустойчивости. Стратификация атмосферы на 03 ч московского времени представлена на рис. 8.

Северное холодное вторжение. Случай ночной грозы 23 мая 1991 г относится к группе северных холодных вторжений. В это время над Архангельском располагался циклон с давлением в центре 1000 гПа. Это довольно высокое барическое образование, окклюдированное; ось его наклонена на север в сторону холодной воздушной массы. С этим циклоном связаны две системы фронтов, холодные участки которых ориентированы широтно и проходят по ЕТР в юго-западном направлении.

До этого в 03 часа 21 мая исследуемый циклон сместился к востоку на 400 км, давление в его центре увеличилось на 5 гПа. Холодные фронты,

связанные с ним смещаются на восток по ЕТР. Антициклон вторжения, возникший в районе о. Шпицберген, к 03 часам 21 мая сместился на юго-восток, но давление в его центре не изменяется.

К 22 мая этот антициклон усилился еще на 5 гПа, чему способствовала сходимостью циклонических изогипс по потоку. На высоте этому антициклону соответствует хорошо развитый высотный гребень, северная часть которого достигает о. Шпицберген. ПВФЗ огибает этот высотный гребень, в районе Новой Земли приобретает направление с северо-востока на юго-запад на район Архангельска. В районе Архангельска ВФЗ меняет направление на широтное, и до Красноярска ось ПВФЗ направлена вдоль 60° с.ш. Далее она поворачивает на юго-восток. Циклон к 03 часам 22 мая сместился на юго-восток на 800 км. Давление в его центре не изменилось. Холодные фронты, связанные с этим циклоном, сместились на юго-восток на 400 км, чему способствовала интенсивная адвекция холода по западной периферии этого циклона (рис. 9, 10).

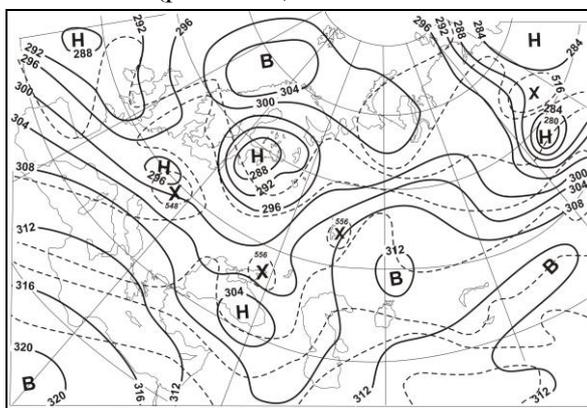


Рис. 9. Карта барической топографии АТ-700 и ОТ $_{1000}^{500}$ за 03 ч. мск.
22 мая 1991 г.

21 мая погоду в Павлодаре определял обширный антициклон. 22 мая к Павлодару приближался теплый фронт. Утром была переменная облачность 7...8 баллов (Сi, Ас, Сu) температура воздуха 20...22 °С. К полудню температура повысилась до 28 °С, облачность увеличилась до 10 баллов (Сi, Ас, Св). Во время прохождения теплого фронта через Павлодар здесь наблюдалась гроза, которая продолжалась от 12,7 до 13,7 часов. Радиозондирование, произведенное в 14 ч 20 мин. мск, т.е. уже после грозы, показало, что в большой толще тропосферы (начиная с 2 км) энергия неустойчивости положительна. От земли до 800 м $\gamma = \gamma_{ca}$, выше $-\gamma_{ba} < \gamma < \gamma_{ca}$, что способ-

ствует развитию конвекции. Высота уровня конденсации 2 км, уровень конвекции – 11 км. Температура на уровне конвекции – 55 °С.

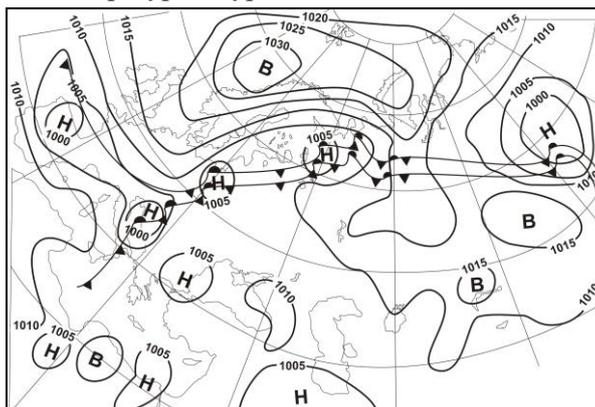


Рис. 10. Карта погоды за 03 ч. мск. 22 мая 1991 г.

В дальнейшем циклон, углубляясь за счет вихревого и термического факторов, смещался к востоку, а холодный воздух по его западной периферии распространялся на юг Западной Сибири и северные районы Казахстана. От антициклона вторжения в тыл циклону вклинивался барический гребень. Адвекция холода обусловила углубление высотной ложбины, и к 03 часам 23 мая потоки в ее тыловой части стали меридиональными (направлены с севера на юг). Прохождение через Павлодар холодного фронта обусловило ночную грозу с 19,5 до 20,0 часов мск (рис 9, 10). Зондирование атмосферы в 20 ч 30 мин, т.е. после грозы, показало неустойчивую стратификацию атмосферы в районе Павлодара (рис. 11) в средней и верхней тропосфере.

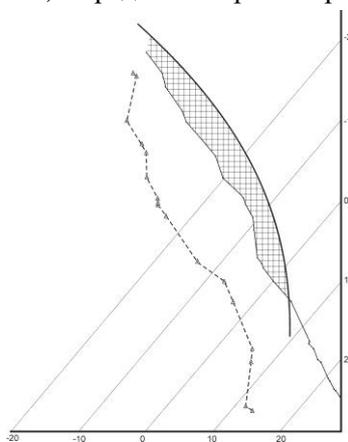


Рис. 11. Данные температурно-ветрового зондирования за 03 ч. мск. 22 мая 1991 г.

Западное вторжение. 4 сентября 1991 г. гроза наблюдалась при следующей макросиноптической ситуации, характерной для западного переноса (рис. 12, 13 и 14). Широкая полоса низкого давления занимает север Атлантики, Скандинавию, север Западной Европы, северные районы ЕТР, Урала и Западной Сибири. Серия циклонов Исландского происхождения перемещалась с Норвежского моря через Скандинавию в восточном направлении со средней скоростью 40...50 км/ч. По мере продвижения этого циклона происходило его развитие, а затем и окклюдирование. К моменту начала грозы 4 сентября в 03 ч. его центр с давлением около 990 гПа располагался над севером Кольского полуострова. Циклон находился в стадии максимального развития: его можно было проследить до уровня 300 мб, судя по карте OT_{1000}^{500} ему соответствует неглубокая ложбина холода. Пространственная ось циклона немного наклонена в сторону холода, он окклюдирован. Одновременно с развитием этого циклона над севером Западной Сибири происходило развитие другого циклона, который возник из волны на холодном фронте в среднем течении Оби. Развитию циклона из волны способствовали следующие термические и динамические факторы. Адвекция холода в тыл возникшего возмущения превышала адвекцию тепла в передней части, район волны находился под передней частью высотной ложбины, где наблюдалась расходимость изогипс циклонической кривизны, которая по потоку уменьшалась. В дальнейшем этот циклон углублялся и смещался по ведущему потоку со скоростью 10...20 км/ч. В день с грозой он представлял собой высокое барическое образование с замкнутой областью холода над центром, началось его окклюдирование.

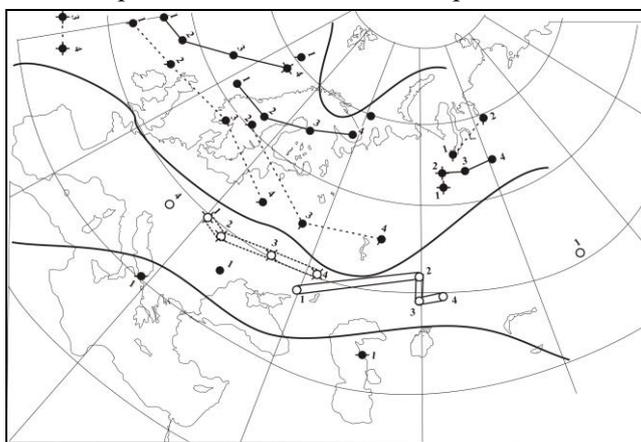


Рис. 12. Сборно-кинематическая карта за 3 ч. мск.
В период с 1 по 4 сентября 1991 г.

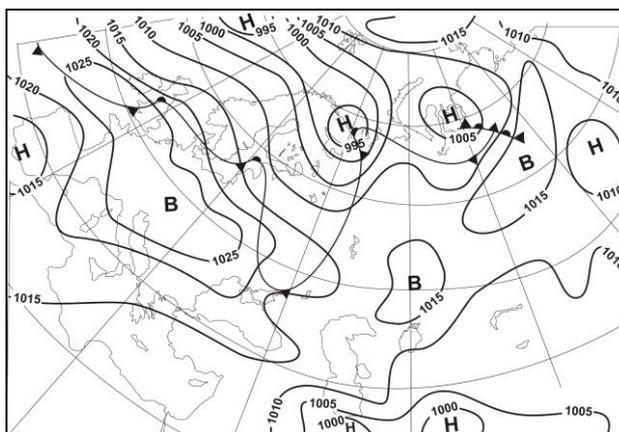


Рис. 13. Карта погоды за 03 ч. мск. 4 сентября 1991 г.

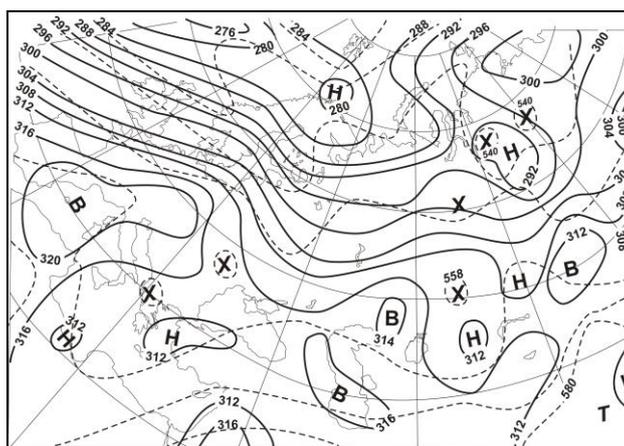


Рис. 14. Карта барической топографии АТ-700 и ОТ₁₀₀₀⁵⁰⁰ за 03 ч. мск. 4 сентября 1991 г.

Ядра Азорского антициклона, двигаясь по югу Европы и югу ЕТР над Казахстаном, образуют поле повышенного давления. Частный антициклон с 1 по 4 сентября сместился от района Варшавы на Среднюю Волгу. Далее перемещение антициклона продолжалось в восточном направлении. В первые сутки (1...2 сентября) антициклон перемещался со скоростью 50...60 км/час, в последующие сутки движение его замедлилось до 15...20 км/ч. И к моменту грозы центр этого антициклона с давлением около 1015 гПа располагался в 300...400 км западнее Астаны.

Над Средиземным морем, Малой Азией, Кавказом и Средней Азией в этот период была слабо развита циклоничность. Таким образом, по южной периферии циклонов и северной периферии антициклонов на Северную и центральную Европу, районы Урала осуществлялся перенос воз-

душных масс с запада, с Атлантики. Над этими районами на протяжении всего естественного синоптического периода (ЕСП) изогипсы и изотермы были ориентированы почти широтно. Ось ПВФЗ проходила через Великобританию, север Западной Европы, центральную часть ЕТР и далее на восток, через Средний Урал. Интенсивность ПВФЗ над Средним Уралом на уровне 500 гПа составила 8 дкм/500 км.

Фронт окклюзии, на котором возникла гроза, за последние сутки смещался со скоростью 40...50 км/ч. Этот фронт очень хорошо выражен в температуре: контрасты температуры в зоне фронта на уровне 850 мб составили 10...12 °С.

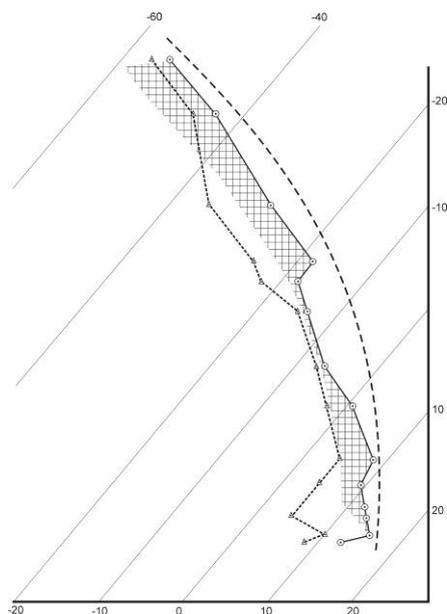


Рис. 15. Данные температурно-ветрового зондирования за 03 ч. мск. 4 сентября 1991 г.

По данным аэрологического зондирования, проведенного за 3 часа до начала явления, условия благоприятствовали развитию грозы (рис. 15): от земли до высоты примерно 0,2 км наблюдалось инверсионное распределение температуры воздуха ($\gamma < 0$), в вышележащих слоях до уровня 500 гПа вертикальный температурный градиент превышал или был равен влажноадиабатическому ($\gamma \geq \gamma_{ва}$). На высоте около 7 км на кривой стратификации имелся один задерживающий слой, толщина его 0,5 км. Суммарный дефицит точки росы на уровнях 850, 700 и 500 гПа составил 12,8 °С, суммарная удельная влажность на уровнях 850 и 700 гПа составила 13°С.

Показатель энергии неустойчивости ΔT на уровнях 700 и 500 гПа составил соответственно – 3,0 и -1,5 °С.

На всех трех диаграммах вероятности ночных гроз в Костаная, построенных нами для прогноза [9], точки с соответствующими параметрами за 4 сентября попадают в зону II, значит следует прогнозировать грозу.

Далее рассмотрим случай грозы в районе Костаная при юго-западном переносе. Особенностью данного примера является то, что в нем использована информация метеорологического радиолокатора (МРЛ) Костаная. В результате, как мы увидим, проблемы прогноза грозы с момента появления фронта и радиоэха облачности на экране МРЛ практически нет.

Юго-западный перенос. Погода в Костанайской области в данный период определялась юго-восточной периферией циклона, центр которого в 00 часов располагался примерно в 400 км к юго-западу от г. Екатеринбурга (рис. 16, 17). Это – обширный, неглубокий (давление в центре около 1005 гПа), невысокий циклон; в виде замкнутого центра он прослеживается до поверхности 700 гПа (рис. 18...19). К 00 часам он находился в стадии молодого циклона. У поверхности земли к этому сроку он был оформлен одной изобарой 1005 гПа. Анализ высотных карт (рис. 17...19) показал, что в дальнейшем циклон будет углубляться. Об этом свидетельствуют следующие факторы. Во-первых, на карте АТ-500 (рис. 19) над циклоном расположена передняя часть слабовыраженной ложбины с циклонически искривленными, расходящимися изогипсами, и вдоль потока происходит смена циклонической кривизны изогипс на антициклоническую; во-вторых, циклону у земли соответствует широкий термический гребень на карте OT_{1000}^{500} , ось которого проходит с Аральского моря на Нарьян-Мар (рис. 18). Наличие такого широкого гребня подтверждает то, что циклон еще не вступил в стадию окклюдирования, а напротив еще долгое время будет углубляться. Об этом также свидетельствует наличие адвекции холода в тыловую часть циклона и небольшая адвекция тепла в его переднюю часть. Таким образом, циклон будет в ближайшие часы углубляться, но углубление будет не интенсивным, так как над рассматриваемой территорией, как мы видим по карте OT_{1000}^{500} , наблюдаются небольшие температурные контрасты.

Совместный анализ карт АТ-500 и АТ-700 показал, что движение циклона будет происходить вдоль ведущего потока в северо-восточном направлении на районы Западной Сибири (Рис. 18). Скорость его смещения в 00 часов составляла около 50 км/ч.

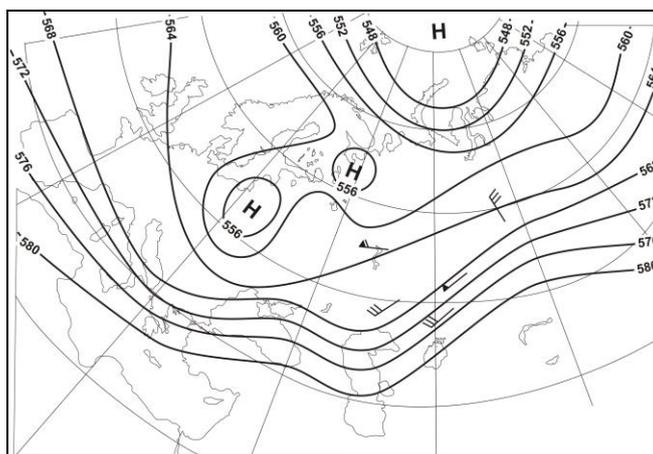


Рис. 19. Карта барической топографии уровня 500 гПа за 00 ч. мск. 27 июля 1991 г.

По карте OT_{1000}^{500} мы видим, что гребень тепла ориентирован в меридиональном направлении из районов Каспийского моря на Самару и там меняет свое направление на широтное (Рис. 18). Таким образом, холодный фронт, связанный с циклоном, судя по распределению областей тепла и холода, и по направлению ВФЗ, над рассматриваемой территорией расположен меридионально, а теплый фронт – широтно. Широкий теплый сектор в циклоне подтверждает тот факт, что этот циклон находится в стадии молодого циклона. Фронт, на котором произошло образование циклона, является фронтом умеренных широт. Располагается он почти параллельно изогипсам, поэтому его движение определяется только движением циклона. Вместе с центром циклона он смещается на север и очень медленно на восток. На холодном фронте к этому времени развились устойчивые волны, что также замедляет движение фронта к востоку. Эти волны являются устойчивыми, так как развивались они под ВФЗ с малыми температурными контрастами [9]. Сам малоподвижный холодный фронт с волнами сформировался в полосе пониженного давления, которая образовалась в глубокой малоподвижной ложбине. Характерной особенностью такой ситуации является конвергенция воздушных потоков в области фронта. В зоне конвергенции наблюдаются наиболее благоприятные условия для развития конвекции [2, 6, 8...10, 14].

На приземной карте за 00 часов (рис. 20) так же отмечается арктический фронт, движущийся примерно в 500 км за фронтом умеренных широт. В связи с его приближением в период с 27 по 28 июля возникает опасность сближения двух фронтов и усиления процессов влагообразования и углубления.

Анализ кольцевой карты за 12 часов показал, что к 12 ч, т.е. к сроку когда МРЛ, установленный в Костаная, начал фиксировать радиоэхо облачности из зоны осадков (РОЗО), связанные с прохождением фронтов в радиусе его обзора, циклон, как и ожидалось, углубился (рис. 20). Давление в его центре составило в этот срок 1002 гПа. Теплый сектор циклона значительно сузился, то есть началось его окклюдирование. К 12 ч циклон сместился в северо-восточном направлении и находился уже примерно в 150 км к востоку от г. Екатеринбург.

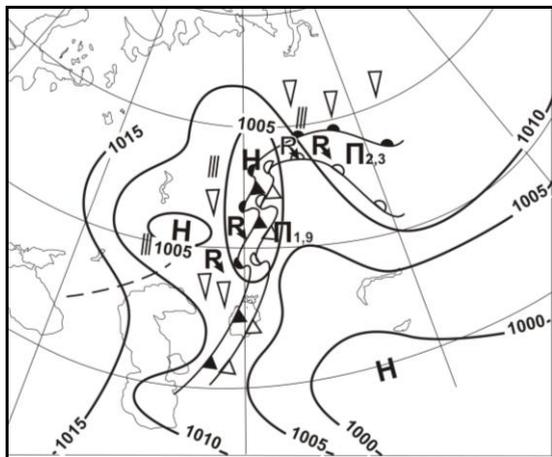


Рис. 20. Кольцевая карта погоды за 12 ч. мск. 28 июля 1991 г.

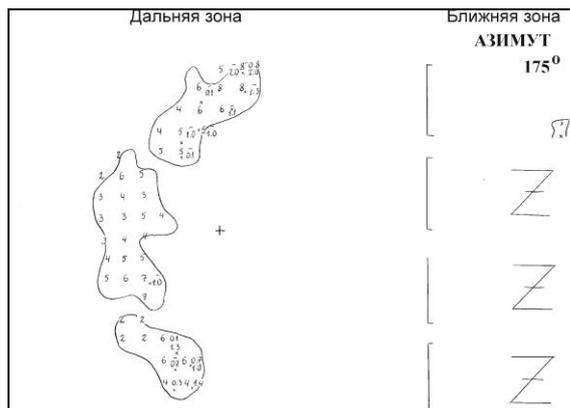


Рис. 21. Радиоэхо облачности в зоне фронт за срок 12 ч. мск. 28 июля 1991 г.
Z-отсутствие облачности в ближней зоне МРЛ.

В последующем циклон, уже находясь в стадии окклюдирования, будет продолжать углубляться, так как нулевая изотенденция в 12 ч находится в тылу циклона, а в теплом секторе прослеживаются отрицательные изотенденции. Район Костаная в 12 ч находился в теплом секторе, но с

запада к нему приближались два холодных фронта: один размытый и следующий за ним на расстоянии около 120...150 км основной фронт. Размытый фронт в этот срок был примерно в 120 км от Костаная. Согласно данным метеостанций, фронт этот был выражен слабо в поле метеоэлементов, поэтому в данный срок существенного влияния на погоду Костанайской области он не оказывал. В Костане в 12 часов наблюдалась облачность верхнего яруса (Ac) 1 балл, температура плюс 36 °С, штиль.

По данным МРЛ, в этот срок отмечалось несколько отдельных радиоэхо конвективных облаков (РКО) (рис. 21), расположенных друг за другом и ориентированных с юга на северо-запад, а затем на северо-восток. Длина радиоэха, если не учитывать, что между его отдельными участками есть просветы (эти просветы соответствуют районам смены знака фронта), в этот срок была равна 500 км, а ширина в среднем 80 км. Такая значительная вытянутость радиоэха характерна для фронтальной облачности [1...5, 11, 16] Расположение РКО в 12 ч довольно четко совпадало с местоположением фронта на синоптической карте. Высота верхней границы радиоэха в 12 ч составляла 4...6 км, в центре она доходила до 7 км, а в той части радиоэха, которая расположена к северу от Костаная, даже до 8 км, и в этой же части радиоэха отмечалась максимальная отражаемость на верхнем уровне.

Надо также отметить, что если радиоэхо в какой – либо части имеет расширение, то с большей уверенностью можно предположить наличие в районе этого расширения фронтальной волны, так как уплотнение облачности и увеличение ее горизонтальных размеров является одним из признаков волнообразования на фронтах [1...5, 11]. Так, расширение радиоэха в этот срок в его центральной части подтверждает данные синоптической карты о наличии примерно в 130 км к востоку от Костаная фронтальной волны.

К юго-западу и к югу от Костаня МРЛ обнаруживает зоны ливневых осадков, и к северу от Костаня – грозовой очаг. По данным же метеостанций эти осадки и гроза не отмечались. Вероятнее всего это связано с тем, что сеть наземных метеостанций в рассматриваемом регионе довольно редкая (ближайшая метеостанция находится примерно в 100 км к северо-западу и 200 км к юго-западу от Костаная), и поэтому нет возможности более полно освещать погодные условия области.

К 15 ч давление в центре циклона понизилась до 1001 гПа (рис. 22). За последние 3 часа он сместился в восточном направлении, и

центр его на данный момент находился уже в 100 км западнее Екатеринбурга. В дальнейшем циклон будет заполняться, так как нулевая изотенденция в 15 ч проходит практически по его центру. Вместе с циклоном к востоку продолжала смещаться и фронтальная система, связанная с ним. В 15 ч Костанайская область еще располагалась в теплом секторе, но размытый холодный фронт к этому времени уже находился в 80 км от Костаная. Следовательно, скорость смещения за прошедшие 3 ч составила 10...15 км/ч. В связи с приближением фронта погода Костанайской области начала меняться: кроме облаков верхнего яруса (Ac) появились облака нижнего яруса (Сi средние или мощные, 5 баллов), температура понизилась на 5 °С, но это понижение вероятней всего связано с суточным ходом, ветер составлял до 2...3 м/с.

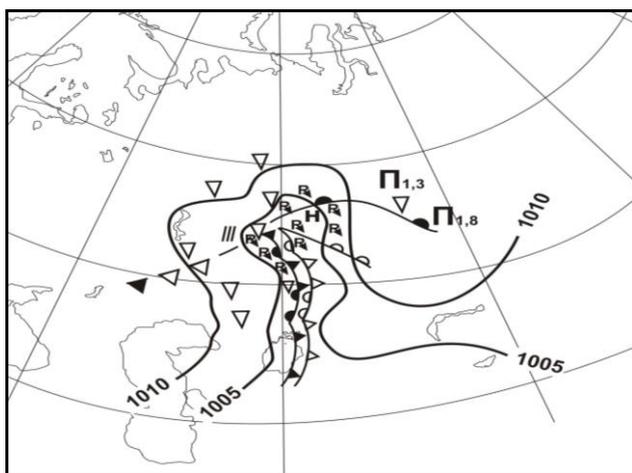


Рис. 22. Кольцевая карта погоды за 15 ч мск. 28 июля 1991 г.

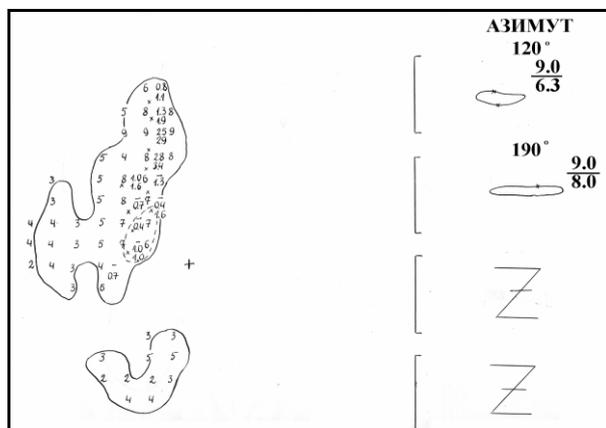


Рис. 23. Радиоэхо облачности за 15 ч мск. 28 июля 1991 г.

МРЛ в 15 ч зафиксировал РКО несколько меньшей протяженности, чем в предыдущий срок (рис. 23) Ориентировано радиоэхо с севера на юг. По его форме можно определить, что связано оно с двумя фронтами, следующими друг за другом. Радиоэхо в этот срок имеет вид двух полос, соединенных узкой перемычкой. К северо-западу от Костаня отмечается фронтальная волна. Высота верхней границы радиоэха и величины отражаемости на верхнем уровне в этот срок увеличились. Как и в предыдущий срок, их максимальные значения наблюдались в северной части радиоэха (H_{\max} до 9 км, LgZ – до 3,4), что свидетельствует об интенсивной грозовой деятельности примерно в 200 км к северу от Костаная, что подтверждается и данными метеостанций.

К 18 ч давление в центре циклона возросло до 1003,4 гПа, а тот факт, что через его центр уже проходит положительная изотенденция, свидетельствует о том, что в ближайшее время циклон будет продолжать заполняться (рис. 24). Размытый холодный фронт к этому сроку был отмечен уже в 30 км от Костаная, а основной – примерно в 150 км. Погода Костанайской области к этому сроку изменилась: произошло увеличение количества облаков нижнего яруса до 7...8 баллов, понижение температуры на 2 °С, усиление ветра до 5 м/с. По данным метеостанции в Костане в этот срок отмечалась зарница.

МРЛ в этот срок зафиксировала радиоэхо протяженностью 420 км и шириной в среднем около 120 км (рис. 25). В момент прохождения фронта вблизи Костаная была зафиксирована самая большая площадь радиоэха по сравнению с предыдущими сроками, что возможно обусловлено суточным ходом конвекции [5, 7, 15, 16].

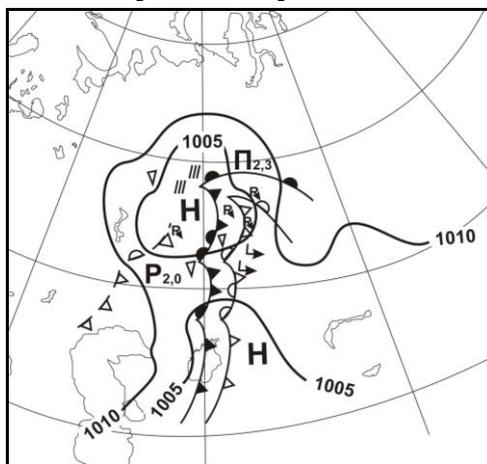


Рис. 24. Кольцевая карта погоды за 18 ч мск. 28 июля. 1991 г.

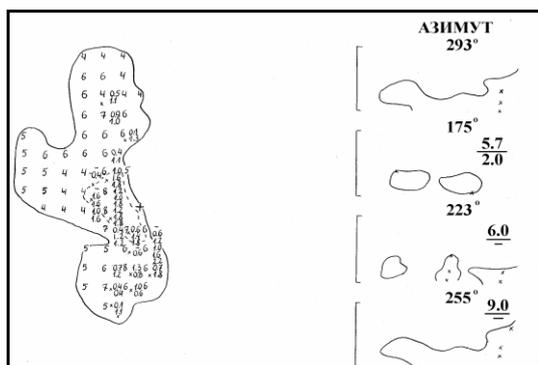


Рис. 25. Радиоэхо облачности и осадков в районе Кустаная в 18 ч. мск. 28 июля 1991 г.

Несколько последующих сроков МРЛ продолжал фиксировать радиоэхо ливней и гроз в зоне малоподвижных фронтов, сместившихся восточнее Костаная. Следует отметить, что грозы и ливни, отмечаемые МРЛ, не всегда подтверждались сетью метеостанций из-за того, что она редкая, а грозы и ливни явление локальное.

Таким образом, в описанной ситуации применение радиолокационных данных позволяло уточнять не только положение фронта, но также и положение зон осадков, грозовых очагов, определять горизонтальные размеры фронтальной облачности, направление и скорость ее смещения. Важную роль эта информация представляла в данном примере также при уточнении положения фронтальных волн и районов смены знаков фронта, так как в этом примере было рассмотрено движение малоподвижных фронтов, которые обычно формируются при наличии малоградиентного барического поля. В таком случае ветры у земли в значительной степени определяются орографическими особенностями. Главное же значение информации МРЛ в данном случае то, что с момента появления радиоэха в зоне наблюдений МРЛ не только прогноз факта грозы, но также конкретное место и время этого явления стало возможным прогнозировать с высокой степенью надежности.

Представляется также реальная возможность оценить доступные облачные ресурсы в зоне атмосферного фронта, а также район и время наиболее целесообразного воздействия на них в случае организации таких работ. Организация таких регулярных воздействий может оказаться даже необходимой в связи с тенденцией изменения климата в регионе [18...20].

Рассматриваемые ранее в [16] связи между параметрами атмосферы перед грозой и вероятностью грозы, конечно, содержат информацию о

грозе и являются предикторами. Еще лучших результатов можно добиться, если использовать характеристики атмосферы в точке, откуда осуществляется перенос воздушной массы и, по возможности, характеристики самого фронта, если гроза фронтального типа. Однако, структура атмосферного фронта достаточно сложна. Воздушные массы и характеристики атмосферы в его зоне характеризуются многослойностью [17]. Существование «полосы доставки» влаги, существующей, как показано в [17], перед каждым фронтом, и имеющей ограниченные поперечные размеры, не гарантирует получение необходимых характеристик для успешного прогноза с помощью существующих обычных систем зондирования атмосферы даже при самых удачных ситуациях [3, 9, 10, 13...15].

Поэтому представляется оптимальным такой порядок прогноза гроз и осадки из доступных влагозапасов облачности. На первом этапе прогнозируется синоптическая ситуация и возможность грозы в принципе. Затем, с появлением облачности атмосферного фронта в зоне видимости МРЛ, использовать его данные для уточнения возможности грозы, времени и места, где это случится. Заблаговременность уточненного прогноза составит в этом случае 3...5 ч, что удовлетворяет авиацию и энергетиков.

Было бы хорошо иметь сеть МРЛ, полностью покрывающую территорию Казахстана. Это позволило бы наблюдать за появлениями облачности и осадков непрерывно, а заблаговременность хорошего прогноза гроз (и осадков) с использованием информации МРЛ увеличивалось бы до полных суток. Однако такой сети МРЛ пока нет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брылев Г.Б. Использование радиолокационных данных в синоптической практике. Л.: Гидрометеиздат. 1977. – 20 с.
2. Вельтищев Н.Ф. Мезометеорология и краткосрочное прогнозирование. Сборник лекций. – Л.: Гидрометиздат, 1988. – 136 с.
3. Дивинская Г.П., Сальман Е.М. Сравнительная эффективность радиолокационных и визуальных наблюдений за облачностью. Труды ГГО, вып. 261, 1969. – С. 14–17.
4. Методические указания по использованию радиолокационных данных в синоптическом анализе и краткосрочных прогнозах погоды. М.: Гидрометеиздат, Вып. 213, 1981. – 20 с.
5. Минакова Н.Е. Радиолокационные характеристики и их связь с параметрами конвекции. Труды ГГО, Вып. 114, 1972. – 18 с.

6. Морозова Е.Н., Ягудин Р.А. О прогнозе ночных гроз в Новосибирской области. Труды НРГМЦ, Вып. 5, 1971. – 86 с.
7. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Многолетние данные. Часть 1-6. Выпуск 18. Казахская ССР. Кн. 3. – Л.: Гидрометеиздат 1990. – 608 с.
8. Понаморенко С.Н. Синоптико-аэрологические условия возникновения гроз на теплом фронте. Труды ЦИП, вып. 60, 1967. 17-32 С.
9. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, часть 1. Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 700 с.
10. Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации. Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 301 с.
11. Руководство по производству наблюдений и применению информации радиолокаторов МРЛ-1 и МРЛ-2. Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 334 с.
12. Синоптические процессы Средней Азии // В.А, Бугаев, В.А. Джорджио и др. Ташкент. Изд. АН Узбекской ССР, 1957. – 477 с.
13. Ягудин Р.А. О синоптических и аэрологических условиях ночных гроз. Труды НРГМЦ. Вып. 3, 1969. – 320 с.
14. Ягудин Р.А. Статистико-климатическое описание ночных гроз в Новосибирской области. Труды НРГМЦ. Вып. 1 (5), 1967. – 280 с.
15. Ягудин Р.А. Физико-статистические исследования ночных гроз в Новосибирской области. Труды НРГМЦ. Вып. 5, 1971. – 315 с.
16. Чередниченко А.В, Характеристики радиоэха облачности атмосферных фронтов, осадков и опасных явлений над Северным Казахстаном. «Гидрометеорология и экология», № 2, 2001. – 203 с.
17. Browning K.A. Conceptual models of precipitation system// ESA Journal, № 2, 1985, P.P. 157-180.

Казахский научно-исследовательский институт экологии и климата, г. Алматы
 Казахский национальный университет им. аль-Фараби, г. Алматы

СОЛТҮСТІК ҚАЗАҚСТАНДА НАЙЗАҒАЙ ТҮЗІЛУІНІҢ АЭРОСИНОПТИКАЛЫҚ ЖАҒДАЙЫ

Геогр. ғылымд. канд. А.В. Чередниченко

Әртүрлі синоптикалық үрдістерде найзағай түзілу жағдайы зерттелді. Найзағай ошағының орналасқан жері мен қозғалу траекториясын едәуір нақтылауға мүмкіндік беретін метеорологиялық радиолокаторлар мәліметін қолдану арқылы найзағайдың жекелеген жағдайлары талданды. Берілген мәліметтерді найзағайды және онымен байланысты қауіпті жағдайларды болжауға, сонымен қатар осы аймақтағы бұлттылықтың оңтайлы ылғалқорын бағалау үшін пайдалануға болады.

УДК 551.583.14

КОЛЕБАНИЯ КЛИМАТА В ИЛЕ-БАЛХАШСКОМ БАССЕЙНЕ

Э.П. Кожаметова

Доктор геогр. наук В.С. Чередниченко

Исследован режим осадков и температуры воздуха в Иле-Балхашском бассейне. Проведен анализ пространственно-временного распределения тенденций температуры воздуха и количества осадков в бассейне. Получены скорости изменения этих параметров за период 1970...2001 гг..

Проблема изменения климата в последние десятилетия стала одной из самых актуальных, поскольку благосостояние и благополучие многих регионов обусловлено как раз стабильностью климатических условий. И чем больше доля сельскохозяйственного производства в валовом национальном продукте страны или региона, тем выше зависимость от климатических условий [3-5]. Казахстан, несмотря на большой вклад в национальный валовой продукт сырьевой отрасли, является крупным производителем сельскохозяйственной и животноводческой продукции, и именно в этой сфере занята подавляющая часть сельского населения. Поэтому с учетом того, что в Иле-Балхашском бассейне (ИББ) проживает более 15% населения страны и производится около 20% валового сельскохозяйственного продукта, ожидаемые изменения климата представляют не только научный, но и практический интерес [9].

Для изучения тенденций изменения температуры воздуха и осадков в бассейне нами были использованы данные наблюдений за этими параметрами (средние месячные и годовые величины) всех 36 метеорологических станций, расположенных в Иле-Балхашском бассейне или у его границ за период наблюдения со времени их открытия. Анализ выполнялся с двух сторон: 1) анализировался весь ряд наблюдений; 2) анализировались данные только за период 1970...2001 гг. Для выявления многолетних тенденций (трендов) в изменении термического режима и режима осадков ряды температуры воздуха и осадков аппроксимировались линейной функцией. Полученные коэффициенты линейного тренда использовались для построения пространственного распределения тенденции термического режима и режима осадков. Статистическая значимость трендовой со-

ставляющей определялась с помощью критериев Фишера и Стьюдента и коэффициента детерминации. В качестве критического был выбран уровень значимости 0,05 и 0,10. Результаты расчетов кроме таблиц с данными представлялись в виде графиков и карт.

Не имея возможности представить все полученные данные по всем метеорологическим станциям, мы выбрали только 12 наиболее показательных (по температуре воздуха – 13 метеостанций), расположенных равномерно по территории бассейна и характеризующих различные высотные и климатические зоны. Величины тенденции изменения температуры и количества осадков для этих 12 станций региона, которые нам показались достаточно представительными для каждого месяца и в целом за год, приведены в таблицах 1 и 2.

Таблица 1

Коэффициенты линейного тренда средней температуры воздуха (°C/10 лет) за период 1970...2001 гг.

Станция	Месяц												Год
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Актогай	0,27	-0,55	-0,08	-0,81	-0,27	0,12	0,21	0,46	-0,41	0,02	0,26	-1,38	-0,18
Кокпекты	0,96	0,97	0,96	-0,03	0,46	0	0,54	0,39	0,2	0,79	0,57	1,22	0,59
Алгазы остров	0,78	0,93	0,76	0,32	0,4	0,27	0,31	0,32	0,05	0,52	-0,14	0,39	0,41
Бахты	0,54	1,19	1,38	0,04	0,16	0,09	0,2	-0,02	0,05	0,21	-0,12	0,43	0,35
Куйган	0,6	1,21	0,58	0,14	0,46	0,48	0,4	0,87	0,37	0,36	-0,28	0,39	0,46
Баканас	0,75	1,48	0,52	0,04	0,31	0,2	-0,06	0,32	0,24	0,22	-0,08	0,67	0,39
Талдыкорган	0,86	0,97	0,54	-0,02	0,05	0,21	0,4	0,24	0,43	0,29	-0,05	0,75	0,39
Текели	0,14	0,66	0	-0,36	0,08	0,17	-0,06	0,08	0,17	-0,41	-0,24	0	0,02
Толе би	1,12	1,07	0,21	-0,33	-0,05	0,33	0,24	0,17	0,29	0,21	-0,22	0,68	0,31
Алматы	0,89	1,4	0,44	0,02	0,24	0,23	0,17	0,46	0,41	0,13	0,19	0,68	0,44
Мынжылки	0,37	0,77	0,23	-0,31	0,17	0,3	0,17	0,26	0,53	0,09	0,33	0,4	0,28
Жаркент	0,69	1,26	0,53	0,04	0,14	0,34	0,34	0,47	0,66	0,33	0,41	0,39	0,47
Кеген	0,2	0,77	0,29	-0,31	0,07	0,19	0,19	0,22	0,53	-0,09	0,24	0,53	0,23
Средние	0,63	0,93	0,49	-0,12	0,17	0,23	0,23	0,33	0,27	0,21	0,07	0,4	0,32

Из данных таблицы 1 можно видеть, что тренды средних годовых величин температуры воздуха в регионе имеют положительную тенденцию. На равнинной части территории они колеблются от 0,59 °C/10 лет до 0,35...0,39 °C/10 лет, то есть потепление в величинах тренда среднегодовых значений температуры носит практически всеобщий и близкий по величинам характер. Исключение составляет только северо-западная часть региона (станция Актогай (Карагандинская область)), где тренд годовых значений температуры отрицательный и составляет -0,18 °C/10 лет. Самые

низкие среднегодовые величины положительного тренда имеют место в высокогорных районах Заилийского Алатау и Джунгарии.

Для более детального пространственного анализа трендов среднегодовой температуры обратимся к карте (рис. 1).

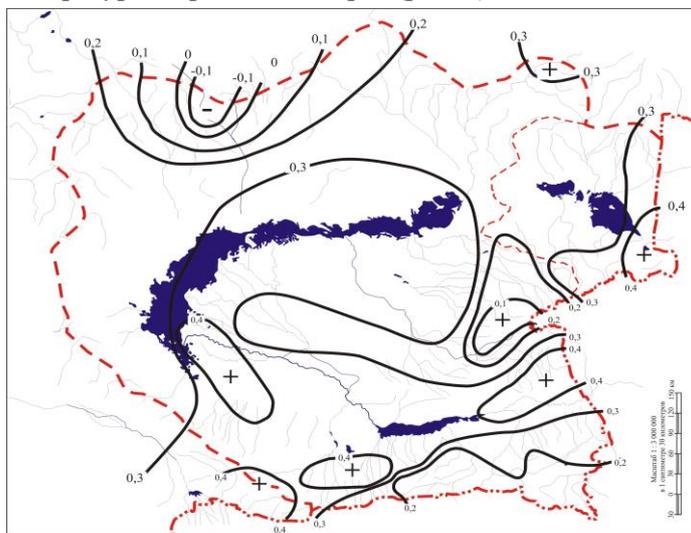


Рис. 1. Скорость изменения температуры воздуха за период 1970...2001 гг., °С/10 лет.

На рис. 1. представлены поля коэффициентов линейного тренда ($^{\circ}\text{C}/10$ лет) средних месячных и годовых температур воздуха, характеризующие пространственное распределение тенденций термического режима за период с 1970...2001 гг.

Действительно, наименьшие значения коэффициентов линейного тренда температуры воздуха имеют место в высокогорье обоих горных массивов. В тоже время оказалось, что зона наибольших величин тренда среднегодовой температуры располагается в среднегорье. Особенно это характерно для северных склонов Заилийского Алатау, однако и у склонов Джунгарии это заметно. Центральная часть южного Прибалхашья занята областью пониженных величин тренда. Отдельные повышенные величины тренда располагаются вокруг области пониженных величин (рис. 1).

Из чего складывается годовой тренд температуры? Анализ данных таблицы 1 и данных по всем 36 метеостанциям показывает, что имеется всего несколько станций в регионе, где во все месяцы года отмечался бы положительный тренд температуры. В отдельные месяцы по большинству станций, как правило, тренд температуры может менять знак. В таблице 1 станциями с положительным трендом в течение года являются Алматы и

Жаркент. На первый взгляд распределение отрицательных трендов температуры в течение года не имеет системы. Однако, все же отрицательные тренды тяготеют к весеннему периоду и меньше – к осеннему. Интегральной характеристикой распределения тренда внутри года может служить среднее значение трендов температуры для каждого из месяцев, вычисленные по 13 метеостанциям, содержащиеся в последней строке таблицы 1. Прежде всего, в апреле средняя по региону величина тренда отрицательная и составляет минус $0,12\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$. В тоже время осенью, в ноябре, на большинстве станций тренды тоже отрицательны, однако средняя величина этого тренда положительная, но невелика. В общем же осредненное изменение температуры в регионе составляет $0,32\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$.

Анализируя далее средние месячные величины тренда температуры, отметим, что в годовом его ходе имеется два максимума и один минимум. Основной хорошо выраженный максимум имеет место в феврале ($0,93\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$), а вторичный – в августе ($0,33\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$). Представляется, что осредненные по региону величины тренда для каждого месяца – достаточно объективная и статистически обоснованная оценка происходящих изменений.

Теперь рассмотрим пространственное распределение тенденции количества осадков за период 1970...2001 гг. Из данных таблицы 2 мы видим, что коэффициенты линейного тренда годового количества осадков для шести станций отрицательные и для других шести станций – положительные. Величины тренда колеблются в пределах от 5 до 10 мм/10 лет. В тоже время на некоторых станциях прослеживается значительное увеличение скорости изменения количества осадков до 20...22 мм/10 лет. В целом средние годовые величины тренда, осредненные по станциям региона, положительны и составляют $3,20\text{ мм}/10\text{ лет}$.

В годовом ходе величины месячных трендов осадков испытывают заметные колебания на всех станциях (табл. 2). Это отразилось, как и в годовом ходе температуры, в годовом ходе тренда осадков и на средних по региону месячных величинах тренда. Имеют место два максимума в июле и в октябре и два минимума, в апреле и в июне. В зимнее время средние величины тренда осадков положительны. Они изменяются от небольших положительных значений в январе (в этом месяце отрицательный тренд наблюдается на крайнем северо-востоке региона) до максимума в июле $4,71\text{ мм}/10\text{ лет}$. Тренд значительный и в октябре, $2,49\text{ мм}/10\text{ лет}$. Положительные тренды менее $1\text{ мм}/10\text{ лет}$ отмечаются в августе, ноябре и в декабре (в этом месяце на ряде станций тренд отрицательный). Во все весенние месяцы, а также в июне и в сентябре, средний

тренд осадков в регионе отрицательный с максимумом в апреле, - 3,29 мм/10 лет, в июне он составляет -1,69 мм/10 лет, а в сентябре -1,15 мм/10 лет. В марте и мае он незначителен и не превышает -1 мм/10 лет.

Таблица 2
Коэффициенты линейного тренда среднего количества осадков (мм/10 лет) за период 1970...2001 гг. в характерных точках региона

Станция	Месяц												Год
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Аксу-Аюлы	0,09	0,34	0,54	-4,74	3,83	2,78	3,93	-1,17	-0,21	7,64	1,38	1,06	15,48
Кокпекты	-0,8	-2,92	-1,14	2,37	1,41	0,19	0,77	-0,2	-0,66	-1,46	-1,23	1,38	-1,01
Алгазы остров	1,44	0,45	-0,57	-1,13	-0,38	-1,81	-0,36	0,36	-2,94	-1,83	-0,25	-1,01	-8,76
Бахты	3,57	2,25	-0,94	-2,19	0,68	1,02	2,75	3,93	-0,77	1,95	4,58	3,7	20,59
Куйган	1,22	1,79	-1,53	-1,2	-2,2	-1,35	5,42	-0,81	0,77	-2,51	0,41	-3,36	-3,34
Баканас	0,33	3,63	-1,67	-4,76	-1,5	-1,47	3,85	-2,06	-1,55	4,57	-0,36	-3,09	-4,08
Талдыкорган	3,47	1,67	-4,67	-7,31	-2,97	-0,55	5,45	2,15	-3,78	2,27	-1,14	1,14	-5,89
Мойынкум	2,86	4,38	-2,53	-3,5	-1,32	2,39	2,71	-1,63	1,11	2,61	0,96	-2,27	5,79
Алматы	1,7	0,63	2,26	-13,51	-5,74	-5,06	10,44	1,29	-1,52	5,9	-0,66	7,01	2,74
Мынжылки	2,94	-1,41	0,54	-1,16	-3,04	-3,26	16,14	5,8	-3,8	4,52	-1,76	7,35	22,86
Жаркент	0,52	0,25	0,21	-1,71	-0,79	-4,27	3,23	-1,06	2,6	2,14	-0,13	-0,71	0,27
Кеген	0,38	0,59	-0,21	-0,59	1,59	-8,86	2,22	-0,67	-3,06	4,09	-0,82	-0,95	-6,31
Средние	1,48	0,97	-0,81	-3,29	-0,87	-1,69	4,71	0,49	-1,15	2,49	0,08	0,85	3,2

В период с августа по декабрь величины и знаки месячных трендов осадков очень изменчивы. В результате в сентябре средние по региону тренды отрицательны, а в ноябре они едва превышают нулевые значения в положительную сторону.

Поле коэффициентов тренда (мм/10 лет) годовых сумм осадков на территории Или-Балхашского бассейна за период 1970...2001 гг. показано на рис. 2. Результаты анализа рис. 2 показывают, что за рассматриваемый период на территории ИББ происходит как увеличение, так и уменьшение осадков. Так, в годовом ходе на этой территории увеличение осадков отмечается в северо-западной части северного Прибалхашья, в районе озера Алаколь, в районе Джунгарского Алатау и в районе Илийской впадины. На фоне отрицательных значений коэффициента линейного тренда в предгорье и среднегорье Заилийского Алатау отмечаются также положительные значения. Уменьшение осадков наблюдается над районами Капчагая, в равнинной части Южного Прибалхашья, в районе средней части оз. Балхаш (М Алгазы-остров) и в северо-восточной части ИББ. Область больших отрицательных значений коэффициента тренда имеет место в районе Капчагайского водохранилища (М Есик) и в районе хр. Тарбагатай (М Аягуз).

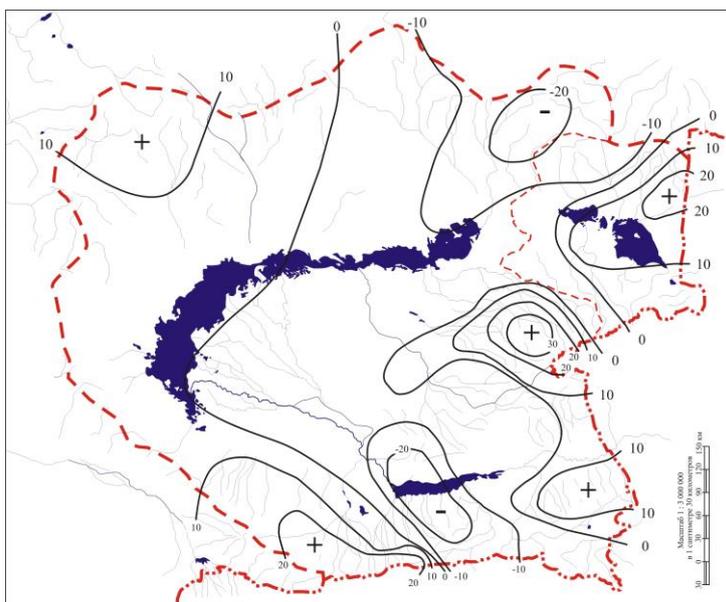


Рис. 2. Скорость изменения годового количества осадков за период 1970...2001 гг.

Интересно сравнить результаты наших исследований с исследованиями других авторов. В [5] показано, что существует определенная закономерность в распределении трендов температуры и осадков вдоль широтных кругов. Вдоль круга любой широты отмечается чередование меридионально вытянутых областей с положительными и отрицательными величинами трендов.

В январе согласно [2] район Иле-Балхашского бассейна занят положительными трендами температуры. Это согласуется и с нашими результатами, только на крайнем востоке по данным одной станции получен отрицательный тренд. Величина тренда в бассейне по данным [1, 2] находится в пределах от 0 до 1 °С/10 лет. Такие же значения получены и в нашем исследовании.

Согласно [5], в июле практически на всей территории Казахстана и большей части Сибири наблюдаются отрицательные тренды температуры, но самые значительные отрицательные тренды имеют место над центральными районами Казахстана и достигают минус 1 °С за 10 лет. Это согласуется с нашими исследованиями, а именно, область отрицательных трендов температуры занимает северо-запад и запад бассейна вплоть до Капчагая, северо-восточную, восточную его часть, включая Алакольские

озера и восточную часть Балхаша. Кроме того, отрицательные тренды имеют место в горных районах Заилийского Алатау.

В то же время в отличие от данных [1, 2] для района Джунгарии по нашим данным характерны положительные тренды температуры в июле. Имеются отдельные станции в других частях бассейна, на которых тренды температуры положительны. В общем же имеется хорошее согласование наших результатов с результатами, содержащимися в [1, 2, 5], некоторые различия обусловлены еще и тем, что временные ряды, взятые для анализа, несколько разные. В [2] взят ряд за 1975...2004 гг., а у нас ряд за 1970...2001 гг. Однако нами получена более детальная структура поля распределения трендов температуры, благодаря использованию исходных данных по сети всех имеющихся станций. В то же время оказалось, что в зимнее время пространственное поле трендов более однородно, чем летом.

Анализируя вековой ход средних годовых температур, можно заметить значительную их изменчивость от года к году. Поэтому представлялось интересным выяснить, синхронно ли происходят эти колебания температуры в разных точках региона. На рис. 3 представлен вековой ход температуры на некоторых станциях.

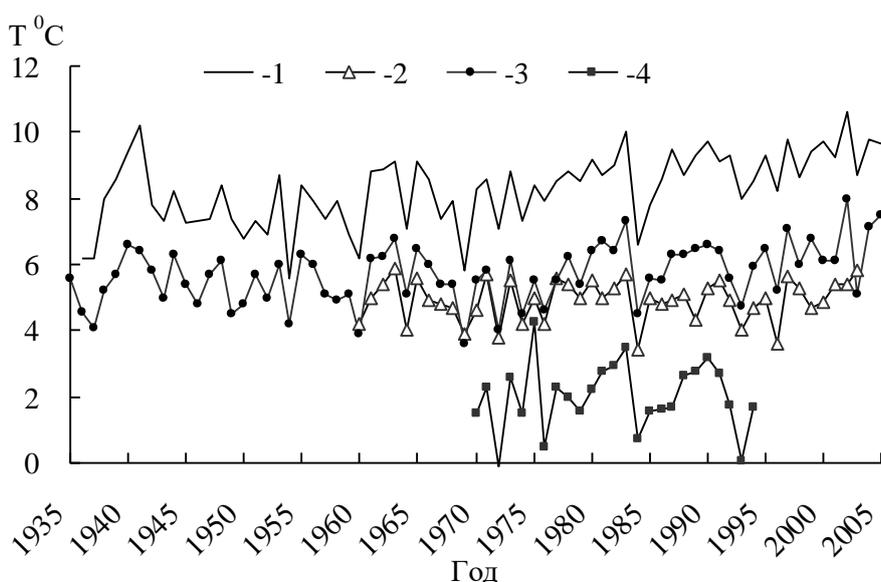


Рис. 3. Вековой ход средней годовой температуры на некоторых станциях региона. 1 – Баканас, 2 – Текели, 3 – Балхаш, 4 – Актогай.

Можно видеть, что колебания температуры на разных станциях имеют место в разных температурных диапазонах, что обусловлено широтой ме-

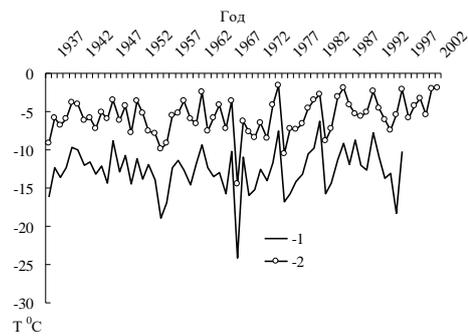
ста и высотой станции над уровнем моря. В то же время синхронность в ходе годовых температур на всех станциях высокая. Коэффициенты корреляции между годовыми величинами температуры в Алматы, где ряд наблюдений самый длинный, и величинами температуры на других станциях составляет 0,71...0,93 ($r^2 = 0,5...0,87$). Даже для станции Актогай, где вековой тренд температуры отрицательный, коэффициент корреляции с температурой в Алматы составляет 0,73 ($r^2 = 0,54$).

Таким образом, в пределах Или-Балхашского бассейна изменение средней годовой температуры воздуха происходит достаточно синхронно, и можно утверждать, что оно обусловлено одной и той же причиной – синоптическими процессами, пространственные характеристики которых соизмеримы или превышают размеры бассейна. Поэтому временной ход среднегодовой температуры в Алматы, где ряд наблюдений наиболее длинный, в части ее отклонений от нормы, можно считать показательным для всего бассейна.

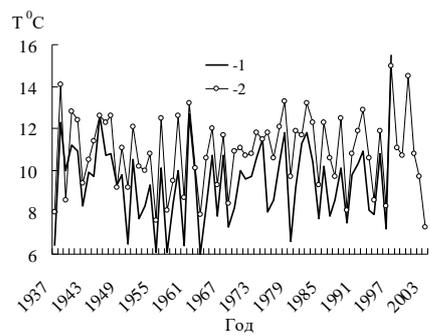
Далее мы попытались уточнить, чем обусловлены отклонения средней годовой температуры от нормы, т.е. процессами каких месяцев они определяются. На рис. 4 в качестве примера приведен временной ход средних месячных величин температуры для срединных месяцев сезонов станций Алматы и Бахты, хотя для полноты анализа нами построены такие графики для всех станций региона и всех месяцев года. Из анализа временного хода средней температуры за эти месяцы следует, что при наличии неплохой согласованности во временном ходе средних месячных температур на обеих станциях их наибольшая межгодовая изменчивость имеет место в холодную часть года, а наименьшая – в теплую.

Более тщательный анализ данных по всем месяцам года и станциям региона показывает, что наибольшая изменчивость имеет место все же в декабре и марте, а наименьшая – в июле и сентябре, хотя и в июне по величине она ближе к июльским величинам. В марте и декабре отклонения средней месячной температуры от нормы могут достигать 10 °С, а в июле – сентябре всего 2...3 °С. Следовательно, экстремальные значения средних годовых величин температуры на станциях региона определяются температурами холодных и переходных месяцев, т.е. температурами ноября – марта.

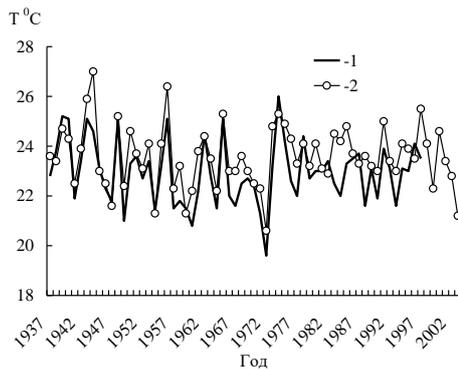
Температуры воздуха в январе на станциях Алматы и Бахты, несмотря на их большую межгодовую изменчивость, имеют высокую взаимную корреляцию. Для примера на рис. 5 приведена такая корреляционная зависимость ($r = 0,86$) между температурами на станциях Алматы и Бахты в январе.



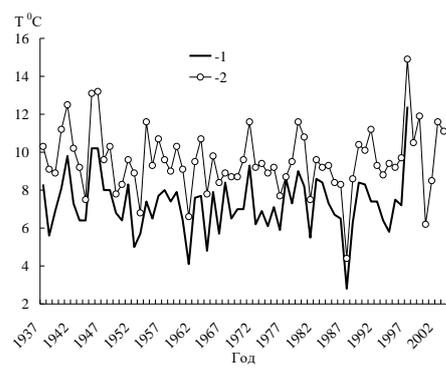
a



б



в



г

Рис. 4. Сравнительный временной ход температуры воздуха на станциях Бахты (1) и Алматы (2) в срединные месяцы сезонов. а – январь, б – апрель, в – июль, г – октябрь.

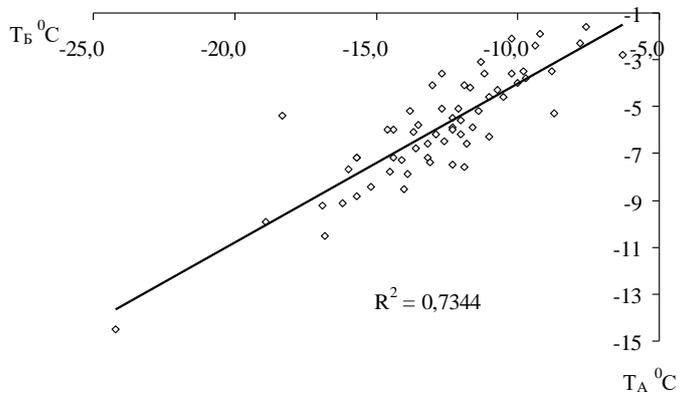


Рис. 5. Связь между температурами воздуха на станциях Алматы и Бахты в январе.

Сравним далее временной ход количества осадков по станциям региона. На рис. 6 представлен временной ход годового количества осадков для тех же станций, для которых выше был рассмотрен временной ход средней годовой температуры.

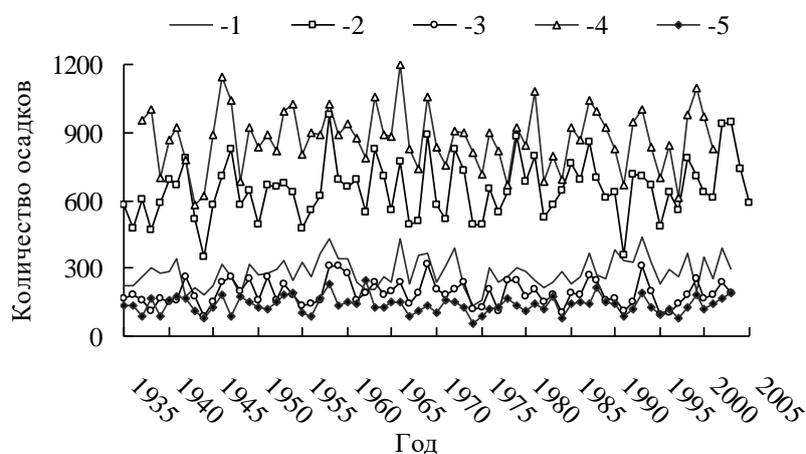


Рис. 6. Временной ход годового количества осадков по станциям региона. 1 – Бахты, 2 – Алматы, 3 – Баканас, 4 – Мынжылки, 5 – Балхаш.

Можно видеть, что согласованность во временном ходе осадков на разных станциях значительно меньше, чем в ходе температуры, хотя иногда такая согласованность всё же имеет место. Так, максимум осадков 1972 г. и последующий глубокий минимум в 1974 г. отмечались на станциях Балхаш, Баканас, Алматы и Бахты, но они отсутствовали на станции Мынжылки, расположенной в горах на высоте около 3000 м. В то же время максимуму осадков в 1990...1993 гг., отмечавшемуся на станции Бахты, соответствовал глубокий минимум в 1990 и 1991 гг. на станциях Алматы, Баканас, Балхаш и Мынжылки, а в 1993 г. наблюдался максимум осадков в Балхаше и Баканасе, но отсутствовал в Алматы и Мынжылках.

Внутригодовая структура месячных сумм осадков чрезвычайно разнообразна. На рис. 7 представлен временной ход количества осадков на станциях Алматы и Бахты в срединные месяцы сезонов.

При осреднении количества осадков за период 5 или более лет можно обнаружить только некоторое совпадение в наступлении экстремумов. Особенностью распределения осадков является то, что в отдельные месяцы сумма осадков может быть равна нулю. Повторяемость нулевых значений может служить характеристикой режима осадков на станции.

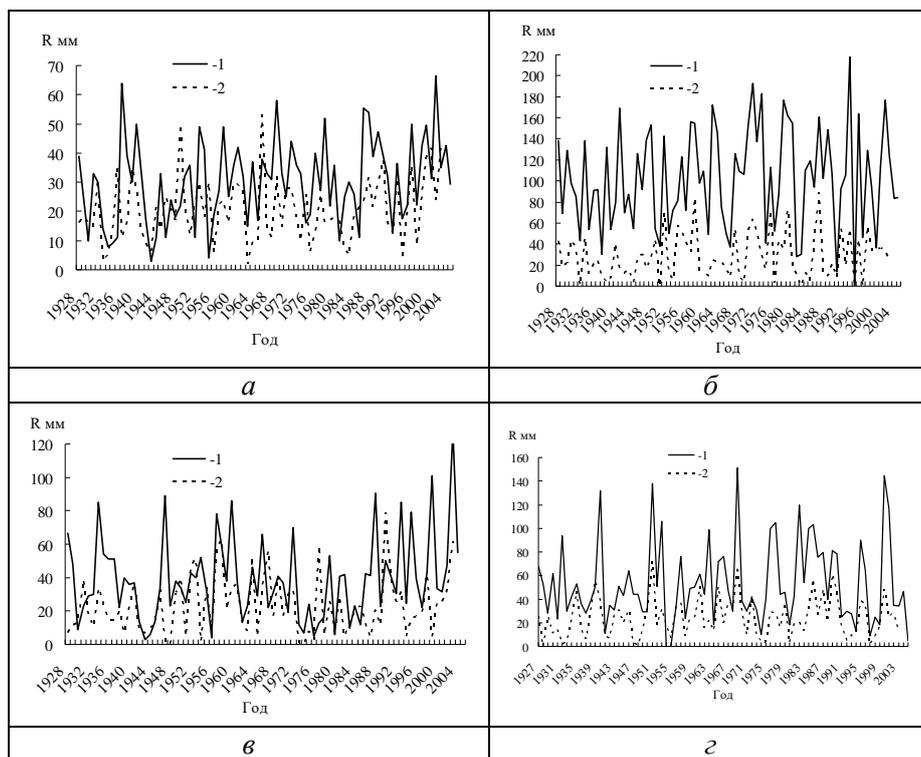


Рис. 7. Временной ход годового количества осадков на станциях Алматы (1) и Бахты (2) в срединные месяцы сезонов. а – январь, б – апрель, в – июль, г – октябрь.

В отличие от температуры, временная изменчивость месячного количества осадков велика в течение всего года. Определенным ограничением являются нулевые значения. В Балхаше наибольшая повторяемость нулевых значений и близких к нулю имеет место зимой – в феврале, летом в августе, в обоих случаях – до 30 %. Самая высокая повторяемость таких значений, однако, отмечается в сентябре – около 33 % случаев. Достаточно высокая повторяемость нулевых значений месячного количества осадков наблюдается также в Баканасе и Бахты, но она имеет место и в Алматы и даже в Мынжылках. Однако минимальное количество осадков в Мынжылках имеет место в зимние месяцы (табл. 3). Данные, содержащиеся в табл. 3, взяты из [6]

При наличии определенной пространственной связи в годовом ходе количества осадков, которая отмечена выше, связь между временными экстремумами осадков практически отсутствует (рис. 8).

Временная изменчивость осадков по территории не остается постоянной. Она наибольшая в районе Бахты и Алматы, но в то же время относительно не велика в Балхаше и наименьшая в Мынжылках.

Таблица 3

Годовой ход количества осадков на станциях Алматы и Мынжылки

Месяц												Год
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Алматы												
30	32	66	100	98	61	38	27	28	51	51	34	616
Мынжылки												
21	23	50	97	148	155	133	91	49	42	40	25	874
Сумма (Алматы + Мынжылки)												
51	55	116	197	246	216	171	118	77	93	91	59	1490
Разность (Мынжылки – Алматы)												
-9	-9	-16	-3	50	94	95	64	21	-9	-11	-9	258

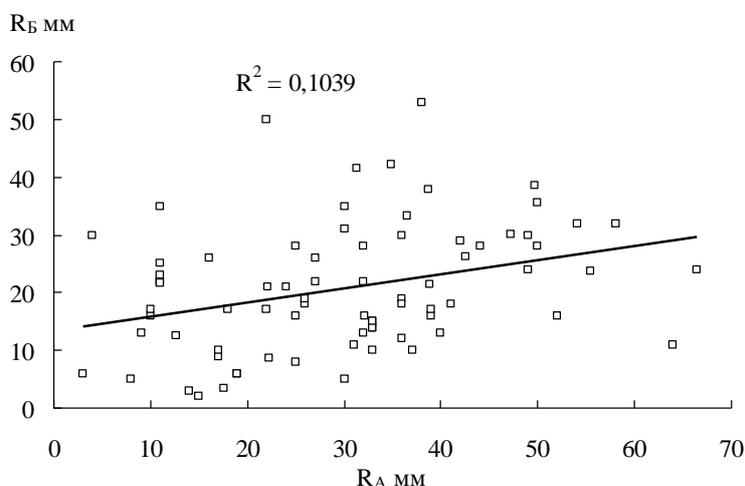


Рис. 8. Связь между суммами осадков в январе на станциях Алматы и Бахты.

Наличие хорошей пространственной связи во временном ходе температуры, в т.ч. высокое совпадение экстремумов, и слабое, а иногда и полное отсутствие такой связи для временного хода осадков имеет объяснение. В первую очередь это обусловлено разными механизмами влияния орографии на поля температуры и поля осадков. Так, различие в высотах двух станций, например, Алматы и Мынжылков, приводит к тому, что диапазон, в котором изменяется температура воздуха, разный. Однако повышение или понижение средней температуры какого-либо месяца в Алматы приводит к такого же знака реакции температуры в Мынжылках. Для случаев же осадков, важна ориентация склона, на котором расположена

станция. Поскольку и Алматы и Мынжылки расположены на северном склоне Заилийского Алатау, то в целом согласование во временном ходе осадков на них будет. Однако различия в высоте существенно влияют не только на количество осадков, но вносят различие и во временной ход. Например, рост высоты уровня конденсации от апреля к июню приводит к тому, что часть облачности, имея южную составляющую в направлении движения, в Алматы не дает осадков, а при дальнейшем подъеме по склону осадки все же формируются и выпадают. Вот почему, согласно [8], максимум количества осадков в Алматы имеет место в апреле, а в Мынжылках – в июне (табл. 3). Кроме того, разность температурных диапазонов приводит к тому, что период гроз, а, соответственно, и ливневых осадков в Мынжылках короче, чем в Алматы. Зимой из-за того, что максимум влагозапасов в облаках расположен ниже, чем в теплую часть года, в Мынжылках выпадает меньше осадков, чем в Алматы при том, что их годовое количество там в полтора раза больше (табл. 3).

Выше мы отметили факторы, по-разному влияющие на временной ход осадков на близко расположенных станциях, находящихся на одинаково ориентированном горном склоне, но на разных высотах. Если же станции расположены на разных склонах гор или возвышенностей, то ориентация склона по отношению к направлению движения воздушной массы становится основным фактором. Даже в равнинной местности, как отмечено в [7, 8], отдельно расположенные небольшие возвышенности вносят существенный вклад в перераспределение осадков по территории. Вот почему распределение осадков по территории носит пестрый характер, а пространственная связь между ними слабая.

Синоптические процессы, наблюдающиеся в том или другом регионе, в т.ч. и в Иле-Балхашском бассейне, характеризуются определенной стабильностью, под которой подразумеваются набор определенных типов распределения осадков, соотношение которых примерно одинаковое год от года в одни и те же месяцы [7, 8]. Если же это соотношение нарушается, особенно в части тех типов, с которыми связано выпадение осадков (например, соотношение между повторяемостью северо-западных, северных типов вторжений [8]), то пространственное распределение годового количества осадков тоже заметно изменяется за счет различий в ориентации склонов по отношению к направлению воздушных потоков (хотя имеется и другие факторы, например, интенсивность процесса, влагозапасы воздушных масс и прочее). Это, кстати, объясняет низкую временную изменчивость осадков на равнине, например в

Балхаше, по сравнению с горными и предгорными районами. Все отмеченное выше, позволяет понять причины неустойчивости или даже отсутствия пространственной связи во временном ходе осадков.

Графики временного хода температуры воздуха и осадков (рис. 3...7) позволяют судить о наличии связи между ними. Максимум осадков в Балхаше в 1983 г. имел место на фоне годовой температуры на 1,59 °С выше нормы, а минимум в 1984 г. – на фоне температуры на 1,21 °С ниже нормы. В тоже время наибольший максимум осадков в тридцатилетнем ряду, 218 мм в 1988 г., наблюдался при годовой температуре близкой к норме. Сходные ситуации имеют место по другим станциям, что объяснимо. Осадки, особенно в теплую часть года, имеют место несколько раз в месяц и снижение температуры, которое обычно при этом наблюдается, слабо сказывается на средних месячных а, соответственно, и на годовых величинах. Только продолжительные периоды с осадками и облачностью, которые, однако, наблюдаются редко, могут повлиять на среднюю температуру воздуха. Рассчитывать поэтому на устойчивую корреляцию между количеством осадков и температурой воздуха на большей части региона не приходится.

Таким образом, изучая тенденции изменения температуры и осадков в Иле-Балхашском бассейне, мы получили следующие результаты:

1. Зимой увеличение количества осадков отмечается на фоне повышения температуры;
2. В апреле уменьшение количества осадков происходит на фоне общего понижения температуры. В другие месяцы весны – при положительном тренде температуры;
3. В июне и сентябре значительный отрицательный тренд осадков происходит на фоне положительного тренда температуры (как и весной кроме апреля);
4. В июле положительный тренд осадков имеет место при положительном тренде температуры. В августе примерно на половине станций тренд осадков отрицательный при общем положительном тренде температуры;
5. В ноябре разнонаправленный тренд осадков в регионе происходит при разнонаправленном тренде температуры. В декабре разнонаправленный тренд осадков происходит на фоне положительного тренда температуры;

6. В среднегорной зоне годовой тренд температуры наибольший, а в высокогорной зоне – наименьший. В среднегорье положительному тренду осадков соответствует положительный тренд температуры. В высокогорье – тренды близки к нулевому.
7. Синхронность во временном ходе температур (среднегодовых и среднемесячных) на всех станциях высокая и коэффициент корреляции составляет $r = 0,75 \dots 0,86$. Это указывает на то, что эта синхронность обусловлена одними и теми же (едиными) синоптическими процессами.
8. Временной ход температуры в Алматы, где ряд наблюдений самый длинный, с учетом высокой корреляции с ним временного ряда температуры на других станциях можно считать показательным для всего бассейна.
9. Наибольшая межгодовая изменчивость температур имеет место в холодное время года с максимумом в декабре и марте, а наименьшая в июле – сентябре. В марте отклонение средней температуры от нормы может достигать $10\text{ }^{\circ}\text{C}$, а в июле – сентябре – $2 \dots 3\text{ }^{\circ}\text{C}$.
10. Пространственная корреляция временных рядов осадков иногда имеет место, но в целом она значительно слабее, чем для рядов температуры. Это обусловлено влиянием орографии, воздействие которой на распределение осадков более сильное, чем на температуру.
11. Внутригодовая структура месячных сумм осадков чрезвычайно разнообразна, изменчивость осадков велика в течение всего года.
12. Временная изменчивость осадков по территории не остается постоянной. Она наибольшая в Алматы и Бахты и наименьшая в Балхаше и Мынжылках.
13. Экстремальные значения количества осадков на станциях могут наблюдаться как на фоне высокой, так и на фоне низкой температуры. В дальнейшем представляет научный и практический интерес выполнить совместный анализ обнаруженных нами трендов в вековом ходе температуры и осадков с динамикой уровня озера Балхаш, поскольку, как известно, колебание уровня бессточных озер является интегральной характеристикой изменения климата в регионе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Долгих С.А. Об исследовании климата Казахстана и его изменений // Гидрометеорология и экология. – 1997. – №1. – С. 108-113.

2. Долгих С.А., Илякова Р.М., Сабитаева А.У. Об изменении климата Казахстана в прошедший столетний период // Гидрометеорология и экология. – 2005. – №4. – С. 6-23.
3. Изменение климата, 2001 г. Обобщенный доклад. Женева: МГЭИК, 2003. – 522 с.
4. Израэль Ю.А. Всемирная конференция по изменению климата // Метеорология и гидрология. – 2004. – №4. – С. 13-19.
5. Мелешко В.П. и др. Антропогенные изменения климата в XXI веке в Северной Евразии / Метеорология и гидрология. 2004, №7. С. 5-26.
6. Научно-прикладной справочник по климату СССР, Вып. 18, Казахская ССР. Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 440 с.
7. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, часть I. Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 702 с.
8. Синоптические процессы Средней Азии / В.А. Бугаев, В.А. Джорджио, Е.М. Козик и др. – Ташкент: Изд. АН УзбССР, 1957. – 477 с.
9. Современное экологическое состояние бассейна озера Балхаш / Под редакцией Т.К. Кудекова. – Алматы: Издательство «Каганат», 2002. – 388 с.
10. Climate change 2007: The physical Science Basis Summary for Policymakers – Jeneva: IPCC. 2007. –18 p.

Казахский Национальный Университет им. аль-Фараби, г. Алматы

ІЛЕ-БАЛҚАШ БАССЕЙНІНДЕГІ КЛИМАТТЫҢ ҚҰБЫЛУЫ

Э.П. Қожахметова
 Геогр. ғылымд. докторы В.С. Чередниченко

Іле-Балқаш бассейніндегі жауын-шашын мен ауа температурасының режимі зерттелген. Іле-Балқаш бассейніндегі ауа температурасы мен жауын-шашын мөлшерінің кеңістік – уақыттық тенденциясының таралуы жүргізілген. 1970...2001 жылдар аралығындағы осы шамалардың өзгеру жылдамдығы алынған.

УДК 551.521.17

**ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОГО
РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ИНДЕКСА УЛЬТРАФИОЛЕТОВОЙ
РАДИАЦИИ ПО ТЕРРИТОРИИ КАЗАХСТАНА**

Е.Е. Петрова

В статье рассмотрены возможности вычисления индекса ультрафиолетовой радиации и сделан анализ пространственно-временного распределения среднесезонных значений УФ индекса при средних условиях облачности и при ясном небе

Известно, что всю ультрафиолетовую (УФ) часть спектра разделяют на три области. Область С (длина волны $\lambda < 280$ нм) обладает мощным бактерицидным действием и характеризуется летальными эффектами, но до земной поверхности она не доходит. Область В ($280 < \lambda < 315$ нм) характеризуется антираhitным действием, связанным с преобразованием в подкожных клетках провитамина в витамин Д. Область А ($315 < \lambda < 400$ нм) гораздо менее биологически активна, чем область В, хотя и обладает загарным и благотворным действием. Рассмотренное деление спектра на три области А, В, С является условным, так как ряд свойств УФ радиации, характерных для одной области, проявляется, хотя и в меньшей мере, в других областях [1].

Для человека результирующий биологический эффект облучения УФ излучением зависит от его количества и спектрального распределения. Биологическая или взвешенная опасная облучённость (эффективные Вт/м²), порождающая фотобиологический отклик (ультрафиолетовую эритему или «солнечный удар», пигментацию, рак кожи и т.д.), может быть определена путём умножения спектральной облучённости при каждой длине волны на биологический коэффициент и суммирования по всем длинам волн. Биологический коэффициент или взвешенный коэффициент опасности количественно оценивает относительную эффективность каждой длины волны при возникающем эффекте. Эти коэффициенты получают из спектров действия. Спектр действия представляет собой график обратной величины энергетической экспозиции, необходимой для получения данного эффекта при каждой длине волны. Все данные на таких кривых нормализованы к результатам для наиболее эффективных длин волн [2].

Так как любое биологическое действие УФ радиации на человека начинается, главным образом, с кожи, то определение спектров с различным действием на человеческую кожу было предметом многих экспериментальных и теоретических исследований в течение пятидесяти последних лет. Основной и единодушно принятый вывод из этих работ говорит, что эритемный спектр действия, определенный МакКинлей А.Ф. и Диффей Б.Л. [5], наилучшим образом характеризует отклик человеческой кожи. Кривая 1 (рис. 1) получена путем статистического анализа результатов научных исследований минимальной энергетической экспозиции УФ облучения, необходимой для возникновения эритемы (покраснения кожи), при разных длинах волн. Преимуществом этого подхода является то, что он учитывает УФ область спектра между 320 и 400 нм – интервал, особенно важный для эритемной пороговой величины (порога «солнечного удара»). Другие отклики человеческой кожи на ультрафиолетовое облучение, такие как мелангез, оптически вызванный эластозис или фотоканцерогенез, сходны. Эритемный спектр действия был принят Международной комиссией по защите от неионизирующей радиации, Международной комиссией по освещению, Международной электротехнической комиссией и различными странами на национальном уровне [2]. Отношение эритемного спектра действия к солнечной УФ радиации, достигаемой земной поверхности при разных солнечных зенитных углах (СЗУ – угол, измеренный на поверхности Земли между Солнцем и зенитом) и при общем содержании озона (ОСО) 300 ед.Д. приведено на рисунке 1 [4]. Эритемный спектр действия (S_{er}) для $\lambda \leq 298$ нм равен 1, для интервала $298 \text{ нм} \leq \lambda \leq 328 \text{ нм}$ определяется как $S_{er} = 10^{0,094(298-\lambda)}$, и для $328 \text{ нм} \leq \lambda \leq 400 \text{ нм}$ $S_{er} = 10^{0,015(139-\lambda)}$.

Эритемный спектр действия лежит в основе вычисления эритемной ультрафиолетовой радиации (1) и, соответственно, индекса ультрафиолетовой радиации (УФ индекса).

$$U\Phi_{\text{эри}} = \int_{280}^{400} E(\lambda) \cdot S_{er}(\lambda) d\lambda, \quad (1)$$

где $U\Phi_{\text{эри}}$ – эритемная ультрафиолетовая радиация ($\text{Вт}/\text{м}^2$), λ – длина волны (нм), $E(\lambda)$ – интенсивность излучения ($\text{Вт}/\text{м}^2$), $S_{er}(\lambda)$ – эритемный спектр действия.

Величина прихода эритемной ультрафиолетовой радиации к поверхности земли зависит от газового состава атмосферы, особенно от ОСО и аэрозоля, СЗУ и широты места. На рисунке 2 представлена кривая распределения эритемной ультрафиолетовой радиации при двух СЗУ, равных $22,5^\circ$ (высота Солнца, $h = 67,5^\circ$) и $67,5^\circ$ ($h = 22,5^\circ$). Для южной половины Казахстана в летний период свойственна высота Солнца более 60° .

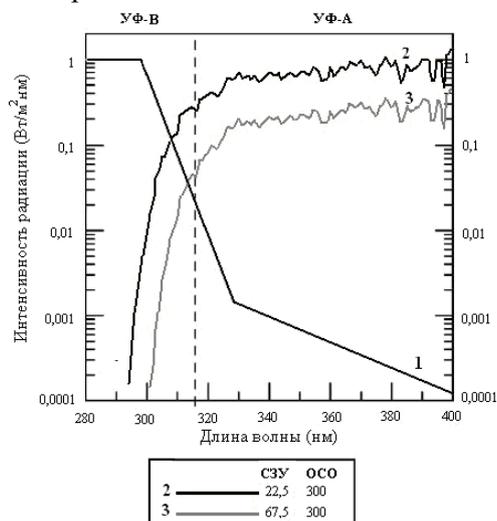


Рис. 1. Эритемный спектр действия и солнечная ультрафиолетовая радиация, достигаемая земной поверхностью (ОСО = 300 ед.Д.) [4].

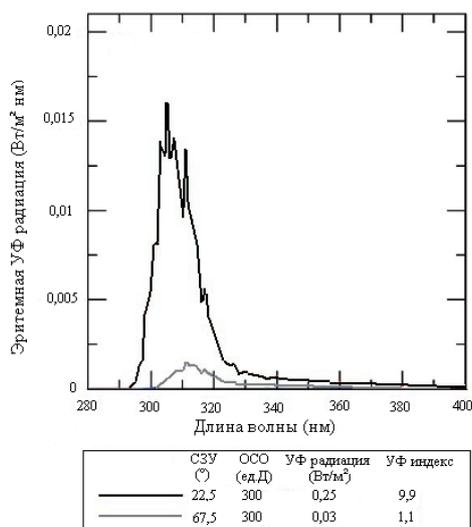


Рис. 2. Кривая распределения эритемной ультрафиолетовой радиации (ОСО = 300 ед.Д.) [4]

В последнее десятилетие одним из широко используемых медико-биологических параметров является индекс ультрафиолетовой радиации (УФ индекс), который показывает уровень опасности ультрафиолетовой радиации, достигаемой земной поверхностью. Для вычисления УФ индекса можно использовать формулы 2, 3, 4:

$$УФ_{индекс} = k_{er} \int_{280nm}^{400nm} E(\lambda) \cdot S_{er}(\lambda) d\lambda, \quad (2)$$

где $k_{er} - \text{const} = 40 \text{ м}^2/\text{Вт}$,

или

$$УФ_{индекс} = 0,4 \cdot УФ_{Эри}, \quad (3)$$

или

$$УФ_{индекс} = 40 \cdot УФ_{Эри}, (\text{мВт}/\text{м}^2). \quad (4)$$

Значения УФ индекса могут колебаться от 0 в полярных широтах до 15 в тропиках. Согласно руководству «Global Solar UV Index: A Practical Guide» («Глобальный солнечный УФ индекс: Практическое руководство») [3], принятому Всемирной метеорологической организацией и Всемирной организацией здравоохранения, критерии опасности УФ индекса описываются следующей шкалой: 0...2 – низкое; 3...5 – среднее; 6...7 – высокое; 8...10 – очень высокое; >11 – экстремальное.

Для исследования распределения УФ индекса по территории Казахстана была использована база данных NASA, которая представляет собой массивы ежедневных данных эритемной ультрафиолетовой радиации, измеренной в полдень прибором TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer), установленным на спутнике Earth Probe за период 1978...2004 гг. Данные хранятся на сайте NASA в закодированном виде (шаг сетки 1° по широте и 1° по долготе). Они репрезентативны, так как прошли сравнительную проверку на достоверность [6, 7]. Из базы NASA были выбраны значения эритемной ультрафиолетовой радиации для 18 городов Казахстана, это позволило охватить всю территорию страны.

Для анализа информации были построены карты территориального распределения средних многолетних значений УФ индекса при средних условиях облачности и при ясном небе для всех месяцев года. За ясный, был принят день, когда количество общей облачности не превышало 2 баллов, и отсутствовала нижняя облачность. На рисунке 3 представлены карты распределения средних многолетних значений УФ индекса при средних условиях облачности и при ясном небе для центральных месяцев сезонов.

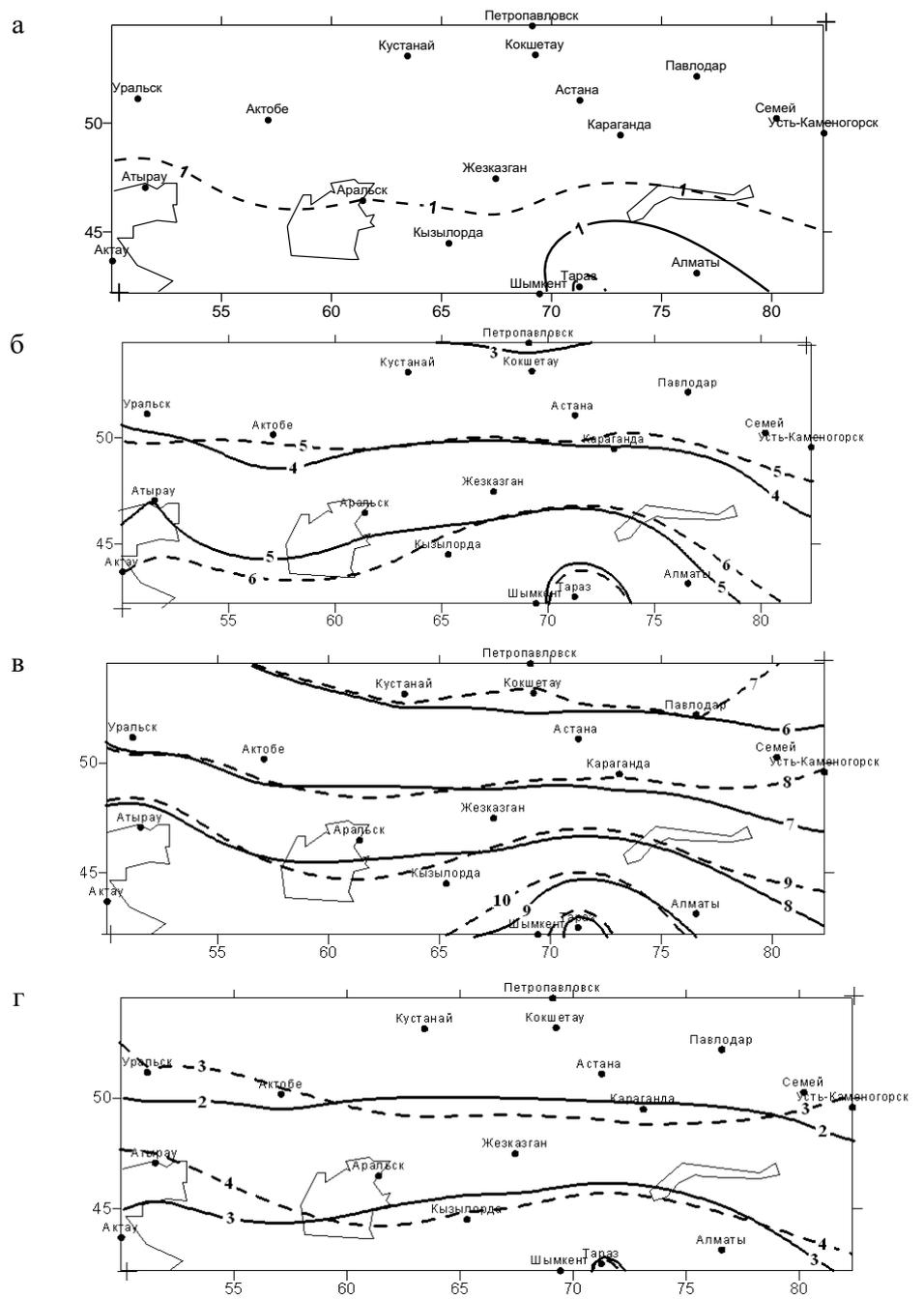


Рис. 3. Пространственное распределение средних многолетних значений УФ индекса при средних условиях облачности (прямая линия) и при ясном небе (пунктирная линия) для центральных месяцев сезонов. а – январь, б – апрель, в – июль, г – октябрь.

При средних условиях облачности. В годовом ходе распределения значений УФ индекса отчетливо прослеживается широтное распределение, выраженное в более высоких значениях УФ индекса в южных широтах. При этом годовой ход можно разделить на 2 периода: рост значений УФ индекса с декабря по август и уменьшение значений УФ индекса с августа по декабрь.

С ноября по февраль включительно на всей территории Казахстана значения УФ индекса ниже 2, что согласно шкале соответствует низким значениям. В марте и октябре территория Казахстана делится на две зоны – выше 47° с. ш. зона с низкими значениями, а ниже 47° с. ш. зона со средними значениями УФ индекса. В апреле и сентябре практически вся территория лежит в зоне средних значений УФ индекса, только крайний юг в зоне высоких значений. В мае центральные районы Казахстана имеют высокие значениям УФ индекса, а южные районы – очень высокие. Июнь и июль являются самыми неблагоприятными месяцами, так как центральные районы Казахстана попадают в зону высоких, а вся южная часть – в зону очень высоких значений УФ индекса – 8...10. В августе северные районы Казахстана лежат в зоне средних значений, центральные районы в зоне высоких, а южные районы в зоне очень высоких значений.

При ясном небе. При ясном небе границы зон УФ индекса значительно смещаются к югу и значения становятся выше на 1...2. Уже в апреле значения УФ индекса колеблются в пределах 4...7, а в мае, на большей части территории Казахстана, значения становятся высокими. В июне и июле в зону с высокими значениями УФ индекса попадают северные районы Казахстана, а в зону с экстремально высокими значениями (11 и более баллов) – южные.

Из выше сказанного следует, что населению Казахстана крайне необходим прогноз УФ индекса, чтобы принимать необходимые меры защиты от ультрафиолетовой радиации. В результате использования прогноза может значительно снизиться риск возникновения таких заболеваний, как немеланомный рак кожи, катаракта глаз, повреждение генетического кода и многих других заболеваний косвенно и напрямую связанных с ультрафиолетовой радиацией.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ультрафиолетовая радиация Солнца и неба / В.А. Белинский, М.П. Гараджа, Л.М. Меженная, Е.И. Незваль // МГУ.М., 1968.-223с.

2. Ультрафиолетовое излучение. Гигиенические критерии состояния окружающей среды, серия 160. М.: Изд-во «Медицина», 1995
3. Global Solar UV Index – A Practical Guide: 2002/WMO, WHO, UNEP
4. McKenzie R., Smale D. and Koktamp M. 2004. Relationship between UVB and erythemally weighted radiation, In Photochemistry Photobiology Science, pp. 252-256
5. McKinlay, A.F. and B.L. Diffey, 1987. A reference action spectrum for ultraviolet induced erythema in human skin. In Human Exposure to Ultraviolet Radiation: Risks and Regulations. W.F. Passchier and B.F.M. Bosnjakovich, eds. International Congress Series. pp. 83-87
6. Minschwaner K. New observations of ultraviolet radiation and column ozone from Socorro, New Mexico // Geophys. Res. Lett. 1999. V. 26. P. 1173–1176.
7. Torres O., Bhartia P.K. Impact of tropospheric aerosol absorption on ozone retrieval from backscattered ultraviolet measurements // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. P. 21569–21577.

РГП «Казгидромет», г. Алматы

**ҚАЗАҚСТАН АУМАҒЫ БОЙЫНША УЛЬТРАКҮЛГІН
РАДИАЦИЯНЫҢ ИНДЕКСІНІҢ КЕҢІСТІК ПЕН УАҚЫТ
АРАЛЫҒЫНДА ТАРАЛУ ЕРЕКШЕЛІГІ**

Е.Е. Петрова

Мақалада ультракүлгін радиация индексін есептеп шығару мүмкіндіктері қарастырылып, орташа бұлттылық жағдайында және ашық аспан кезіндегі ультракүлгін индексінің орташа көпжылдық мәнінің кеңістік пен уақыт аралығында таралуына талдау жасалды.

УДК 551.524: 551.510.04(574.73)

О РЕЖИМЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В Г. ТАРАЗЕ ПРИ ВОЗНИКНОВЕНИИ ПРЕВЫШЕНИЯ ПРЕДЕЛЬНО ДОПУСТИМЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ

И.В. Пархоменко

В статье приведены параметры температуры воздуха у поверхности земли, при которых отмечалось увеличение концентраций загрязняющих веществ в воздушном бассейне г. Тараза. На основании повторяемости различных градаций температуры воздуха сделаны выводы, которые могут использоваться при составлении прогнозов метеорологических условий загрязнения воздуха.

Загрязняющие вещества поступают в атмосферу города от антропогенных источников, таких как теплоэнергетические и промышленные предприятия, автотранспорт. От источников загрязнения вредные вещества распространяются по городу, оседают на почве, на домах и растениях, а так же могут переноситься на значительные расстояния. Процессы переноса и распространения различных примесей в городском воздухе связаны с общей циркуляцией атмосферы, с закономерностями, происходящими в атмосфере, которые по-разному проявляются в каждом конкретном городе в зависимости от климатических и топографических особенностей, сезонов года, городской застройки, многообразия выбросов, от возникающих метеорологических условий, от режима ветра, температуры воздуха, осадков [1].

Антропогенных источников загрязнения с каждым годом становится больше, и каждое научное исследование в области загрязнения атмосферы вносит конкретный вклад в изучение данного вопроса, помогает найти пути к решению проблемы защиты окружающей среды от вредного воздействия [2]. Изучение влияния метеорологических условий на загрязнение воздуха представляет определенный интерес, в том числе и для выработки рекомендаций по прогнозированию высоких уровней загрязнения.

В данной статье рассмотрен режим температуры воздуха у поверхности земли за 2000...2005 гг. в г. Таразе, в случаях возникновения превышения максимально разовой предельно допустимой концентрации (ПДК) хотя бы одного из 4-х загрязняющих веществ: пыль (взвешенные вещества), оксид углерода CO, диоксид серы SO₂, диоксид азота NO₂ [3].

Оценка производилась по результатам анализа и обработки проб воздуха, отобранных на 4 стационарных постах наблюдений за загрязнением воздуха (ПНЗ). Отборы проб воздуха производятся три раза в день: в 7, 13 и 19 часов. Для проведения этого исследования выбраны значения температуры воздуха в сроки, близкие к срокам отбора проб воздуха [4].

За период 2000...2005 гг. случаи превышения ПДК загрязняющих веществ (ЗВ) наблюдались при различных значениях отрицательной и положительной температуры воздуха, все случаи были распределены по градациям через 5 °С и представлены в таблицах 1 – 2, а так же на рисунках 1 – 2.

Таблица 1

Повторяемость числа случаев положительной температуры воздуха по градациям при возникновении превышения ПДК ЗВ в г. Таразе за 2000...2005 гг.

Месяц	Градация температуры воздуха, °С							
	0...+5,0	+5,1...+10,0	+10,1...+15,0	+15,1...+20,0	+20,1...+25,0	+25,1...+30,0	+30,1...+35,0	+35,1...+40,0
1	74	49	12	2				
2	57	30	30	9	2			
3	29	31	31	21	4			
4	8	25	25	18	21	14		
5	2	5	11	15	18	22	2	2
6		1	8	15	20	36	34	3
7			5	18	25	39	50	20
8		2	8	16	29	32	32	8
9	2	5	20	33	38	49	16	
10	12	31	56	64	50	12		
11	27	46	68	41	1			
12	83	46	13					
Всего	294	271	287	252	208	204	134	33

Из таблиц 1 и 2, в которых представлен годовой ход повторяемости значений температуры воздуха по градациям за выбранный период лет, видно, что подавляющее число случаев превышения ПДК ЗВ отмечалось при положительных значениях температуры воздуха – всего 1683 случая.

Максимальная повторяемость – 294 случая превышения ПДК ЗВ отмечалось при положительной температуре воздуха от 0,0 до +5,0 °С. Минимальная повторяемость – 33 случая превышения ПДК ЗВ отмечалось при температуре воздуха от +35,1 до ~ + 40,0 °С.

Таблица 2

Повторяемость числа случаев отрицательной температуры воздуха по градациям при возникновении превышения ПДК ЗВ в г. Таразе за 2000...2005 гг.

Месяц	Градация температуры воздуха, °С					
	-0,1...-5,0	-5,1...-10,0	-10,1...-15,0	-15,1...-20,0	-20,1...-25,0	-25,1...-30,0
1	58	18	12	1		
2	43	20	2	5		
3	10					
4	3					
5						
6						
7						
8						
9						
10	2					
11	7	1				
12	75	37	26	6		2
Всего	198	76	40	12		2

В годовом ходе при положительной температуре воздуха в градации 0,0...+5,0 °С случаи превышения отмечались с сентября по май. Наибольшее число случаев превышения ПДК в этой градации температур отмечалось в зимние месяцы: декабрь – 83 случая, январь – 74 случая, февраль – 57 случаев. Минимальная повторяемость наблюдалась в мае и сентябре по 2 случая.

При температуре +5,1...+10,0 °С максимальная повторяемость отмечалась в январе и составляла 49 случаев, минимум приходился на июнь – 1 случай. В годовом ходе при таких температурах воздуха случаи превышения отмечались с августа по июнь.

В градации температур +10,1...+15,0 °С максимум случаев превышения ПДК ЗВ приходился на ноябрь – 68 случаев, минимум на июль – 5 случаев. В годовом ходе при температурах воздуха +10,1...+15,0 °С случаи превышения ПДК ЗВ отмечались во все месяцы.

В градации температур +15,1...+20,0 °С максимум отмечался в октябре – 64 случая, минимум в январе – 2 случая. В годовом ходе при таких температурах воздуха случаи превышения отмечались с января по ноябрь.

В градации температур +20,1...+25,0 °С максимум случаев с превышением ПДК ЗВ отмечался в октябре – 50 случаев, минимум был в но-

ябре – 1 случай. В годовом ходе при таких температурах воздуха случаи превышения отмечались с февраля по ноябрь.

В градации температур +25,1...+30,0 °С максимум отмечался в сентябре – 49 случаев, а минимум в октябре – 12 случаев. В годовом ходе при таких температурах воздуха случаи превышения отмечались с апреля по октябрь.

В градации температур +30,1...+35,0 °С максимальное число случаев с превышениями отмечалось в июле и составляло 50 случаев, минимальное число случаев отмечалось в мае – 2 случая. В годовом ходе при таких температурах воздуха случаи превышения отмечались с мая по сентябрь.

При температуре воздуха +35,1...+40,0 °С максимальное число случаев с превышениями ПДК ЗВ также отмечалось в июле и составляло 20 случаев, минимальное число случаев отмечалось в мае – 2 случая. В годовом ходе при таких температурах воздуха случаи превышения отмечались с мая по август.

Рассматривая таблицу 2, в которой приведена повторяемость случаев превышения ПДК ЗВ при отрицательной температуре воздуха, можно заметить, что наибольшее число случаев превышения ПДК ЗВ (198) отмечалось при значениях отрицательной температуры воздуха -0,1...-5,0 °С. Наименьшее число случаев превышения ПДК ЗВ (2) отмечалось при значениях отрицательной температуры воздуха в диапазоне -25,1...-30,0 °С.

Максимум превышений при значениях отрицательной температуры воздуха от -0,1 °С до -5,0 °С отмечался в декабре – 75 случаев, минимум – в октябре – 2 случая. В годовом ходе при таких значениях температуры воздуха случаи превышения ПДК ЗВ отмечались с октября по апрель.

При отрицательной температуре воздуха от -5,1 до -10,0 °С наибольшее число случаев превышения ПДК ЗВ наблюдалось в декабре (37), наименьшее – в ноябре (1). В годовом ходе при таких значениях температуры воздуха случаи превышения отмечались с ноября по февраль.

Максимальное число случаев превышения ПДК ЗВ при значениях отрицательной температуры воздуха от -10,1 °С до -15,0 °С отмечалось в декабре – 26 случаев, минимальное число случаев – в феврале – 2 случая. В годовом ходе при таких значениях температуры воздуха случаи превышения ПДК ЗВ отмечались с декабря по февраль.

Максимальное число случаев превышения ПДК ЗВ при значениях отрицательной температуры воздуха от -15,1 °С до -20,0 °С отмечалось в декабре – 6 случаев, минимальное число случаев – в январе – 1 случай. В

годовом ходе при таких значениях температуры воздуха случаи превышения ПДК ЗВ отмечались с декабря по февраль.

При значениях отрицательной температуры воздуха от $-20,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $-25,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ случаев превышения ПДК ЗВ за рассмотренный период лет не отмечалось.

При значениях отрицательной температуры воздуха от $-25,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $-30,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ за рассмотренный период лет отмечалось всего 2 случая превышения ПДК ЗВ в декабре месяце.

Наибольшая повторяемость числа случаев с превышением ПДК ЗВ приходилась на осенне-зимний период, как при положительных, так и при отрицательных значениях температуры воздуха.

Определенный интерес и наглядное представление имеет сезонная повторяемость различных значений температуры воздуха по градациям в случаях с превышением ПДК ЗВ [5].

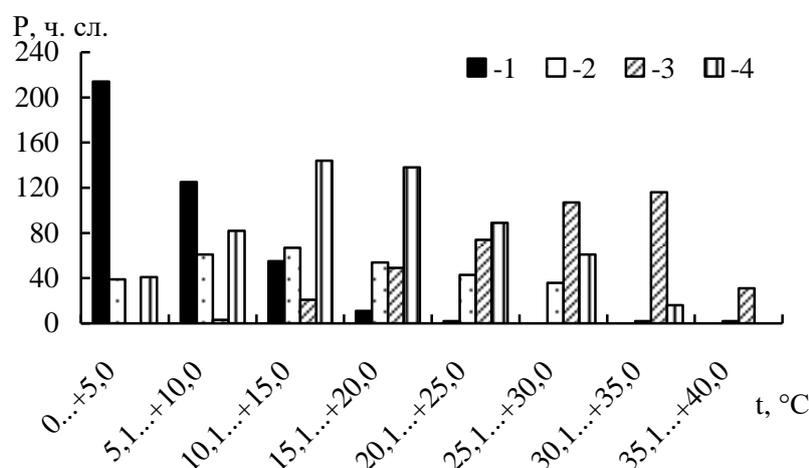


Рис. 1. Сезонная повторяемость значений положительной температуры воздуха по градациям в случаях превышения ПДК ЗВ в г. Таразе за 2000...2005 гг. 1 – зима, 2 – весна, 3 – лето, 4 – осень.

На рисунке 1 представлена сезонная повторяемость положительной температуры воздуха по градациям в случаях превышения ПДК ЗВ в г. Таразе за 2000...2005 гг. При температуре воздуха от $0,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $+10,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ наибольшая повторяемость случаев превышения ПДК ЗВ наблюдалась в зимний период. При температуре воздуха от $+10,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $+25,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ наибольшая повторяемость случаев превышения ПДК ЗВ наблюдалась в осенний период. При температуре воздуха от $+25,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $+40,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ наибольшая повторяемость случаев превышения ПДК ЗВ наблюдалась в летний период.

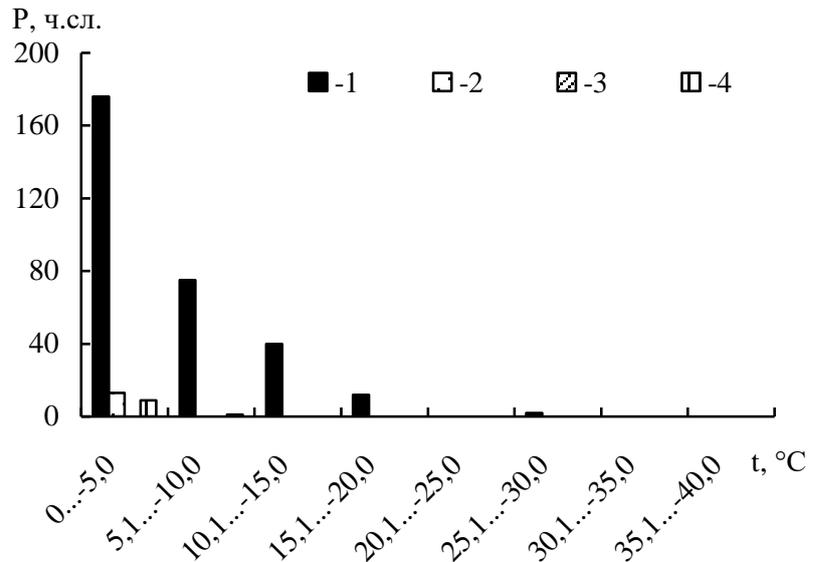


Рис. 2. Сезонная повторяемость значений отрицательной температуры воздуха по градациям в случаях превышения ПДК ЗВ в г. Таразе за 2000...2005 гг. 1 – зима, 2 – весна, 3 – лето, 4 – осень.

На рисунке 2 представлена сезонная повторяемость отрицательной температуры воздуха по градациям в случаях превышения ПДК ЗВ в г. Таразе за 2000...2005 гг. При температуре воздуха от $-0,1^{\circ}\text{C}$ до $-30,0^{\circ}\text{C}$ наибольшая повторяемость случаев превышения ПДК ЗВ, естественно, наблюдалась в зимний период. Небольшое число случаев превышения ПДК ЗВ при отрицательной температуре воздуха от $-0,1^{\circ}$ до $-10,0^{\circ}\text{C}$ отмечалось осенью и весной. Проведенное исследование позволило сделать следующие выводы, которые могут использоваться при составлении прогнозов метеорологических условий загрязнения воздуха в г. Таразе:

- в зимний период наибольшая повторяемость случаев превышения ПДК ЗВ отмечалась при градациях температуры воздуха $0...+5$ и $0...-5^{\circ}\text{C}$;
- в весенний период наибольшая повторяемость случаев превышения ПДК ЗВ отмечалась при градации от $+5$ до $+15^{\circ}\text{C}$;
- в летний период наибольшая повторяемость случаев превышения ПДК ЗВ отмечалась при градации от $+25$ до $+35^{\circ}\text{C}$;
- в осенний период наибольшая повторяемость случаев превышения ПДК ЗВ отмечалась при градации от $+10$ до $+20^{\circ}\text{C}$.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Безуглая Э.Ю. Метеорологический потенциал и климатические особенности загрязнения воздуха городов. – Л.: Гидрометеоздат, 1980. – 184 с.
2. Быков А.А. Моделирование природоохранной деятельности: Учеб. пособие. – М.: Изд-во НУМЦ Госкомсэкологии России, 1998.
3. ГН 2.1.6.698-98,РКЗ.02.036.99. Гигиенические нормативы: «ПДК загрязняющих веществ в атмосферном воздухе населенных мест», – 38с.
4. Климатические характеристики условий распространения примесей в атмосфере // Под ред. Э.Ю. Безуглой, М.Е. Берлянда. – Л.: Гидрометеоздат, 1983. – 328 с.
5. Сонькин Л.Р., Разбегаева Е.А. и др. К вопросу о метеорологической обусловленности загрязнения воздуха над городами // Тр. ГГО. – 1966. -Вып. 185.

РГП «Казгидромет», г. Алматы

ЛАСТАУШЫ ЗАТТАРДЫҢ ШЕКТІ РАУАЛЫ КОНЦЕНТРАЦИЯДАН АРТҚАН ЖАҒДАЙДАҒЫ ТАРАЗ ҚАЛАСЫНЫҢ АУА ТЕМПЕРАТУРАСЫНЫҢ РЕЖІМІ

И.В. Пархоменко

Мақалада Тараз қаласы ауа алабында ластаушы заттардың концентрациясының өсуі байқалған жер бетінің ауа температурасы көрсеткіштері келтірілген. Ауа температурасының әртүрлі градациясының қайталануы негізінде ауаның ластануының метеорологиялық жағдайын болжауды құрастыруда пайдалануға болатын қорытындылар жасалды.

УДК 551.524.36 (574.42)

**ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА
КАЗАХСТАНСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ**

К.И. Десятова

Проведен анализ температурного режима воздуха на казахстанском побережье Каспийского моря. Полученные результаты свидетельствуют о более интенсивном повышении температуры за последние 17 лет, по сравнению с более ранним 30-ти летним периодом. Изучены основные статистические характеристики средней месячной температуры воздуха рассматриваемого региона.

Каспийское море – крупнейший на планете водоем. Метеорологические условия влияют на деятельность человека в открытой части моря и прибрежной зоне. Действие человека, в свою очередь также оказывает влияние на экосистему моря. Создание интегрального нефтехимического комплекса и других масштабных проектов породило серьезные экологические проблемы, в частности, загрязнение атмосферного воздуха продуктами сгорания попутных газов, открытое хранение огромных масс серы, разливы и утечки нефти. В связи с этим существует определенный интерес к изучению температурного режима воздуха в данном регионе.

Исходными материалами для характеристики режима температуры воздуха послужили многолетние данные Республиканского фонда данных по гидрометеорологии и загрязнению окружающей среды, в частности, наблюдения 10 метеорологических станций за период с 1961...2007 гг. На рис. 1 приведена схема расположения метеорологических станций, по данным которых производилось исследование.

В данной работе проведено сравнение климатических условий двух периодов: 1961...1990 гг. и 1991...2007 гг. Для каждой станции были вычислены средние многолетние температуры для всех месяцев года, значения средней годовой температуры, определены абсолютный минимум и максимум температуры воздуха (таблица 1).

Абсолютный минимум температуры воздуха, за рассматриваемый период, отмечался в феврале 1994 года на М Атырау и составил минус 35,7 °С. Абсолютный максимум наблюдался в августе 1999 г. на М Кызан со значением 46,4 °С (таблица 1) [2, 3].

Таблица 1

Средние многолетние характеристики годовой температуры воздуха

Станция	Температура воздуха, °С											
	1961...1990 гг.						1991...2007 гг.					
	среднегодовая	средняя максимальная	средняя минимальная	абсолютный максимум	абсолютный минимум	амплитуда	среднегодовая	средняя максимальная	средняя минимальная	абсолютный максимум	абсолютный минимум	амплитуда
Бейнеу	10,1	14,3	5,0	44,4	-34,7	9,3	10,7	15,6	3,9	45,0	-33,2	11,7
Кулалы	10,9	14,4	6,5	39,3	-28,2	7,9	11,7	14,5	7,6	37,7	-26,1	6,9
Кызан	11	14,8	6,1	45,5	-32,3	8,6	11,8	15,7	6,7	46,4	-33,5	8,9
Тушибек	11,1	15,0	6,4	42,2	-27,0	8,6	11,6	15,4	6,0	42,5	-25,6	9,4
Ф.Шевченко	11,8	15,4	7,4	40,0	-25,0	8,0	12,4	15,4	5,8	41,8	-23,2	9,6
Актау	11,4	14,9	6,8	41,4	-27,7	8,1	12,4	15,3	8,2	40,5	-23,0	7,1
Махамбет	8,4	12,8	1,9	42,5	-35,3	10,8	9,3	13,6	2,8	42,4	-32,4	10,8
Атырау	9,1	13,4	3,8	42,7	-34,8	9,6	10,1	14,7	4,6	41,7	-35,7	10,1
Пешной	8,7	12,4	3,9	40,0	-34,4	8,6	9,6	13,2	4,6	40,6	-32,2	8,6
Ганюшкино	9,4	13,1	4,7	40,6	-32,2	8,4	10,2	13,8	9,7	41,9	-33,0	4,1

Примечание: абсолютный минимум и абсолютный максимум за период 1991-2007 гг. представлен следующими станциями : Атырау, Бейнеу, Кызан, Тушибек. Остальные станции представлены за период 1991 -2000 гг.



Рис. 1. Метеорологические станции Каспийского моря.

Простейшей мерой изменчивости является амплитуда – разность между самым высоким и самым низким значением в ряде наблюдений. Величина амплитуды закономерно зависит от числа проанализированных наблюдений. Если амплитуда вычисляется только по двум наблюдениям, то ее величина может сильно колебаться от выборки к выборке. Однако если вычислить амплитуду как разность между средними величинами определенного типа, то это затруднение исчезает [1]. Для описания изменчивости годовой температуры амплитуда вычислялась как разность между средним максимальным и средним минимальным значением. Амплитуда в данном случае колеблется от 7,9 °С на М Кулалы до 10,8 °С на М Махамбет в период с 1961...1990 гг. и от 4,1 °С на М Ганюшкино до 11,7 °С на М Бейнеу соответственно.

Наиболее холодным месяцем на побережье является январь, где температура воздуха колеблется от -5,8 °С на М Атырау до -0,06 °С на самой южной в данном случае М Актау. Далее от января к февралю идет очень слабое, но повышение температуры воздуха в среднем на 0,5 °С. По всем рассматриваемым станциям повышение температуры воздуха начинается от февраля к марту и составляет в среднем 5,4 °С. Далее от марта к апрелю идет интенсивный прогрев воздуха на 7...11 °С. От апреля к маю

температура воздуха повышается еще на 6...7 °С, в последующем увеличивается еще на 5...6 °С. От июня к июлю отмечается незначительное повышение на 2...3 °С. Во внутригодовом ходе температуры воздуха наибольшие значения среднемесячной температуры наблюдались в июле со средним по площади значением, рассчитанным для 10 метеостанций и равным 26,3 °С. От июля к августу происходит понижение температуры воздуха на 1 °С, а в последующие месяцы на 6...8 °С каждый месяц, ознаменуя приход холодного времени года.

Внутригодовой ход температуры воздуха по исследуемым станциям имеет незначительные различия в связи с географическим расположением, которое вносит свои отличия (рис. 2.).

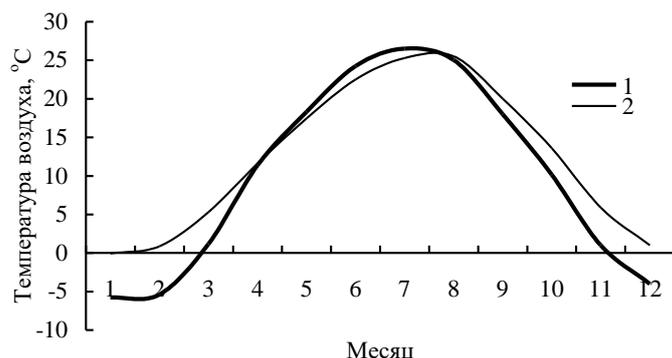


Рис. 2. Внутригодовой ход средней многолетней температуры воздуха за период 1991...2007 гг. 1 – Атырау, 2 – Актау.

Приведенные в таблице 1 среднегодовые температуры воздуха за период 1961...1990 гг. могут рассматриваться лишь в качестве нормы. Средняя температура воздуха в отдельные годы и за короткие периоды лет может значительно отклоняться от средних многолетних значений. Были рассчитаны разности средних многолетних температур ΔT для исследуемых станций по следующей формуле:

$$\Delta T = T_i - \bar{T}, \quad (1)$$

где T_i – средние многолетние значения температуры воздуха за 1991...2007 гг., °С; \bar{T} – средние многолетние значения температуры воздуха за 1961...1990 гг.

Существуют некоторые особенности в характере изменчивости температуры воздуха в различных прибрежных районах моря (табл. 2). Предельные положительные аномалии отмечены на М Тушибек, Бейнеу,

Махамбет и составляют 9,7...14,4 °С, в то время как на М Пешной, Ганюшкино, Кызан, Атырау они колеблются в пределах 7,4...9,7 °С, далее, на М Форт-Шевченко, Актау, Кулалы, значения предельно положительных отклонений составляет 5,6...5,9 °С.

Таблица 2

Максимальные отклонения средней месячной температуры воздуха от многолетних средних месячных температур

Станция	Отклонение			
	+		-	
	°С	месяц, год	°С	месяц, год
Бейнеу	14,4	III, 2002	-13,8	II, 1994
Кулалы	5,9	II, 2002	-7,7	XI, 1993
Кызан	7,4	II, 2002	-9,8	XI, 1993
Тушибек	9,7	III, 2001	-10,3	VII, 1993
Ф. Шевченко	5,6	II, 1999	-6,6	XII, 2002
Актау	5,7	VI, 1998	-8,5	XI, 1993
Махамбет	10,2	I,II, 2007	-9,4	XI, 2002
Атырау	9,7	XII, 2001	-9,6	XI, 1993
Пешной	8,4	II, 2002	-8,8	XI, 1993
Ганюшкино	8,3	I, 2007	-8,5	II, 2002

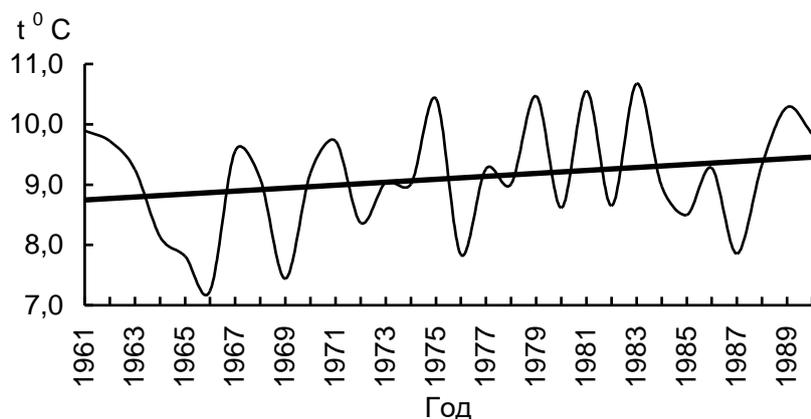
Примечание: за норму принят период 1961...1990 гг.

Наибольшие отрицательные отклонения наблюдаются в районах М Махамбет, Тушибек, Бейнеу (до -13,8 °С). Наибольших значений аномалия температуры воздуха достигает в периоды быстрого изменения температуры воздуха во времени и формирования больших градиентов в температурном поле: весной (в марте – апреле) и в осенне-зимний период (с ноября по февраль). Наименьшие отклонения от норм среднемесячных температур наблюдаются летом.

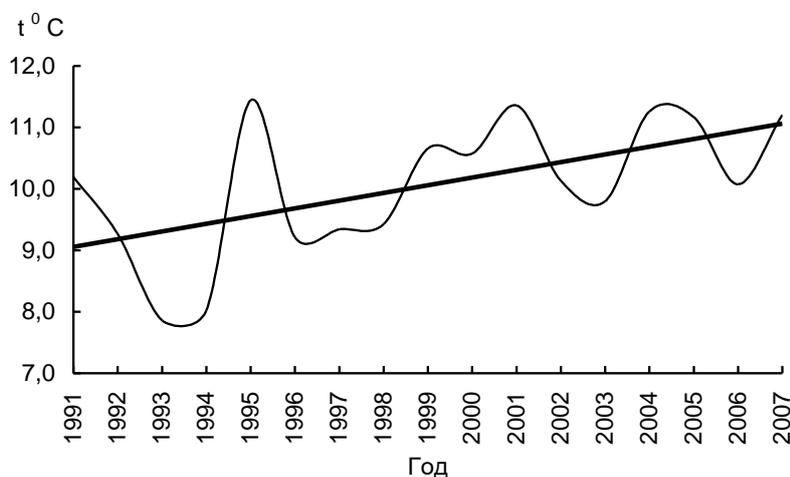
Потепление климата проявляется в увеличении температуры атмосферного воздуха и температуры воды океанов, таянии ледников, росте уровня океана и изменениях в частоте экстремальных явлений (рис. 3). Для нефтегазовой отрасли Республики Казахстан – это новый виток, где необходимы разработка долговременных инвестиционных программ и выработка соответствующей политики в отношении возникающих проблем мирового масштаба.

Особенностью современного климата является то, что темпы повышения температуры все время ускоряются. Одиннадцать из 15 самых теплых лет в истории человечества пришлось на последние годы. Приведенный рисунок свидетельствует о большей интенсивности повышения

температуры воздуха за последние 17 лет. Такие тренды были построены для всех исследуемых станций и их тенденция сходна с той, которая отмечена на М Атырау.



a



б

Рис. 3. Ход среднегодовой температуры воздуха на М Атырау. а – период 1961...1990 гг., б – период 1991...2007 гг..

Рассмотрим годовой ход среднего квадратического отклонения (σ), являющегося одним из основных параметров статистической совокупности и характеризующего степень изменчивости случайной переменной. Среднее квадратическое отклонение может быть рассчитано по формуле:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{N-1}}, \quad (2)$$

где N – количество лет, x_i – средние месячные значения температуры воздуха за период, \bar{x} – средняя многолетняя температура воздуха за период 1991...2007 гг.

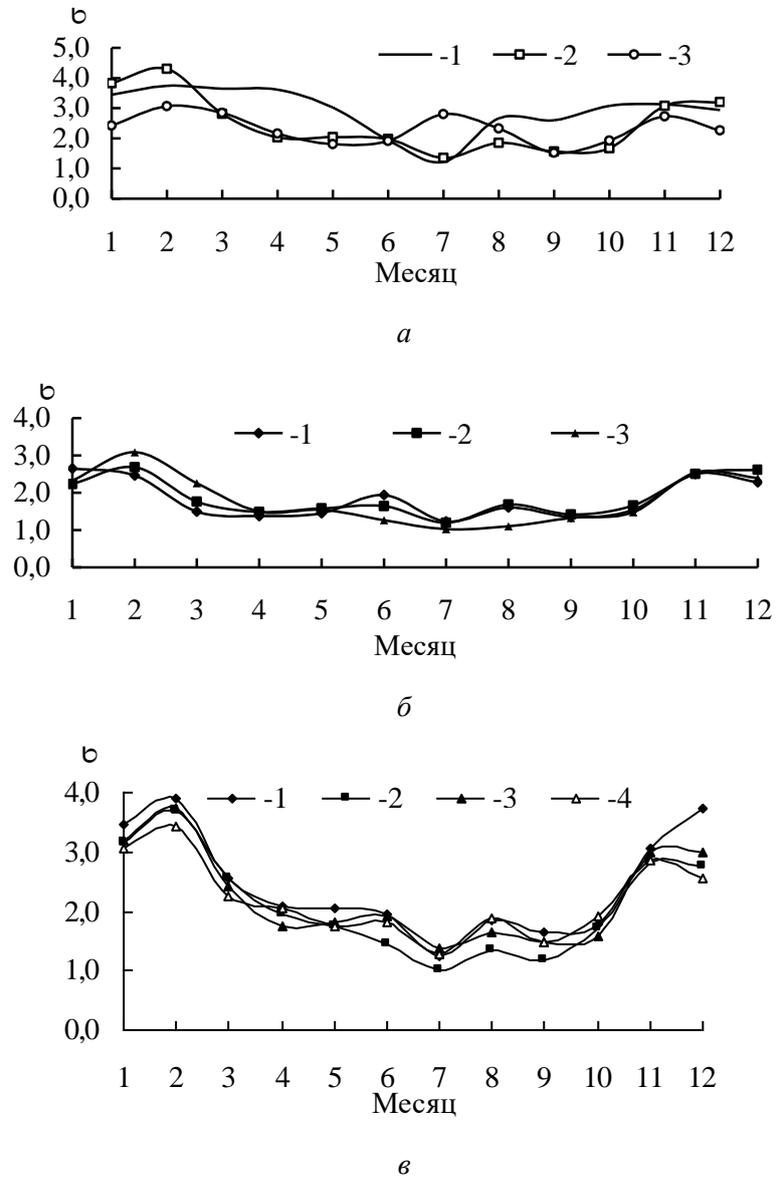


Рис. 4. Годовой ход среднего квадратического отклонения (σ) температуры воздуха по данным прибрежных метеорологических

станций казахстанского побережья Каспийского моря. а: 1 – Бейнеу, 2 – Махамбет, 3 – Туццибе; б: 1 – Актау, 2 – Форт Шевченко, 3 – Кулалы; в: 1 – Атырау, 2 – Пешиной, 3 – Ганюшкино, 4 – Кызан.

Наблюдаются особенности распределения показателя изменчивости температуры воздуха в разные месяцы года. Среднее квадратическое отклонение температуры воздуха меняется в среднем в течение года от 2 до 4 (рис. 4). В январе-феврале наблюдаются максимальные значения σ , достигая 4,3 на М Махамбет. Наименьшие значения изменчивости температуры воздуха отмечаются почти повсеместно в теплое время года, особенно в июле и сентябре.

Если же закон распределения отличается от нормального, то для характеристики выборочной совокупности необходимо привлекать, как минимум, еще два параметра: коэффициенты асимметрии (As) и эксцесса (Es). В качестве показателя асимметрии служит центральный момент третьего порядка, отнесенный к кубу среднего квадратического отклонения

$$As = \frac{\sum (x_i - \bar{x})^3}{N\sigma^3}. \quad (3)$$

При строго симметричных распределениях коэффициент As равен нулю. При наличии асимметрии равенство между средней арифметической, медианой и модой нарушается. Принято различать асимметрию правостороннюю, или положительную и левостороннюю, или отрицательную [4]. В данном случае большинство значений этой характеристики отрицательные, т.е. имеет место левосторонняя асимметрия (максимальные отрицательные значения преимущественно в ноябре). В качестве примера на рис. 5 приведена гистограмма распределения температуры воздуха. Положительные значения коэффициента As на большинстве рассматриваемых станций отмечены в апреле, июне, июле.

Наряду с симметричными и скошенными часто встречаются остро и плосковершинные распределения. В данном случае наблюдается преобладание плосковершинного распределения, о чем свидетельствуют отрицательные значения Es . Величина эксцесса численно равна отношению центрального момента четвертого порядка к среднему квадратическому отклонению, возведенному в четвертую степень.

$$Es = \frac{\sum (x_i - \bar{x})^4}{N \cdot \sigma^4} - 3. \quad (4)$$

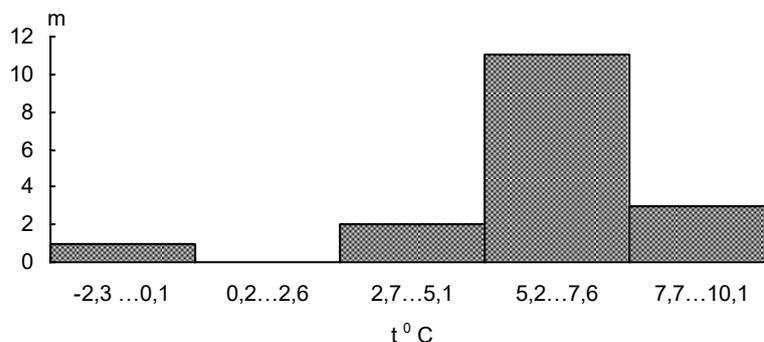


Рис. 5. Гистограмма повторяемости (число случаев) различных градаций средних многолетних месячных температур воздуха на М Актау в ноябре 1991...2007 гг..

Для проверки статистической значимости – сравнения дисперсий двух генеральных совокупностей применялся f критерий. Данный критерий является параметрическим, т.е. считается, что распределение признака в генеральной совокупности подчиняется нормальному закону. По расчетам автора генеральные дисперсии равны друг другу и выборочные дисперсии различаются статистически незначимо, за исключением ноября, где на 90 % рассматриваемой территории они считаются значимо различающимися.

Проведенный анализ режима температуры воздуха свидетельствует о более интенсивном ее повышении за последние 17 лет по сравнению с более ранним 30-ти летним периодом.

С середины 90-х годов идет активное освоение данного региона. Разрабатываются новые нефтяные месторождения, развивается нефтехимическое производство, что в свою очередь оказывает неблагоприятное влияние на окружающую среду, и в свою очередь, может влиять на отмечающееся повышение температуры воздуха.

Полученные результаты могут быть использованы при проведении государственного мониторинга и других мероприятий в регионе Каспийского моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пановский Г.А., Брайер Г.В. Статистические методы в метеорологии. - Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 242 с.
2. Справочник по климату Казахстана. Вып.6, – Алматы, 2004. – 177 с.
3. Справочник по климату Казахстана. Вып.7, – Алматы, 2004. – 174 с.

4. Чичасов Г.Н. Численные методы обработки и анализа информации – Алматы, 1995. – 106 с.

РГП «Казгидромет», г. Алматы

КАСПИЙ ТЕҢІЗІНІҢ ҚАЗАҚСТАНДЫҚ ЖАҒАЛАУЫНДАҒЫ ТЕМПЕРАТУРАЛЫҚ РЕЖІМНІҢ НЕГІЗГІ ЕРЕКШЕЛІКТЕРІ

К.И. Десятова

Каспий теңізінің қазақстандық жағалауында ауаның температуралық режиміне талдау жасалды. Алынған нәтижелер бұрынғы 30 жылдық кезеңмен салыстырғанда соңғы 17 жылда температураның едәуір қарқынды жоғарылауын көрсетеді. Қарастырылған аймақтағы орташа айлық ауа температураның негізгі статистикалық сипаттамалары зерделенді.

УДК 551.583.(574)

**СИСТЕМАТИЗАЦИЯ НЕБЛАГОПРИЯТНЫХ ПО СТЕПЕНИ
РИСКА ПРОЦЕССОВ, ВОЗНИКАЮЩИХ ПРИ ПРОКЛАДКЕ
ТРУБОПРОВОДОВ В АРИДНЫХ УСЛОВИЯХ**

Канд. геогр. наук

С.К. Вейсов

Г.Н. Аннаева

Канд. геогр. наук

Г.О. Хамраев

Исследования посвящены изучению негативных проявлений геоморфологических процессов, особенно актуальных в настоящее время в связи с проектированием и строительством Прикаспийского трубопровода и магистрального трубопровода Малай – Багтиярлык в Китае. Дан подробный анализ природных и антропогенных факторов риска проявления опасных рельефообразующих процессов при прокладке и эксплуатации трубопроводов. Для каждого конкретного региона необходим индивидуальный и поэтапный подход при выборе рекомендаций по прокладке и защите трубопроводов от выдувания.

Исследования посвящены изучению негативных проявлений геоморфологических процессов, особенно актуальных в настоящее время, когда начинается активное промышленное освоение пустыни Каракум, связанное, прежде всего, с проектированием и строительством Прикаспийского трубопровода и магистрального трубопровода Малай – Багтиярлык в КНР. Перед непосредственной прокладкой трубопровода необходимо комплексное изучение природных факторов, влияющих на размещение, строительство и эксплуатацию линейных инженерных сооружений. Оценку природных факторов целесообразно проводить по всем показателям, определяющим возникновение неблагоприятных по степени риска процессов.

Наиболее опасными по степени риска являются *процессы выдувания* трубопровода. Данный процесс может привести к порче изоляции, коррозии металла, выпучиванию труб и даже к ее разрывам, то есть к созданию аварийных ситуаций. Выдувание трубопроводов можно предотвратить, если защитные мероприятия будут разрабатываться с момента выбора трассы, т.е. на стадии полевых изысканий и проектирования. При этом необходимо глубоко проанализировать основные природные явления и современные геоморфологические процессы, развивающиеся в районе планируемого строительства.

Многолетний опыт проведения подобных изысканий и проектиро-

вания инженерных объектов Национальным институтом пустынь, растительного и животного мира Министерства охраны природы Туркменистана, а также участие в строительстве и эксплуатации магистрального газопровода Средняя Азия – Центр, позволяет оценить эффективность применяемых методов защиты трубопроводов от процессов выдувания [1, 5, 7].

К природным факторам и условиям, от которых зависит проектирование, и строительство трубопроводов относятся: материнские породы, рельеф, температура воздуха и почвы, ветровой режим, грунтовые воды, растительность, которые в условиях песчаной пустыни могут влиять на развитие дефляционных процессов. Наиболее важным природным фактором является эоловый рельеф. Необходимо знать его морфологические и морфометрические характеристики, происхождение и развитие. Однако рельеф формируется только в тесной связи с другими природными факторами, которые тоже необходимо проанализировать и оценить.

Разнообразие литологического состава отложений по трассе прокладки трубопроводов в значительной степени определяют разнообразие условий осуществления земляных работ. Так, например, на участках распространения аллювиальных и аллювиально-дельтовых отложений, прокладка траншей будет несложной, так как грунт здесь относительно рыхлый и устойчивый. Усложняются условия сооружения траншей на выходах меловых пород, а также при пересечении такыров, то есть на глинистых очень плотных поверхностях.

При характеристике климатических условий нами рассматриваются: температурный режим воздуха и почвы, атмосферные осадки и ветровой режим. Особенно подробно изучается последний фактор, так как ветровая деятельность – главный фактор эолового рельефообразования в пустыне. Ветровой режим определяет динамику подвижных форм эолового рельефа, направление общего перемещения песчаного материала, что очень важно знать при производстве земляных работ и проведении пескозащитных мероприятий. Так, на трассе газопровода Средняя Азия – Центр перемещение песков происходит под влиянием северных составляющих направлений ветров.

Несмотря на то, что грунтовые воды на большой территории пустыни Каракум залегают глубоко и почти не влияют на условия трассирования, но при пересечении солончаков, трубопровод оказывается под влиянием засоленных вод. При этом возникает необходимость усиления изоляции труб от агрессивного воздействия солей, так как усиливаются процессы коррозии металла, что тоже является опасным по степени риска процессом.

Применение фитомелиоративных методов для борьбы с процессами выдувания на строящихся трубопроводах будет не очень эффективно, так как корневая система растений пескоукрепителей обычно повреждает изоляцию трубы. Для предотвращения выдувания газопровода необходимо после укладки, засыпки и обваловки труб применять комбинированные методы комплексных защит.

Условия прокладки рассматриваются по двум категориям поверхностей: устойчивой к дефляции и подвергающейся дефляции. К первой относятся поверхности в разной степени уплотненные коренными породами, ко второй – эоловая песчаная поверхность [6].

Наиболее сложные условия прокладки трубопроводов наблюдаются на эоловых песках, в зависимости от их морфологии, расчлененности и степени развития дефляционных процессов. Сравнительно благоприятные условия отмечаются на мелкокучевых и пологоволнистых песках. Их незначительная расчлененность, малая мощность и густой растительный покров, залегающие на небольшой глубине коренные породы (глина и песчаник) позволяют сооружать траншею с вертикальными не осыпающимися стенками, без предварительных планировочных работ. Аналогичны условия прокладки в условиях грядовых форм рельефа, то есть по межгрядовым понижениям при совпадении направления трассы и ориентировки эоловых форм.

При пересечении трассой крупных, сильно расчлененных эоловых гряд, требуется большой объем земляных работ, что связано с проблемой преодоления больших углов, превышающих естественный изгиб труб. Существуют два способа решения проблемы: укладка трубы в насыпи (в межгрядовых понижениях) и в выемках (на привершинных частях гряд): применение кривых вставок (холодное гнугье труб для придания им определенного угла) [4].

Очень сложные условия прокладки трубопроводов отмечаются на барханных песках, лежащих на рыхлопесчаных отложениях, что требует проведения большого объема земляных работ для создания полосы планировки, где ее уровень должен проходить по уровню межбарханных понижений. Общим усложняющим фактором при прокладке трубопроводов в песках является создание предохраняющего валика над трубой (обваловка труб). Он без предварительного закрепления не эффективен, так как легко будет раздут ветром. Рекомендуем проводить планировочные работы в зимне-весенний период, когда в результате увлажнения верхнего слоя песков, значительно улучшаются условия земляных работ в частности при

разработке траншей. В летний период при высоких температурах, происходит наибольшее иссушение песчаного грунта – возникают максимально неблагоприятные условия для ведения земляных, монтажных и других видов работ, связанных с прокладкой трубопроводов.

Резюмируя выше приведенные условия прокладки трубопровода в пустыне Каракум, можно выделить главную по степени риска проблему – процессы выдувания (табл.).

Таблица

Природные и антропогенные факторы риска проявления опасных рельефообразующих процессов при прокладке и эксплуатации трубопроводов

№	Опасные процессы	Природные условия формирования опасных процессов	Превентивные природоохранные мероприятия
1 Выдувание			
1.1	Порча изоляции	Ветровой режим, песчаный рельеф	Правильный выбор трассы на подвижных формах рельефа
1.2	Коррозия металла	Ветровой и температурный режим, близкое залегание грунтовых вод, солончаки	Проведение комплексных исследований инженерно-географических условий трассы газопровода
1.3	Выпучивание труб	Температурный режим, барханный рельеф	Определить оптимальные технологии и сроки проведения земляных работ
1.4	Колебание оголенной трубы и разрыв технологических швов	Высокие летние температуры и подвижные формы эолового рельефа	Разработать эффективные методы, предотвращающие выдувание трубопроводов
2 Дефляционно-аккумулятивные процессы на газоконденсатных месторождениях			
2.1	Песчаные заносы на площадных объектах: КС (компрессорная станция); УКПГ	Неблагоприятные аридные условия и мощная антропогенная нагрузка.	Размещать промышленные площадки на выровненных и устой-

№	Опасные процессы	Природные условия формирования опасных процессов	Превентивные природоохранные мероприятия
2.2	(установки ком-плексной подготовки газа); ГС (головные сооружения); ЭС (электрические станции) Песчаные заносы на автомобильных дорогах, связывающие газоконденсатные месторождения	Сложный ветровой режим; наличие барханных песков; неправильное расположение инженерных объектов; большой объем земляных работ, способствующий образованию больших подвижных песков Автомобильная дорога плохо вписана в существующий песчаный рельеф	чивых к дефляции поверхностях, в слаборасчлененных песках; трассы коммуникаций размещать с подветренных к промышленным объектам сторон Размещать автомобильные дороги в слаборасчлененных формах рельефа и на плотных поверхностях
2.3	Выдувание на точечных объектах (опоры ЛЭП)	Неправильный выбор расположения опор ЛЭП на песках; резервы грунта смещены на наветренную сторону; нарушены принципы защиты приопорной части ЛЭП	Трассировать ЛЭП в наименее расчлененных и наиболее задернованных эоловых формах рельефа; использовать локальные участки устойчивые к дефляции

При сооружении траншеи на барханных песках угол откоса стенок траншеи должен максимально приближаться к углу естественного склона осыпания песков, то есть не более 35°. На заросших песках стенки траншеи должны иметь вогнутый поперечный профиль, выполаживаясь вниз, что будет препятствовать осыпанию песка.

При земляных работах (планировке полосы и разработке траншей) рыхлый песчаный грунт необходимо перемещать только на подветренную

сторону, а при засыпке траншеи грунт брать только с подветренной стороны, стараясь не деформировать стенки траншеи. Образовавшийся надтраншейный вал из сильно разрыхленного песка следует закрепить методом «бронирования» или вяжущими веществами, а лучше применять комбинированные методы защиты: камышовые ряды с одновременной засыпкой их глиной или опрыскиванием отработанных масел [2, 3].

Во избежание засыпания песком и обрушения стенок траншей, следует максимально сократить разрыв во времени между сооружением траншеи и укладкой в нее труб, особенно при пересечении участков барханного рельефа.

Следовательно, выбор рекомендаций по прокладке и защите трубопроводов от выдувания в каждом конкретном регионе следует осуществлять индивидуально и поэтапно. На первом этапе – разработка рекомендаций по выбору трассы трубопровода в системе эолового рельефа. На втором – разработка рекомендаций по технологии земляных работ с учетом характера эолового рельефа и ветрового режима, на третьем – разработка рекомендаций по защите трубопровода от выдувания. Первые два этапа выполняются на стадии изыскания и проектирования, последний этап – после завершения строительства.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабаев А.Г. Проблемы освоения пустынь.– Ашхабад: Ылым, 1995.
2. Вейсов С.К., Хамраев Г. Методы защиты трубопроводов от выдувания в Западном Туркменистане // Пробл. осв. пустынь, 2004, № 3.
3. Вейсов С.К., Хамраев Г.О., Аннаева Г.Н. Рекомендации по защите железных дорог от подвижных песков // Пробл. осв. пустынь, 2006, № 1.
4. Чередниченко В.П. Инженерно-геоморфологические исследования Каракумов. – Ашхабад: ТуркменНИИТИ, 1991.
5. Чередниченко В.П. Меры борьбы с песчаными заносами на железных и автомобильных дорогах Туркменистана. – Ашхабад: ТуркменНИИТИ, 1989.
6. Чередниченко В.П. Опыт геоморфологического обоснования проектов строительства промышленных площадок в пустыне. – Ашхабад: ТуркменНИИТИ, 1985.
7. Чередниченко В.П., Дарымов В.Я. Геоморфологические основы индустриального освоения песчаных пустынь Туркменистана. – Ашхабад: Ылым, 1985.

Национальный институт пустынь, растительного и животного мира, г. Ашхабад
Туркменский Государственный университет им. Магтымгулы, г. Ашхабад

**АРИДТІ ЖАҒДАЙЛАРДАҒЫ ҚҰБЫРЛАРДЫ САЛУ КЕЗІНДЕ
ПАЙДА БОЛАТЫН ҚАУІП-ҚАТЕР ДЕҢГЕЙІ БОЙЫНША
ПРОЦЕССТЕРДІ ЖҮЙЕЛЕНДІРУ**

Геогр. ғылымд. канд. С.К. Вейсов
Г.Н. Аннаева
Геогр. ғылымд. канд. Г.О. Хамраев

Зерттеу жұмыстары Каспиймаңы және Малай-Багтиярлық құбырларын жобалау және салумен байланысты көкейкесті болған геоморфологиялық процестердің теріс көріністерін зерттеуге арналған. Құбыр салу мен оларды пайдалану кезіндегі қауіпті жер бедерін түзуші процестердің табиғи және антропогендік факторлардың қауіп-қатерлерінің көрініс алуына талдау жасалған. Құбыр салу кезінде оны үрленуден қорғаудың ұсыныстарды таңдау мақсатында әрбір аумақ үшін ерекше жеке және кезең-кезеңге бағытталған әдіс-тәсілдер қажет.

УДК 552.324.86

**ИЗМЕНЕНИЕ РАЗМЕРОВ СОВРЕМЕННОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ И
ЛЕДНИКОВОГО СТОКА СЕВЕРНОЙ ДЖУНГАРИИ ВО ВТОРОЙ
ПОЛОВИНЕ 20 ВЕКА**Доктор геогр. наук Е.Н. Вилесов
 В.И. Морозова

Обсуждаются результаты картографо-аналитического исследования современного оледенения речных бассейнов Северной Джунгарии, изменения морфометрических характеристик ледников и величин абляции и ледникового стока во второй половине прошлого столетия.

Горная система Джунгарского (Жетысу) Алатау протянулась почти на 400 км в близком к широтному направлению. Продольные долины рек Коксу на западе и Боротала на востоке делят ее на два крупных параллельных друг другу хребта – Северный Центральный хребет (СЦХ) и Южный Центральный хребет (ЮЦХ).

Западную и центральную части северного склона СЦХ занимают горно-ледниковые бассейны рек Биен, Аксу, Саркан, Баскан и Лепсы. Общая протяженность водораздельного гребня СЦХ в пределах названных бассейнов достигает 160 км. Современные ледники распространены здесь в границах 44°56'...45°17' с.ш. и 79°17'...80°47' в.д.

Характерная черта рельефа СЦХ – чередование ориентированных широтно хребтов с разделяющими их продольными долинами. При этом каждый южный хребет выше соседнего северного, вследствие чего вся система внешне напоминает гигантскую лестницу. Такое строение рельеф приобрел во время альпийского орогенеза в результате возникновения антиклинория большого радиуса кривизны, разбитого на отдельные блоки. Четко выражены три основные ступени – высотные зоны: низкогорье (700...1600 м), среднегорье (1600...3100 м) и высокогорье (3100...4600 м).

Высокогорная зона – область распространения современного оледенения – характеризуется большими абсолютными высотами, наличием глубоко расчлененного альпийского рельефа и участков сохранившихся выровненных поверхностей. Глубина расчленения рельефа в верховьях речных долин в высокогорье составляет 600...1000 м. Гребень же главного водораз-

дела СЦХ на всем протяжении имеет сравнительно небольшое расчленение. Седловины главного хребта лежат ниже соседних вершин всего на 200...300 м. Средняя высота водораздельного гребня равна 3930 м. Самая высокая вершина – пик Бесбакан, называемый в работах П.А. Черкасова [12, 21] и др. пиком Семенова-Тян-Шанского, имеет отметку 4622 м.

Первые, близкие к действительности, оценки размеров оледенения рассматриваемых бассейнов были получены на основе анализа топографической карты М 1:100000. Так, П.Ф. Лаврентьев [15] определил площадь ледников района в 329,4 км², а В.А. Зенкова [11] – в 335,3 км². По материалам аэрофотосъемки (АФС) 1956 г. и той же карты П.А. Черкасов [12] составил полный Каталог ледников района, согласно которому здесь в 1956 г. насчитывалось 343 ледника с площадью (без морен стадии фернау) 294,6 км². В 1999 г. П.А. Черкасовым создан новый Каталог ледников района, в котором площади льда и др. морфометрические характеристики оледенения были определены по топооснове М 1:25000, составленной по материалам АФС 1970...72 гг. Правда, этот Каталог, отражающий состояние оледенения в 1972 г., был составлен несколько поздно – лишь через 27 лет после проведенной АФС.

В Каталоге 1972 г. в Северной Джунгарии зафиксировано 354 ледника площадью 245,31 км² [21], при этом около 30 % числа ледников относятся к мелким, имеющим площадь < 0,1 км² каждый. Надо сказать, что эта «мелочь» представляет собой не настоящие «живые» ледники, а неподвижные скопления льда, залегающие в складках рельефа и не играющие сколько-нибудь заметной роли в формировании ледникового стока.

Однако еще раньше, в середине 90-х гг., нами был представлен очередной Каталог ледников этой территории на основе картометрического анализа топоосновы М 1:25000, составленной по материалам АФС 1990 г., а в 2007 г. составлен еще один, самый последний, Каталог ледников СЦХ на основе анализа космоснимков среднего разрешения 2000 г.

Использование космоснимка Landsat с разрешением 15 м., 2000 г. съемки, бесплатно распространяемого в сети Интернет National Aeronautics and Space Administration (NASA), имеет как минусы, так и плюсы. К минусам можно отнести:

- среднее пространственное разрешение (15 м). Общепринятая классификация снимков по пространственному разрешению включает в себя четыре сегмента данных: низкого разрешения – более 250 м на пиксель, среднего разрешения – от 10 до 250 м на пиксель, высокого разрешения –

от 1 до 10 м на пиксель и сверхвысокого разрешения – менее 1 м на пиксель. Опыт работы со снимками разного пространственного разрешения для решения задач гляциологии показал, что оптимальным разрешением является диапазон от 1 до 5...6 м. Разрешение в 15 м обеспечивает дешифрирование в масштабе вплоть до 1:100000. Но такая масштабная граница справедлива для дешифрирования инфраструктурных объектов, и, учитывая тематику карт данной работы, возможно принять выходящим масштабом 1:25000 – 1:30000;

- артефакты, обусловленные сильным сжатием данных. Растровые изображения (в нашем случае снимки Landsat) имеют большие размеры составляющих их файлов, и процесс копирования таких данных через сеть Интернет весьма время- и трафикоемкий. Для значительного уменьшения объема данных снимки были подвержены сильному сжатию путем переконвертации в формат MrSID (Multi-resolution Seamless Image Database). Такую конвертацию проводят для компрессии изображений, так как позволяют сжимать растр во много раз практически без геометрических искажений. Но все же при таком сжатии образуются так называемые артефакты – различные визуальные недостатки, например, блочность (разбиение изображения на блоки), размытие мелких деталей. Такие артефакты не приносят значимой ошибки в дешифрирование объектов, но все-таки ухудшают оригинальное изображение.

Плюсами же являются:

- комбинация спектральных диапазонов. В общедоступном ресурсе снимки Landsat представлены в комбинации каналов, которая дает изображение близкое к естественным цветам. Используются следующие каналы: средний инфракрасный (2,09...2,35 мкм), ближний инфракрасный (0,78...0,90 мкм) и зеленый (0,53...0,61 мкм). Здоровая растительность выглядит ярко зеленой, травянистые сообщества – зелеными, ярко розовые участки детектируют открытую почву, коричневые и оранжевые тона характерны для разреженной растительности. Лед и снег выглядят насыщенными голубыми, с четко выраженными границами, что значительно облегчает их дешифрирование;
- открытый и бесплатный доступ к снимкам. Спутник Landsat является проектом трех крупнейших американских правительственных организаций: NASA (National Aeronautics and Space Administration), NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) и USGS (United States Geological Survey). Часть информации, поставляемой со спутника Landsat,

имеет открытый характер распространения (отсутствие копирайта), что дало пользователям возможность широко экспериментировать с ней в поисках новых сфер применения данных дистанционного зондирования;

- низкий процент облачности на рассматриваемой территории;
- полный охват всей горной системы (Джунгарского Алатау). Проблемой многих архивов космоснимков является разрозненность снятых сцен в пространстве и времени. Содержимое архива данных для бесплатного пользования представляет собой практически полное покрытие земной поверхности снимками;
- хорошее сопоставление с данными SRTM. SRTM (Shuttle radar topographic mission) – Радарная топографическая съемка большей части территории земного шара, за исключением самых северных (>60), самых южных широт (>54), а также океанов, произведенная за 11 дней в феврале 2000 г. с помощью специальной радарной системы. Двумя радиолокационными сенсорами, SIR-C и X-SAR, было собрано более 12 терабайт данных. Данные сегментированы областями размером 1×1 географический градус, и при максимально доступном разрешении в 3 секунды такой квадрат является матрицей размером 1201×1201 элементов. Эти данные, предварительно обработанные для приведения к балтийской системе высот, были использованы для построения 3D модели местности, что дало возможность более корректно дешифровать водоразделы, определять направление движения льда в сложных случаях, определять уровень уклона поверхности и многое другое. Горизонтالي с интервалом 50 м также были сняты с полученной 3D модели.

Космоснимок после предварительной геокоррекции был векторизован (оцифрован) при помощи ГИС-программ, таких как ArcGIS и MapInfo. Как вспомогательная программа для визуализации 3D данных был использован Global Mapper. Векторизацию можно кратко охарактеризовать как процесс преобразования растровых данных (в данном случае изображения интересующих нас объектов на космоснимке) в векторную форму. В итоге мы получаем векторные слои, имеющие не только географически привязанные графические контуры составляющих их объектов, но расширенную атрибутивную информацию. Полученная информация подверглась унификации по примеру базы данных для всех остальных частей Джунгарского Алатау, исследование и картографирование которых проводилась ранее. Информация о ледниках представлена в виде базы данных, содержащей морфометрическую информацию. Для каждого лед-

ника в первую очередь зафиксированы такие показатели как площадь, длина, диапазон оледенения (разница между высшей и низшей точками), экспозиция. Указанные характеристики определяются в автоматическом или полуавтоматическом режиме с требуемой точностью. Затем следуют параметры, полученные путем расчетов по методикам, которые мы считаем наиболее подходящими и дающими результаты, сопоставимые с данными расширенных исследований на отдельных ледниках. К таковым относятся объем и толщина ледника. Все прочие вспомогательные объекты также были векторизованы. К таким объектам относятся реки, озера, линии водоразделов (хребтов).

Для суждения о динамике оледенения района за 1956...2000 гг. использованы данные Каталога [12] и наших последних Каталогов с картами ледников М 1:25000. При этом в Каталоге 1956 г. были уточнены площади ряда крупных долинных ледников и, в связи с укрупнением масштаба карт с 1:100000 до 1:25000, увеличены площади 49 крутосклонных каровых и висячих ледников на 0,1...0,2 км². В результате мы приняли, что в 1956 г. в бассейнах междуречья Биен – Лепсы было 343 ледника с площадью 300,9 км² (без морен), т.е. на 6,3 км², или на 2,1 %, больше, чем в [12]. Ниже приводятся конкретные величины изменений характеристик оледенения района за 1956...2000 гг.

Изменение количества ледников в условиях деградации оледенения произошло в результате двух процессов – за счет полного стаивания малых ледников (< 0,1 км²) и при распаде крупных ледников на более мелкие. С другой стороны, при каталогизации оледенения в 1990 и 2000 гг. был обнаружен ряд мелких ледничков размерами < 0,1 км². За весь период (1956...2000 гг.) здесь целиком растаяли почти все малые ледники и 20 ледников размерами > 0,1 км² общей площадью 3,7 км². Наиболее интенсивно таяли льды на западном пониженном фланге СЦХ, где в верховьях рек Мисбулак и Трильсай (бассейн р. Биен) растаяли все 7 ледников. Стаяли 4 имевшихся в 1956 г. ледника в верховьях р. Теректы (левый приток р. Лепсы), где высоты высших точек едва достигали 3500 м. Больше всего мелких ледников – 26 общей площадью 1,0 км² растаяло в бассейне р. Айдаусай (Кокжар) (правый приток р. Аксу). Самый крупный из исчезнувших – висячий каровый ледник № 187-Перевальный в истоках р. Караунгир (бассейн р. Лепсы) площадью 0,6 км². Во всех бассейнах к 2000 г. распались 54 ледника. При этом 3 ледника (№ 20 – Аболина, № 31 – Дальний вост. и № 117) распались на 4 каждый, 8 ледников – на 3 и 43

ледника – на 2. Всего в результате распада образовались 68 новых ледников, появление которых компенсировало уменьшение числа ледников за счет стаивания. Поэтому общее число ледников к 2000 г. сократилось лишь на 4 единицы (табл. 1).

Таблица 1

Изменение количества ледников Северной Джунгарии за 1956...2000 гг.

Бассейн	1956	1990	2000	1956...2000
Биен	37	32	34	-3
Аксу	162	161	164	+2
Лепсы	144	134	141	-3
Всего	343	327	339	-4

Наиболее устойчивым оказалось оледенение в бассейне р. Коры в высокой (до 4300 м) западной части верховьев р. Лепсы, где из 8 ледников не растаял ни один, а распались только два.

Изменения длины ледников за весь период колеблются в большом диапазоне – от десятков и сотен метров до 1...2 км и более и зависят от условий орографии и гипсометрии и, в значительной мере – от размеров ледника: чем он длиннее, тем больше укоротился. Как и в случае с площадью, в связи с укрупнением масштаба карт, в Каталоге 1956 г. были увеличены первоначальные длины склоновых ледников на 0,1...0,2 км. Всего лишь на 6 м сократился карово-висячий ледник № 57 в верховьях р. Аксу, на 23 м – висячий ледник Зандровый в верховьях р. Акшаганак (бассейн р. Аксу), на 47 м – карово-долинный ледник № 9 – Копальский (бассейн р. Буркиттыбиен), на 49 м – каровый ледник № 68 в истоках р. Айдаусай (бассейн р. Аксу). Максимальное сокращение испытали крупные сложные долинные и котловинные ледники длиной более 5 км, их протяженные и тонкие языки зажаты между боковыми и срединными моренами, от которых они получают дополнительное тепло для таяния льда. Так, ледник № 214-Берга (6,5 км в 1956 г.) (в бассейне р. Балакора – р. Лепсы) сократился на 1288 м, ледник № 193-Щукина (р. Кунакбай – р. Лепсы) – на 1461 м, ледник № 245-Лепсинский (р. Сарымсакты – р. Лепсы) – на 1332 м, ледник № 172-Герасимова (р. Суурсай – р. Лепсы) – на 1309 м, ледник № 127-Гвоздецкого (р. Акшаганак – р. Аксу) – на 1699 м. Максимальная величина сокращения длины зафиксирована у ледника № 147-Джамбула (р. Малый Баскан – р. Лепсы) – 2738 м. Опорный ледник № 154-Шумского (там же) уменьшился на 656 м. Наибольшая длина в 2000 г. зафиксирована у ледника № 202-Калесника в верховьях р. Кору – 9,055 км.

За 44 года суммарная длина ледников (без учета их малых форм) уменьшилась с 381,5 км до 307,5 км, т.е. на 74 км, или почти на 20 %. Средняя общая величина сокращения длины ледников (как снизу, так и сверху) по основным бассейнам СЦХ в целом приближается к 300 м. Абсолютно большая часть этой величины приходится на отступление концов языков ледников, средняя скорость которого составила 7...9 м/год, а максимальная – от 30 до 60 м/год.

Сокращение длины ледников отразилось на увеличении высоты их концов, уменьшении их высших отметок и сокращении вертикального диапазона оледенения. Средняя высота концов ледников увеличилась от 55 м в бассейне Биена до 65 м в бассейне Аксу и по СЦХ в целом на 53 м – от 3337 м до 3390 м. Средняя высота высших точек ледников уменьшилась от 6 м в бассейне Биена до 20 м в бассейне Лепсы и на 16 м по району в целом. Соответственно, вертикальный диапазон оледенения уменьшился от 61 м в бассейне Биена до 85 м в бассейне Лепсы. По хребту в целом этот показатель уменьшился на 69 м – от 577 м в 1956 г. до 508 м в 2000 г. Максимум его в 2000 г., равный 1477 м, отмечен у ледника № 166-Абая в верховьях р. Суурсай в бассейне Лепсы.

Сокращение площади оледенения служит важнейшим показателем его деградации. Величины этого сокращения по основным бассейнам представлены в табл. 2.

Таблица 2

Сокращение площади ледников Северной Джунгарии за 1956...2000 гг., км²

Бассейн	1956	1990	2000	1956...2000	в %
Биен	27,6	20,510	18,764	-8,836	-32,0
Аксу	115,3	88,566	79,813	-35,487	-30,8
Лепсы	158,0	113,045	102,111	-55,889	-35,4
Всего	300,9	222,121	200,688	-100,212	-33,3

Величина сокращения площади льда зависит от целого ряда особенностей конкретного ледника – его размеров, морфологического типа, экспозиции, условий питания, высоты горного обрамления и пр. Все эти факторы в пределах СЦХ подвержены большой изменчивости, а их комбинации в каждом отдельном случае могут по-разному влиять на размеры сокращения ледниковой площади. В Северной Джунгарии представлены ледники, расположенные на разных высотных уровнях, разнообразных морфологических типов, различных ориентаций, что позволяет выделить индивидуальные особенности каждого из них и одновременно определить общую тенденцию динамики оледенения.

Относительные величины сокращения ледниковых площадей лежат в широком диапазоне – от нескольких до – 100 %. Наиболее устойчивыми в плане сокращения ледниковой площади оказались ледники бассейнов рек Ортабиен и Чатыртас, где их площадь уменьшилась, соответственно, лишь на 16,3 и 18,2 %. Незначительное сокращение, на 0,002...0,04 км², испытали висячие ледники №№ 148, 150 и 151 в бассейне р. Малый Баскан с областями питания, залегающими на больших абсолютных высотах – выше 4500 м. Напротив, ледники, лежащие на пониженных участках западной части СЦХ и на его северных отрогах, деградировали наиболее интенсивно. Полностью исчезло оледенение в истоках р. Теректы (левый приток р. Лепсы) площадью 0,5 км² и в верховьях р. Трильсай площадью 1,0 км². Среди других частных бассейнов наиболее сильно «пострадали» ледники в верховьях р. Кенозен (бассейн Лепсы), сократившиеся на 53,3 % – с 19,2 до 8,973 км².

Значительную роль в деградации оледенения играет сокращение крупных ледников, а не стаивание более мелких по размерам склоновых ледников. Весьма заметно уменьшили свою площадь долинные ледники в бассейне р. Лепсы № 220-Архиповой западный (бассейн р. Кенозен) – на 3,792 км², № 193-Щукина (бассейн р. Кунакбай) – на 2,140 км², № 214-Берга (р. Балакора) – на 2,487 км², № 147-Джамбула (р. Мал. Баскан) – на 3,388 км², № 202-Калесника (р. Кора) – на 2,476 км² и т.д. Крупнейшим по площади ледником на СЦХ и ледниковой системы горной Джунгарии в целом в 2000 г. остается ледник Берга – 10,513 км².

Ледники склонов (каровые, висячие, карово-висячие, шлейфовые) за 44 года потеряли 40,003 км², долинные же ледники сократились на большую величину – 59,441 км². Если же рассматривать относительные потери площади льда, в процентах от той, которая была в 1956 г., то здесь картина иная. Доля утраченной площади у меньших по размеру склоновых ледников составляет 48,6 %, а у ледников долин – только 27,3 %. Иначе говоря, относительные темпы сокращения площади склоновых ледников на 21 % выше, чем у более крупных по размерам ледников долин. Ледники плоских вершин, залегающие на выровненных денудацией поверхностях (их всего 8), заняли промежуточное положение, сократившись по площади на 37 %. Очевидно, малые ледники горной Джунгарии в среднем сокращаются заметно быстрее крупных. К аналогичным выводам пришел Г.Е. Глазырин [8], специально изучавший вопрос о влиянии размеров ледников Памиро-Алая на их деградацию.

В процессе дегляциации ряд ледников «вынужденно» поменял свой морфологический тип. Долинные ледники № 92-Проходной (бассейн р. Карасырык – р. Аксу) и № 221-Архиповой восточный (бассейн р. Кенозен – р. Лепсы) стали карово-долинными, долинные ледники № 182-Дальний и № 197-Ригельный (оба в бассейне р. Баскан) превратились в каровые, карово-долинные ледники № 13 (бассейн р. Буркуттыбиен), № 56 (верховья Аксу), № 238-Терсайрык западный (бассейн р. Сарымсакты – р. Лепсы) и № 247-Перевальный (там же) – в каровые, шлейфовые ледники № 63 (бассейн р. Айдаусай – р. Аксу), № 135-Акчунак (бассейн р. Мал. Баскан) и № 137 (там же) – в висячие.

В 2000 г. в Северной Джунгарии насчитывалось 93 ледника долинного типа общей площадью 155,391 км² (77,4 % от оледенения СЦХ), 239 ледников склонов с площадью 44,314 км² (22,1 %) и 7 ледников плоских вершин с площадью 0,983 км² (0,5 %).

Что касается деградации оледенения, связанной с ориентацией их поверхности, то ледники теневых экспозиций (С, СВ, СЗ), а их абсолютное большинство – 296 в 1956 г., сократились с 279 км² до 186,33 км², т.е. на 92,67 км², или на 33,2 %. Площадь ледников солнечных экспозиций (Ю, ЮВ, ЮЗ), их всего 7, уменьшилась с 3,1 км² до 2,47 км², или на 20,3 %. Большая «живучесть» ледников, ориентированных на юг, возможно, связана с переметанием снега с северных склонов на южные. Примечательно, что ледники с западной и восточной экспозициями потеряли 7,2 км², или 51 % своей первоначальной площади 1956 г.

В целом площадь оледенения Северной Джунгарии за 1956...2000 гг. сократилась на 100,212 км², или на 33,3%. Средняя скорость сокращения площади льда за 44 года составила 2,28 км²/год, или по 0,76 %/год. В последнее десятилетие 20 в. (1990...2000 гг.) темпы сокращения площади льда были чуть меньше – по 2,14 км²/год, но относительная скорость этого сокращения была выше по сравнению со средней многолетней – по 0,96 %/год. Эти величины вполне согласуются с аналогичными показателями за период 1956...1990 гг. для других районов горной Джунгарии – восточной части СЦХ – 0,79 %/год [2], бассейна р. Каратал на западе – 0,89 %/год [3], а также соседнего Заилийского Алатау (его северного макросклона) – 0,8 %/год [5], что свидетельствует об общности процессов дегляциации в регионе. В связи с сокращением размеров оледенения на 1/3, средняя площадь ледника в Северной Джунгарии уменьшилась на 0,29 км² – с 0,88 до 0,59 км². Распределение

площади оледенения Северной Джунгарии по 100-метровым высотным интервалам в 2000 г. показано в табл. 3.

Таблица 3

Распределение площади ледников (S) по высоте, км² и в %

Площадь	Интервал									
	2900...3000	3000...3100	3100...3200	3200...3300	3300...3400	3400...3500	3500...3600	3600...3700	3700...3800	
км ²	0,029	0,155	1,068	4,878	16,055	32,452	40,837	36,648	27,072	
%	0,02	0,08	0,53	2,43	8,00	16,17	20,35	18,26	13,49	
Площадь	Интервал									
	3800...3900	3900...4000	4000...4100	4100...4200	4200...4300	4300...4400	4400...4500	4500...4600	4600...4700	
км ²	17,555	11,579	5,627	2,835	2,100	1,251	0,507	0,038	0,001	
%	8,75	5,77	2,80	1,41	1,05	0,62	0,25	0,02	0,001	

Из данных табл. 3 следует, что более 2/3 площади (68,3 %) оледенения сосредоточено в 400-метровом интервале 3400...3800 м. Ниже 3400 м лежит лишь 11,0 % площади льда, а выше 3800 м – 20,7 %. Эти данные позволяют рассчитать среднюю для района высоту фирновой линии $H_{фл}$ по методу Л. Куровского, как среднюю взвешенную высоту ледниковой поверхности, в 2000 г.:

$$H_{фл} = \sum f_i h_i / F, \quad (1)$$

где f_i – площади отдельных высотных зон, h_i – их средние высоты, $F = \sum f_i$.

За рассматриваемый период средняя высота фирновой линии на ледниках СЦХ повысилась на 80 м – с 3560 до 3640 м. В связи с подъемом фирновой линии и стаиванием концевых участков ледников сократились площади областей абляции и аккумуляции. Но если площадь аккумуляции уменьшилась примерно на 66 км², или на 42 %, то площадь абляции – только на 31 км², или на 22 %. Эти изменения обусловили уменьшение величины ледникового коэффициента K_l (площадь аккумуляции / площадь абляции) с 1,11 до 0,82, а коэффициента AAR (площадь аккумуляции / площадь всего оледенения) – с 0,52 до 0,45, т.е. по району в целом площадь аккумуляции стала меньше площади абляции. Значения $K_l < 1$ и

$AAR < 0,5$ свидетельствуют о явной тенденции к проявлению неустойчивости ледниковой системы СЦХ в целом.

Объемы ледников V (км³), приведенные в табл. 4, рассчитывались по формуле Мазо - Глазырина [16], учитывающей характерные морфометрические параметры ледников – площадь F (км²), длину L (км) и уклон поверхности:

$$V = 1,63 \cdot F \cdot h_0 / (1 + \Delta z / h_0)^{0,774}, \quad h_0 = 0,073\sqrt{L}, \quad (2)$$

в которой Δz – разность максимальной и минимальной отметок ледника, км.

Таблица 4

Изменение объема ледников за 1956...2000 гг., км³

Бассейн	1956	2000	1956...2000	%
Биен	1,0590	0,7131	-0,3459	-32,7
Аксу	4,2792	2,6974	-1,5818	-37,0
Лепсы	7,1581	4,4870	-2,6711	-37,3
Всего	12,4963	7,8975	-4,5988	-36,8

По СЦХ в целом объем ледников сократился с 12,4963 до 7,8975 км³, т.е. на 4,5988 км³, или на 36,8 %, по 0,84 %/год. Уменьшение объема льда оказалось на 3,5 % больше, чем сокращение площади, что обусловлено стаиванием значительной части языков ледников, а также уменьшением толщины льда за счет абляции на сохранившихся их участках.

Потери площади и объема льда привели к существенно отрицательному балансу массы ледников B (г/см²), величина которого вычислялась по формуле:

$$B = \Delta V \cdot \rho / T \cdot F, \quad (3)$$

где ΔV – разность объемов льда в 1956 и 2000 гг., км³; T – расчетный интервал времени, число лет; F – средняя площадь оледенения за интервал T , км²; ρ – средняя плотность льда, принятая равной 0,9 г/см³. Рассчитанная по (3) средняя годовая величина баланса массы ледников бассейна р. Биен составила минус 30,5, р. Аксу – -33,2, р. Лепсы – -42,0 и для оледенения всей Северной Джунгарии – -37,3 г/см². Эта последняя величина близка к значению годового баланса оледенения северного склона Заилийского Алатау (-39,0 г/см²) за период 1955...1990 гг. [5], что еще раз говорит об общности процессов внешнего массообмена в ледниковых системах гор юго-востока страны. За 44 года ледники СЦХ со всей их площади потеряли слой льда толщиной в 16,4 м.

Первые определения величины ледникового стока для отдельных крупных долинных ледников и частных бассейнов СЦХ были предприня-

ты в середине 50-х гг. на основе натуральных измерений абляции на доступных участках языков. Так, К.Г. Макаревич в [17] представил результаты измерений таяния на леднике № 214-Берга в верховьях р. Балакоры и оценил суммарную абляцию для всего оледенения бассейна р. Лепсы за 1953...1954 гг. Правда, все стоковые характеристики в [17] даны только в процентах, а данные об объемах ледникового стока не приводятся. П.А. Черкасов [22] в 1956...1957 гг. измерял абляцию на ледниках № 166-Абая и № 172-Герасимова в истоках р. Суурсай (Суурлинка) и рассчитал ледниковый сток бассейна р. Баскан за эти годы. Однако, с точки зрения гляциогидрологии и оценки водных ресурсов гляциальной зоны, большее значение имеют определения ледникового стока и его нормы со всей площади оледенения Северной Джунгарии.

Один из первых опытов расчета стока с ледников бассейнов СЦХ принадлежит П.Ф. Лаврентьеву [14]. В основу его оценки ледникового стока была положена связь модуля термического (талого) стока, отнесенного к площади оледенения, принятой им в 329,4 км² [15], с высотой концов языков ледников. Этот способ не очень точен, в т.ч. из-за ошибок в определении высот ледниковых языков, снятых с топоосновы М 1:100000. Поэтому рассчитанный в [14] объем ледникового стока рек Биен – Аксу – Лепсы, равный 205,7 млн. м³ и 13,1 % от общего их стока, оказался существенно заниженным (по меньшей мере, на 1/3).

Позднее С.В. Гринберг [10], напротив, значительно завысил величину ледникового стока рек СЦХ, оценив её в 460 млн. м³. При расчленении гидрографа он не совсем корректно определил вклад отдельных источников питания рек: долю стока за счет снеготаяния в 31 %, а за счет таяния льда – в 34 %. Это соотношение должно быть обратным и существенно большим в пользу снеготаяния.

В монографии А.Н. Кренке [13] ледниковый сток североджунгарских рек, рассчитанный по его известной «глобальной» формуле связи суммарной абляции A (мм) с летней температурой воздуха t_n (°C) на высоте границы питания:

$$A = (t_n + 9,5)^3, \quad (4)$$

определен в 270 млн. м³.

Специально занимавшиеся расчетами водного баланса рек Северной Джунгарии И.С. Соседов и др. [18] по ранее разработанной нами методике [4], учитывающей все составляющие стока с площади ледников и морен, определили норму ледникового стока рек СЦХ в 309,4 млн. м³. Эту

же цифру повторили Г.А. Токмагамбетов и Н.В. Ерасов в [19]. Позднее И.С. Соседов и др. [6, 7] по той же методике уточнили величину среднего многолетнего ледникового стока района, доведя её до 319,2 млн. м³, составивших 17 % от общего речного стока.

В своей последней книге П.А. Черкасов [21] для установления нормы ледникового стока выбрал 1976...1977 балансовый год, по его мнению, средний по условиям режима за период наблюдений 1967...1991 гг. на леднике Шумского. Однако в 25-летнем ряде этот год никак нельзя считать средним: он был исключительно теплым, занимая второе место по интенсивности таяния после 1974 г. Кроме того, в суммарную абляцию в [21] включено и таяние сезонного снега на конечных моренах. Поэтому норма ледникового стока, рассчитанная по «среднему» 1977 г., оказалась сильно завышенной, составив в объеме 457 млн. м³ (с. 278).

Как видно из приведенного выше обзора вариантов расчета нормы ледникового стока бассейнов рек СЦХ, его значения колеблются от 206 до 460 млн. м³, с разницей между ними в 2,2 раза. При этом для расчетов у всех авторов взята стокообразующая площадь льда только одного 1956 г. из [12], т.е. без учета сокращения этой площади за счет дегляциации в последующие десятилетия.

Для определения действительного среднего многолетнего значения ледникового стока по удельной суммарной абляции A (мм) мы использовали достаточно тесную связь последней со средней летней (июнь-август) температурой воздуха t_n (°C) на высоте снеговой линии. Формула этой связи получена на основе анализа того же 25-летнего ряда (1967...1991 гг.) массбалансовых измерений на леднике Шумского:

$$A = (t_n + \Delta t + 11)^3, \quad (5)$$

где Δt – температурный скачок при переходе с морены на ледниковую поверхность, равный минус 1 °C.

В качестве базовой взята метеостанция Сарканд, расположенная в долине р. Саркан на высоте 764 м, в 35 км к северу от ледниковых истоков этой реки. Значение вертикального температурного градиента, согласно специальным проработкам П.А. Черкасова [20] и В.П. Благовещенского [1], принято равным 7,2 °C/км. Годовые величины удельной суммарной абляции за период 1956...2000 гг. рассчитаны по формуле (5) для средней многолетней высоты снеговой линии, равной 3600 м. Ледниковый сток за каждый год этого периода подсчитан с учетом изменения площади оледенения СЦХ, величины которой между реперными годами, 1956, 1990 и

2000, получены сообразно изменениям температуры воздуха на высоте границы питания (табл. 5, рис.1).

Таблица 5

Годовые значения площади оледенения и ледникового стока рек
Северной Джунгарии за 1956...2000 гг.

Год	Площадь ледников, км ²	Ледниковый сток, млн. м ³	Год	Площадь ледников, км ²	Ледниковый сток, млн. м ³
1956	300,9	400,5	1979	247,7	240,3
1957	298,4	376,0	1980	245,5	300,7
1958	297,0	216,5	1981	243,4	266,0
1959	294,8	331,6	1982	240,7	347,3
1960	293,1	251,2	1983	238,1	334,5
1961	290,9	356,4	1984	235,3	367,3
1962	287,4	521,9	1985	232,8	301,5
1963	284,9	368,9	1986	230,6	282,5
1964	282,8	309,1	1987	228,4	257,0
1965	279,3	507,2	1988	226,6	206,9
1966	276,3	431,3	1989	224,6	231,3
1967	274,6	235,3	1990	222,1	287,6
1968	272,4	333,7	1991	219,7	343,0
1969	270,6	254,6	1992	218,2	218,2
1970	268,3	319,5	1993	217,2	142,9
1971	266,1	299,4	1994	214,9	326,9
1972	264,8	180,3	1995	212,7	306,9
1973	262,6	321,7	1996	210,5	303,8
1974	259,4	471,1	1997	208,1	324,8
1975	256,9	341,9	1998	205,2	391,3
1976	254,7	312,0	1999	203,2	270,5
1977	251,7	413,5	2000	200,7	338,2
1978	249,6	272,8			

Из данных табл. 5 и рис. 1 следует, что полученное из 45-летнего ряда среднее многолетнее значение ледникового стока рек Северной Джунгарии составляет 316 млн. м³. Экстремальными годами в межгодовом ходе ледникового стока были 1962-й с максимумом стока $W_{\max} = 521,9$ млн. м³ и 1993-й с минимумом стока $W_{\min} = 142,9$ млн. м³. Сравнительно небольшая величина отношения W_{\max} / W_{\min} , равная 3,65, свидетельствует о небольшой межгодовой изменчивости ледникового стока и «гарантийности» его вклада в общий речной сток. Средний за 5-летие максимум ледникового стока пришелся на пентаду 1961...1965 гг. – 412,7 млн. м³, а минимум – на пентаду 1986...1990 гг. – 253,1 млн. м³.

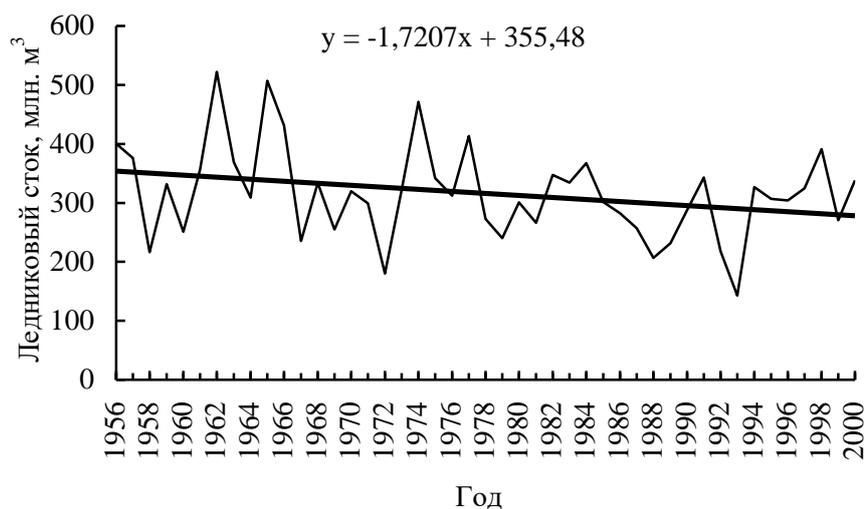


Рис. 1. Годовой ход и линия тренда ледникового стока рек Северной Джунгарии за 1956...2000 гг.

Результаты расчетов нормы общего речного и ледникового стока в замыкающих створах основных бассейнов СЦХ представлены в табл. 6.

Таблица 6

Средний многолетний сток рек Северной Джунгарии

Река - пункт	Общий сток			Ледниковый сток			F _л /F	W _л /W
	F	Q	W	F _л	Q _л	W _л		
Биен – с. Арасан	369	4,0	126	23,2	0,93	29,2	6,2	23,2
Аксу – пос. Джансугуров	1330	11,5	363	53,9	2,15	67,9	4,0	24,6
Саркан – с. Сарканд	645	7,2	228	43,7	1,74	55,0	6,8	24,1
Баскан – с. Новопокровка	883	11,0	347	64,5	2,57	81,2	7,3	23,4
Лепсы – с. Лепсинск	1220	20,9	658	65,7	2,62	82,7	5,4	12,6
Сумма (среднее)	4447	54,6	1722	251,0	10,01	316,0	5,6	18,4

Примечание: F и F_л – общая площадь бассейна и средняя площадь ледников, км²;
 Q и Q_л – средний годовой расход общего и ледникового стока, м³/с;
 W и W_л – объем общего и ледникового стока, млн. м³; F_л/F – доля площади ледников в общей площади бассейна, %; W_л/W – доля ледникового стока в общем речном стоке, %.

При анализе рядов стока основных рек Северной Джунгарии выявлено, что тесная корреляционная связь между величинами общего и ледникового стоков отсутствует, хотя оба они испытывают влияние одного и того же комплекса физико-географических, а особенно – климатических, факторов. Вместе с тем сопоставление временных рядов обоих стоков за 42 года на примере р. Саркан (рис. 2), как и следовало ожидать, исходя из

природы этих стоков, показывает их достаточно выраженную асинхронность: периодам с высокой водностью общего стока соответствует пониженный ледниковый сток и, наоборот, чем и определяется заметное регулирующее влияние ледников на колебания общего речного стока.

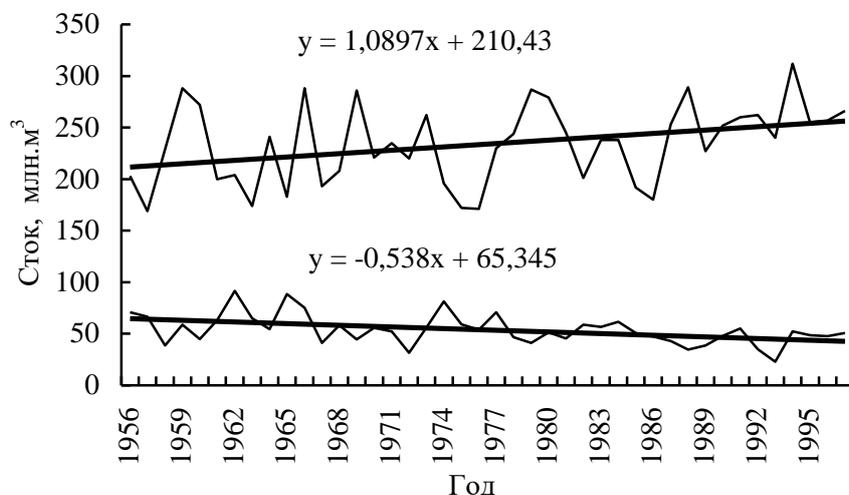


Рис. 2. Годовой ход общего (верхняя кривая) и ледникового стока (нижняя кривая) р. Саркан за 1956...1997 гг.

Еще более явственно эта асинхронность выявляется при сравнении интегрально-разностных кривых стока р. Саркан (рис. 3).

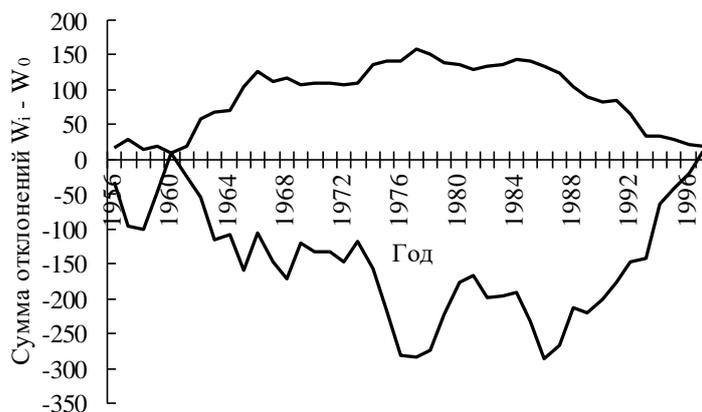


Рис. 3. Интегрально-разностные кривые общего (верхняя кривая) и ледникового (нижняя кривая) стока р. Саркан за 1956...1997 гг.

Ход кривой ледникового стока более плавный, без резких пиков, а для общего стока характерен большой размах колебаний, связанный с

большой величиной (в 15 раз) стокообразующей площади. Отмеченные особенности во временном ходе общего и ледникового стока свойственны для всех бассейнов северного макросклона хребта, а особенно – для наиболее «оледенелых» бассейнов Баскана и Лепсы.

Судя по натурным измерениям годовой аккумуляции и абляции на леднике Шумского в 1966...1991 гг. [21], коэффициент ледникового стока в этом периоде в среднем равен 1,11. В отдельные годы он существенно превышает единицу вследствие значительного таяния и расхода запасов многолетнего льда или, наоборот, оказаться меньше её из-за повышенного накопления снега и холодного лета. Так, в 1972 г. коэффициент ледникового стока со всей поверхности ледника Шумского составил лишь 0,25, а в 1974 и 1982 гг. он превышал 2,50, достигая в нижней части языка ледника 4...5. Средняя величина слоя стока с неледниковой поверхности речных бассейнов составляет 342 мм, а с площади ледников – 1259 мм, т.е. в 3,7 раза больше (как и модуль стока). Этим и определяется ценность и значимость существующих ледников как важнейшего источника и ресурса воды. Доля ледникового стока в общем годовом речном стоке в среднем за 45 лет определена в 18,4 %. В период абляции его доля в замыкающих створах увеличивается до 30...40 %. Можно полагать, что эти цифры достаточно адекватно отражают долю ледникового питания рек СЦХ во второй половине 20 века. За 1956...2000 гг. в общий сток за счет талых ледниковых вод поступило 14,2 км³ воды.

Внутригодовое распределение стока рек с ледниковым питанием существенно отличается от такового у рек, в бассейнах которых оледенение отсутствует. Для сравнения взяты та же р. Саркан и «безледниковая» р. Кызылагаш на западе СЦХ. Сопоставление данных месячного стока этих рек в средний по водности год показывает (рис. 4), что относительный максимальный сток р. Кызылагаш приходится на март – май (53,5 %), а у р. Саркан – на июнь – август (54,4 %). Как видим, максимум стока у рек с ледниковым питанием, по сравнению с реками без ледников, сдвигается с весны на лето, когда потребность в воде для сельского хозяйства наиболее ощутима. Этот факт еще раз подчеркивает важность стока ледниковых рек для обеспечения поступления поливной воды на орошаемые земельные массивы.

Изменения, могущие произойти во внутригодовом распределении стока рек с ледниковым питанием при дальнейшей деградации оледенения, детально рассмотрены в работе В.В. Голубцова [9] на примере рек Шилик и Шарын на юге Алматинской области.

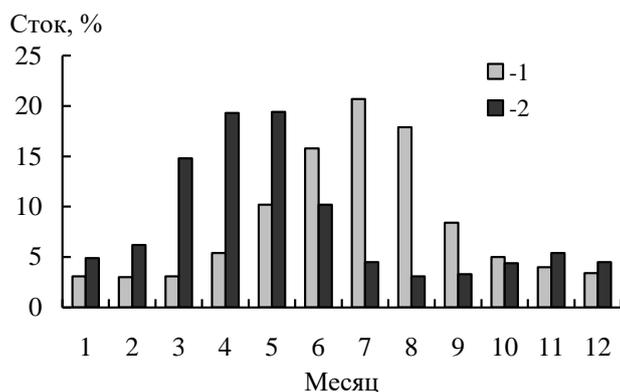


Рис. 4. Месячный сток среднего по водности года ледниковой р. Саркан (1) и «безледниковой» р. Кызылагаши (2).

Следует отметить еще один примечательный факт. Как видно на рис. 2, ледниковый сток р. Саркан за рассматриваемый период монотонно уменьшался за счет сокращения площади льда. Вместе с тем общий сток реки, судя по линии тренда, увеличивался, особенно в последние годы. Такое, вроде бы, «несоответствие» может иметь единственное объяснение: общий сток повышается в связи с увеличением осадков в горных водосборах, обусловленным потеплением климата. Аналогичная ситуация имеет место и во всех других ледниковых бассейнах Северной Джунгарии.

В последнее десятилетие 20 века и в первую декаду 21 века, несмотря на повышенный температурный фон, обеспечивающий увеличение удельной суммарной абляции, ледниковый сток рек Северной Джунгарии, как и в других частях этой горной системы, например, на западе – в бассейне р. Каратал [3], продолжал уменьшаться из-за прогрессирующей деградации оледенения. Судя по прогнозам климатологов и гляциологов, в результате ожидаемого дальнейшего потепления процессы дегляциации и сокращения ледникового стока в горах юго-востока Казахстана будут продолжаться в течение ближайших десятилетий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Благовещенский В.П. Температурный режим высокогорных районов Средней Азии и Казахстана // Ледники, снежный покров и лавины горных районов Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1989. – С. 53-73.
2. Вилесов Е.Н., Морозова В.И. Ледники и ледниковый сток в бассейнах рек Тентек и Ргайты в Джунгарском Алатау // Гидрометеорология и экология. – 2005. – № 4. – С. 125-135.

3. Вилесов Е.Н., Морозова В.И. Современные тенденции изменения размеров оледенения и ледникового стока в бассейне р. Каратал, Западная Джунгария // Гидрометеорология и экология. – 2006. – № 3. – С. 80-92.
4. Вилесов Е.Н., Соседов И.С. и др. Опыт оценки ледникового стока рек северного склона Заилийского Алатау // Вестник АН КазССР. – № 11. – 1973. – С. 25-31.
5. Вилесов Е.Н., Уваров В.Н. Эволюция современного оледенения Заилийского Алатау в XX веке. – Алматы: КазНУ, 2001. – 252 с.
6. Водный баланс и водные ресурсы северного склона Джунгарского Алатау. Алма-Ата: Наука, 1984. – 152 с.
7. Гидрологические и водохозяйственные аспекты Или-Балхашской проблемы. Л.: Гидрометеоздат, 1989. – 310 с.
8. Глазырин Г.Е. Влияние площади и ориентации ледников на их сокращение при изменении климата // Материалы гляциол. исслед. – Вып. 103. – 2007. – С. 118-123.
9. Голубцов В.В. Изменение водных ресурсов и режима рек в результате деградации горного оледенения в их бассейнах // Гидрометеорология и экология. – 2008. – № 1. – С. 47-62.
10. Гринберг С.В. Условия формирования и расчет максимального стока рек северного склона Джунгарского Алатау. Алма-Ата: Казгосиздат, 1963. – 156 с.
11. Зенкова В.А. Ледники Джунгарского Алатау // Вопросы географии Казахстана. Вып. 3. Алма-Ата: АН КазССР, 1959. – С. 138-155.
12. Каталог ледников СССР. Том 13. Вып. 2. Часть 6. Бассейны рек Биен, Аксу, Лепсы. Л.: Гидрометеоздат, 1970. – 84 с.
13. Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеоздат, 1982. – 288 с.
14. Лаврентьев П.Ф. Влияние оледенения на основные характеристики речного стока на примере рек северного склона Джунгарского Алатау // Материалы гляциол. исслед. Вып. 9. – 1964. – С. 116-121.
15. Лаврентьев П.Ф. Современное оледенение Джунгарского Алатау // Известия ВГО, т. 90, Вып. 2. – 1958. – С. 166-170.
16. Мазо А.Б., Глазырин Г.Е. Метод расчета объема стационарного горного ледника // Труды САРНИГМИ, 1986, Вып. 117(198), С. 88-98.
17. Макаревич К.Г. Гидрологический режим Лепсинских ледников в Джунгарском Алатау // Вестник АН КазССР, № 9 (162). – 1958. – С. 48-60.

УДК 551.506.2:551.506.51(574)

ХАРАКТЕРНЫЕ НАГОНЫ МОРСКОЙ ВОДЫ НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Канд. геогр. наук Н.И. Ивкина

В статье описаны наиболее характерные нагоны морской воды на северо-восточное побережье Каспийского моря, зафиксированные в последнее двадцатилетие.

Ветровые нагоны, возникающие под действием касательных напряжений ветра на водную поверхность, по сложности, многообразию и важности занимают особое место для целей практики и познания закономерностей динамики вод. Для северо-восточного побережья Каспийского моря они являются основным видом короткопериодных колебаний уровня моря. Статистика нагонных явлений в исследуемом районе Каспия показывает, что за месяц здесь происходит в среднем 3...5 нагонов различной интенсивности. Поэтому крайне важно располагать сведениями о характерных для данного района нагонах и условиях их возникновения.

Как показали исследования, подъем уровня моря до 1 м возникает при скорости ветра 10...15 м/с и его продолжительности от 10...12 часов до 1...2 суток. При сильных ветрах со скоростью 15...25 м/с высота нагона может достигать 1,0...1,5 м и более. Распределение нагонов внутри года имеет свою закономерность, связанную с периодами возникновения штормовых ветров. Средняя высота нагонов в многолетнем разрезе изменяется от 50 до 70 см. Наиболее высокие редкой повторяемости нагоны характерны в основном для весны и осени, но также могут наблюдаться в начале зимы. Общая продолжительность нагонов изменяется от 1 суток до 2...3 недель. Время подъема уровня до наивысшей отметки – от нескольких часов до 10 дней, а его продолжительность связана с формой гидрографа уровня [1-2].

Анализ, проведенный по данным наблюдений на М Пешной, показал, что наибольшие высоты нагонных волн были зафиксированы в мае 1990 г. (1,45 м), декабре 1991 г. (1,29 м), в июне 1996 г. (1,19 м), декабре 1998 г. (1,0 м), апреле 1999 г. и 2000 г. (1,29 м и 1,72 м соответственно). За последние 5...7 лет в данном секторе также были отмечены крупные нагоны следующей интенсивности:

- 27...29 апреля 2001 г. при западных ветрах со скоростью 20 м/с был сформирован нагон высотой 0,8 м (отметка уровня моря минус 26,4 м БС);
- 3...14 марта 2002 г. юго-западные ветры вызвали подъём уровня моря до отметки минус 26,36 м БС (высота нагона – 0,94 м);
- 29 апреля...3 мая 2003 г. наблюдался нагон высотой 0,8 м (минус 26,5 м БС);
- 5...6 апреля 2004 г. – 0,96 м (отметка уровня моря минус 26,04 м БС);
- 28 апреля...1 мая 2004 г. в районе МГП Жамбай зарегистрирован опасный нагон. В результате продолжительного юго-восточного ветра уровень моря поднялся на 0,98 м и достиг отметки минус 25,72 м. Согласно донесению Атырауского ЦГМ затоплений и разрушений в данном районе не отмечалось, благодаря тому, что посёлок Жамбай со стороны моря обнесён дамбой с отметкой выше минус 24,0 м;
- 23...24 октября 2004 г. в районе от дельты р. Урал до мыса Буриншик произошёл штормовой нагон морской воды, который превысил особо опасную отметку (минус 25,9 м);
- 23...24 июня 2005 г. на восточном побережье Северного Каспия в районе от устья р. Эмбы до залива Комсомолец в результате усиления западного ветра произошёл особо опасный нагон морской воды с повышением уровня моря более чем на 2,0 м;
- 5...18 октября 2005 г. юго-восточные ветры вызвали подъем уровня моря до отметки минус 26,64 м БС (высота нагонной волны составила 0,76 м).

Ниже приводится описание наиболее характерных нагонов на казахстанское побережье.

Нагон 1...8 мая 1990 г.

Нагон 1...8 мая 1990 г. был катастрофическим для всего казахстанского побережья, приведший к затоплению значительных площадей и нанесший существенный материальный ущерб экономике Казахстана. По расчетам ущерб, вызванный нагонными водами Каспийского моря от 4 мая 1990 г., месторождению Терень-Узьяк НГДУ «Кульсарынефть» составил более 1,2 млн. долларов США. Это явление было вызвано активной циклонической деятельностью в этом районе, что привело к усилению нагонного ветра над Северным Каспием. Расходимость атмосферных по-

токов над Каспием и термический контраст воздушных масс создали условия для циклоногенеза на средиземноморском фронте. В частности, фронтальные волны в районе Кавказа развивались в малоподвижные циклоны между югом Урала и дельтой Волги. За период с 1 по 3 мая произошло увеличение градиентов атмосферного давления и как следствие увеличение скорости ветра. Как видно на рис. 1 скорость ветра достигала 20 м/с, преобладающее направление ветра перед нагоном – западное и юго-западное. По высоте этот нагон относится к крупным, редкой повторяемости. Он является однопиковым нагоном с большой интенсивностью подъема уровня и малой его продолжительностью [3].

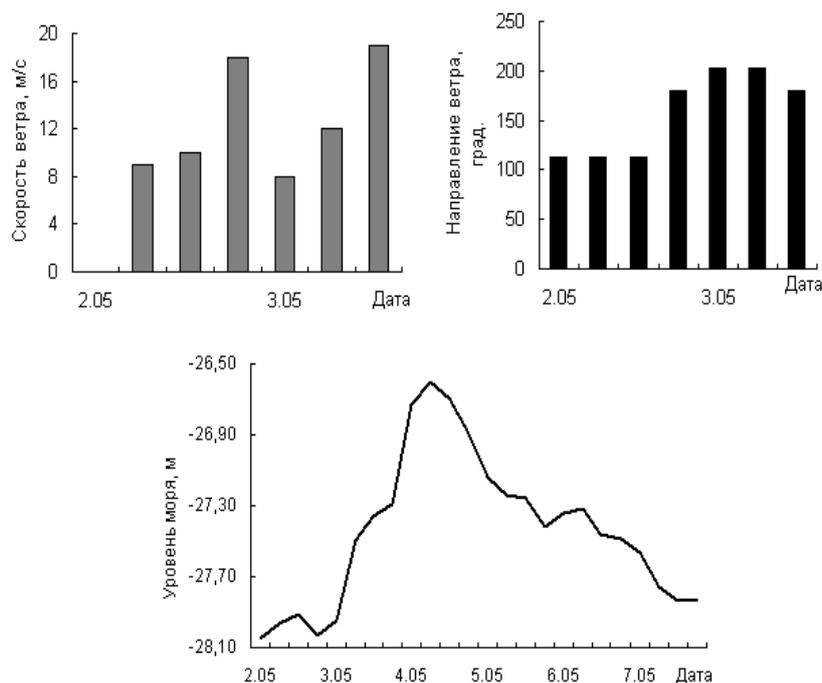


Рис. 1. Ход уровня моря и характеристики ветра по М Пешной во время нагона 1...8 мая 1990 г.

Нагон 5...6 апреля 2004 г.

Развитие нагонной ситуации, которая наблюдалась с 5 по 6 апреля 2004 г., происходило следующим образом. Устойчивый юго-западный ветер вывел уровень из равновесия, затем при увеличении скорости ветра до 14...16 м/с (порывами до 18 м/с) происходило нарастание уровня моря. Данный нагон относится к категории опасных нагонов и также является однопиковым нагоном (рис. 2).

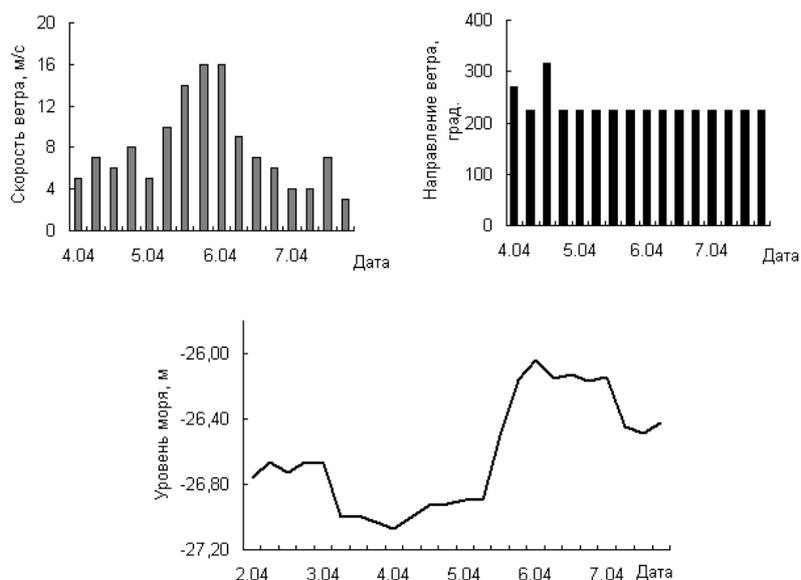


Рис. 2. Ход уровня моря и характеристики ветра по М Пешной во время нагона 2...7апреля 2004 г.

Нагон 23...24 октября 2004 г.

В результате сильных продолжительных (более 2 суток) ветров западных направлений, произошёл штормовой нагон морской воды на восточное побережье Северного Каспия от дельты р. Урал до мыса Бурыншик. По данным наблюдений автоматических регистраторов уровня моря, установленных нефтяной компанией Аджип (Agip Ко) на искусственных островах Кайран и Актоты, уровень моря поднялся на 2,46 м и составил минус 25,54 м, превысив особо опасную отметку (минус 25,90 м). На рис. 3...4 приведены совмещенные графики направления и скорости ветра по станциям Кайран и Карабатан, которые свидетельствуют, что в данном районе в указанные даты преобладал ветер западных направлений. Как видно на рис. 3 скорость ветра над морем в районе станции Кайран достигала 28 узлов, что соответствует 14 м/с – сильный ветер по шкале Бофорта. Такое усиление ветра вызвало повешение уровня воды. На рис. 5...6 приведены графики хода уровня воды по этим же станциям Кайран и Актоты. На этих графиках отчетливо видно, что уровень воды превысил 2,4 и 2,2 м соответственно. Превышение отметки 2,1 м по утвержденным критериям является особо опасным нагоном.

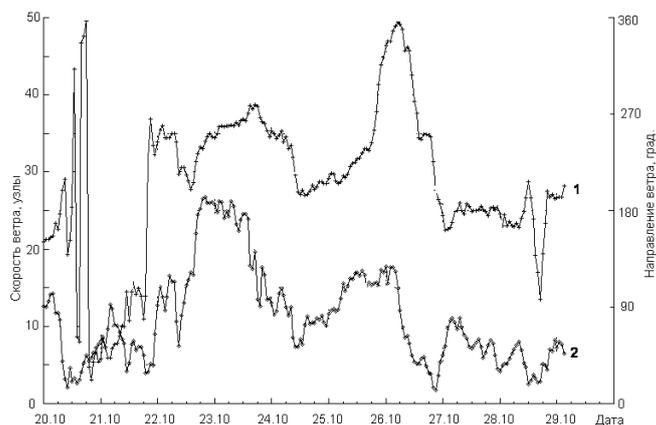


Рис. 3. Скорость (в узлах) и направление ветра по островной станции Кайран (Agir Ko) за период с 20 по 30 октября 2004 г.
1 – направление ветра, 2 – скорость ветра.

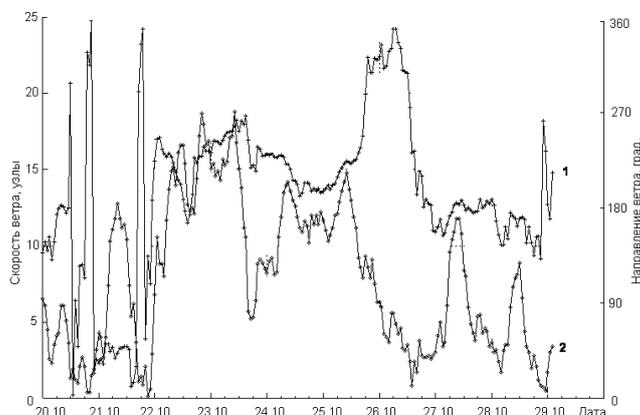


Рис. 4. Скорость (в узлах) и направление ветра по островной станции Карабатан (Agir Ko) за период с 20 по 30 октября 2004 г.
1 – направление ветра, 2 – скорость ветра.

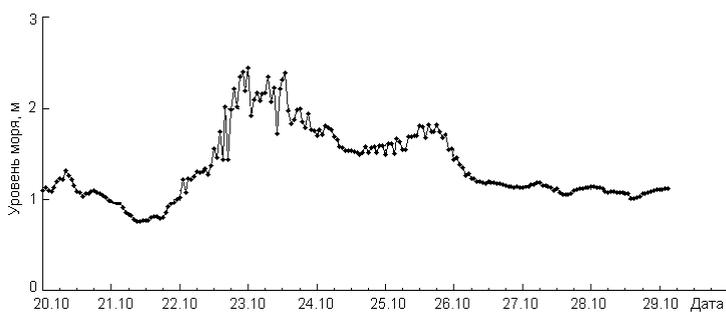


Рис. 5. Ход уровня воды по островной станции Кайран (Agir Ko) за период с 20 по 30 октября 2004 г.

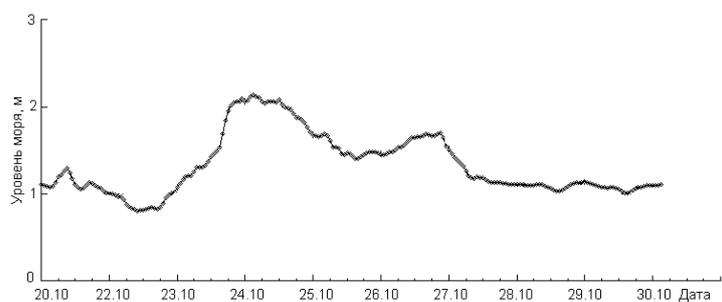


Рис. 6. *Ход уровня воды по станции Актоты (Agir Ko) за период с 20 по 30 октября 2004 г.*

По телефонному донесению из Алматинского отдела РГП «Казсе-лезашита» вода дошла до дамбы, расположенной в 10...15 км от береговой линии. Затопление побережья подтверждают космические снимки (рис. 7), полученные со спутника NOAA-17 до нагона (а) и после (б).

а)

б)

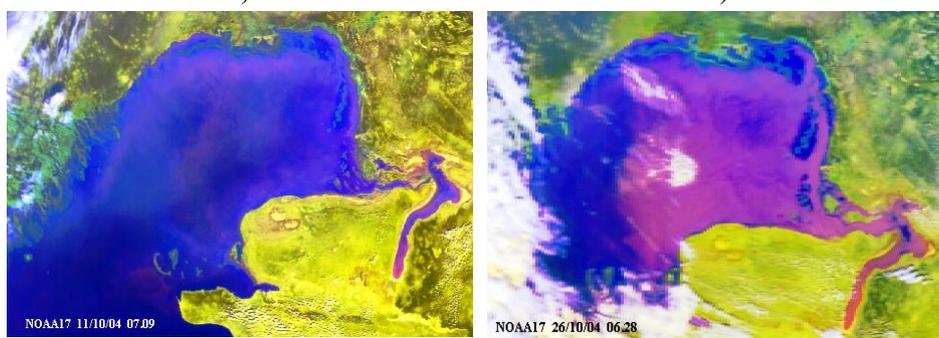


Рис. 7. *Космический снимок со спутника NOAA-17 за 11 октября 2004 г. (а) и 26 октября 2004 г. (б)*

Нагон 19...21 ноября 2004 г.

Данная нагонная ситуация была сформирована ветрами юго-восточного направления с максимальной скоростью 9 м/с (рис. 8). Высота подъема уровня на М Пешной составила 0,55 м, но как свидетельствуют очевидцы, наибольшую силу данный нагон имел на восточном побережье Северного Каспия. Был затоплен район автодороги Каратон – промысел Терень-Узек, который находится в 20 км от уреза воды. В результате затопления автодорогу размыло, образовались наносы тростника. По данным М Пешной данный нагон можно отнести к критическим нагонам.

Нагон 23...24 июня 2005 г.

В период 23...24 июня 2005 г. через средний Урал на север Казахстана смещался глубокий циклон, ложбина которого оказывала влияние на

Северный Каспий. В тыл этому циклону распространялась через Средний Каспий область высокого давления.

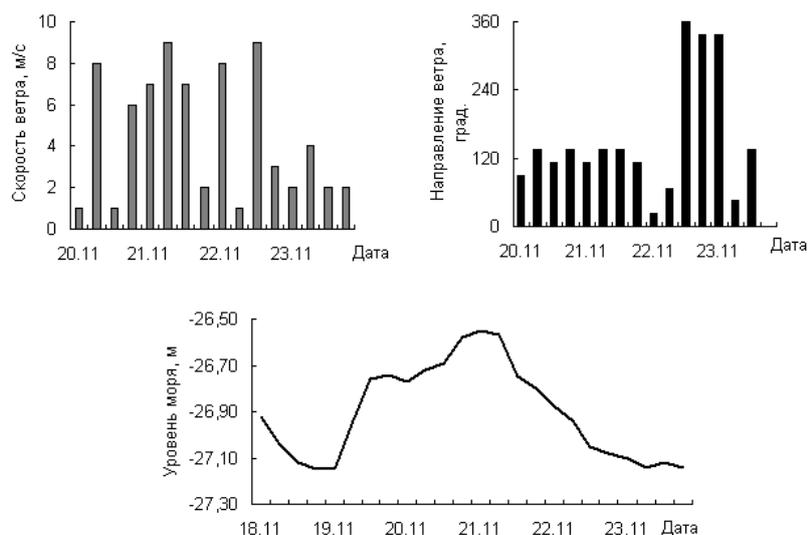


Рис. 8. Ход уровня моря и характеристики ветра на М Пешной во время нагона 18...23 ноября 2004 г.

Произошло увеличение барических градиентов, что вызвало усиление скорости ветра до 7...15 м/с с порывами до 20...27 м/с. Анализ карт АТ700 и АТ500 показал, что в этот период происходила активизация высотной фронтальной зоны и сохранялся устойчивый западно-восточный перенос воздушных масс, затем ложбина сместилась в восточном направлении и расположилась над центральным Казахстаном. Направление ветра над северной частью Каспия оставалось западным, но произошло некоторое уменьшение его скорости до 5...8 м/с. Продолжительный сильный ветер западного направления привел к образованию нагона (более 2 м) на востоке Каспийского моря. В данном районе в этот период работали автоматические станции компании Аджип: Кайран и Кашаган. На рис. 9 представлен ход уровня моря по этим станциям в период прохождения нагона. Как видно высота уровня моря в районе станции Кайран достигала 2,9 м (минус 25,1 м БС), а на открытой акватории – 3,1 м (минус 24,9 м БС).

В 2006 г. опасных нагонов по данным М Пешной не наблюдалось, тем не менее, было зафиксировано несколько характерных нагонов превышающих критическую отметку (минус 26,6 м БС).

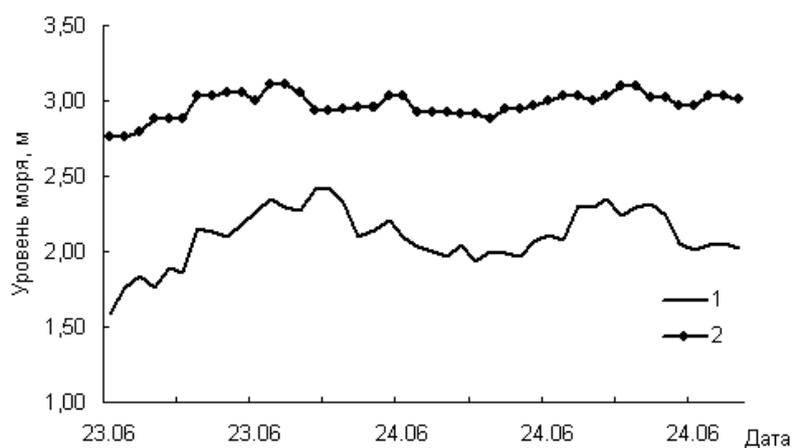


Рис. 9. Ход уровня моря по станциям Кайран (1) и Кашаган (2) в период прохождения нагона 23...24 июня 2005 г.

Нагон 21...31 мая 2006 г.

Развитие нагонной ситуации, которая наблюдалась с 21 по 31 мая 2006 г., происходило следующим образом (рис. 10). В начале периода над Каспийским морем располагалась область высокого давления, которая была ориентирована в северо-восточном направлении и медленно продвигалась в восточном направлении, а с запада перемещался циклон. Над северной частью моря отмечалось увеличение градиентов. Вначале изобары были направлены с юго-запада на северо-восток, затем – с запада на восток. Нагон двухпиковый. Вызван он ветрами юго-западного направления, скорость которых достигала 10 м/с. Первоначально наблюдался первый нагон, который вывел уровень из равновесия, а затем сформировался следующий. Этот нагон не был опасным, подъем уровня моря составил 0,42 м, но, учитывая малые уклоны дна и прилегающей суши, территория была затоплена.

Нагон 1...10 мая 2007 г.

В 2007 г. 1...2 мая на северо-восточном побережье произошло нагонное повышение уровня моря выше критической отметки. Развитие нагонной ситуации происходило следующим образом. В начале периода над Каспийским морем располагалась область высокого давления, которая была ориентирована в северо-восточном направлении и медленно продвигалась в восточном направлении, а с запада перемещался циклон. Над северной частью моря отмечалось увеличение градиентов. Изобары были направлены с юго-запада на северо-восток. Сначала сформировался один нагон, в результате которого в районе М Пешной уровень моря поднялся

до отметки минус 26,53 м БС. Затем (9...10 мая) произошло повторное повышение уровня выше критической отметки. 9 мая уровень моря поднялся до отметки минус 26,52 м, а 10 мая – минус 26,47 м БС (рис. 11). Высокое стояние уровня моря сохранялось около двух суток.

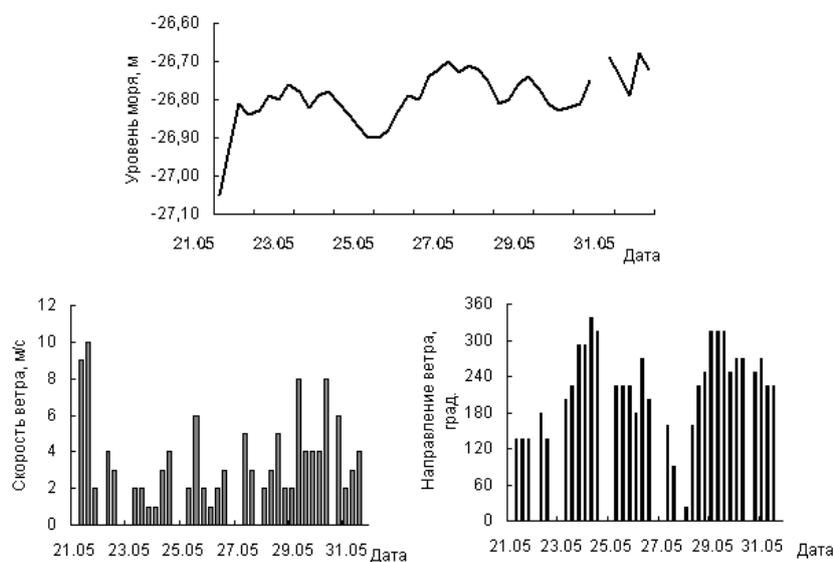


Рис. 10. Ход уровня моря и характеристики ветра по М Пешной во время нагона 21...31 мая 2006 г.

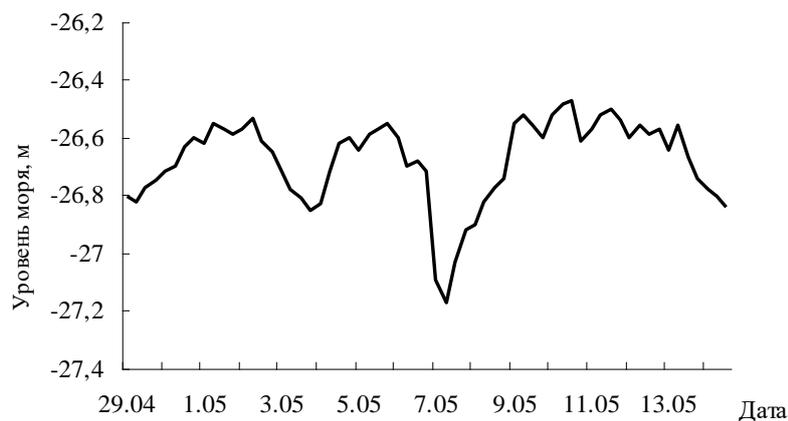


Рис. 11. Ход уровня моря по М Пешной за период с 29 апреля по 10 мая 2007 г.

Нагон 17...20 апреля 2008 г.

В период с 17 по 20 апреля 2008 г. в районе МГП Жамбай зафиксирован случай с опасным нагонным повышением уровня моря. Нагон

был вызван ветрами юго-восточного направления со средней скоростью 12...15 м/с и с порывами до 20 м/с. Ветра данного направления являются эффективными для нагонов в этом районе моря. Нагон был однопиковый, с резким подъемом уровня до минус 25,85 м БС, стояние которого сохранялось почти сутки, а затем в течение 1,5 суток происходил спад уровня (рис. 12). Этот нагон также вызвал наводнение на побережье.

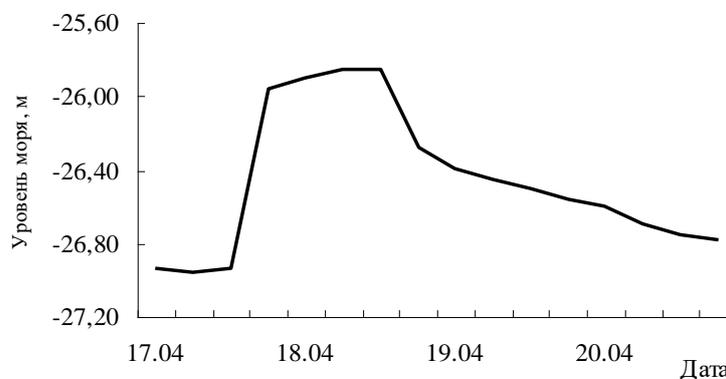


Рис. 12. Ход уровня моря по МГП Жамбай за период с 17 по 20 апреля 2008 г.

Как следует из приведенных примеров, непериодические колебания уровня Каспийского моря являются проблемой, без решения которой невозможно разрабатывать планы по стратегии в непредвиденных обстоятельствах в случаях затопления. Необходимо отметить, что в современных условиях при высоком стоянии уровня Каспия нагоны даже более 40 см вызывают затопление прибрежных территорий, нанося серьезный ущерб хозяйствующим объектам. Поэтому, совершенно очевидно, что характеристики нагонных явлений необходимо учитывать при освоении и использовании прибрежной зоны, а также при планировании и проведении природоохранных мероприятий, связанных с конкретным морским бассейном.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архангельский М.М. Сгонно-нагонные явления в устьях рек, впадающих в моря без приливов // Труды ГОИН. – 1965. – Вып. 28/40. – С. 46-63.
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том IV. Каспийское море, Вып. 1. Гидрометеорологические условия. – СПб: Гидрометеоиздат. – 1992. – 359 с.
3. Ивкина Н.И. Ветровые нагоны морской воды, их моделирование и влияние на окружающую среду северо-восточного Каспия: Автореф.

дис. ... канд. геогр. наук / Казахский национальный университет им.
Аль-фараби. – Алматы, 1998. – 25 с.

РГП «Казгидромет», г. Алматы

КАСПИЙ ТЕҢІЗІНІҢ СОЛТҮСТІК ШЫҒЫС ЖАҒАЛАУЫНА ТӘН ТЕҢІЗ СУЫНЫҢ ЖЕЛБӨГЕТІ

Геогр. ғылымд. канд. Н.И. Ивкина

*Мақалада соңғы жиырмажылдықта тіркелген Каспий
теңізінің солтүстік шығыс жағалауына аса тән теңіз суының
желбөгеті сипатталады*

УДК 556. 536; 556, 166/107

РЕКА ЖАЙЫК (УРАЛ): УГРОЗА НАВОДНЕНИЙ В НИЖНЕМ ТЕЧЕНИИ В СОВРЕМЕННЫХ УСЛОВИЯХ

Доктор геогр. наук Р.И. Гальперин
Т.В. Колча
А. Авезова

Проанализированы характеристики высоких половодий на р. Жайык: максимальные расходы и уровни воды, частота затопления поймы. По архивным данным и полевым материалам института «Энергия» (бывший институт Энергосетьпроект) оценены разливы реки в разных створах. Проанализировано влияние Ириклинского водохранилища на характеристики высоких половодий, включая трансформацию максимального расхода воды вниз по течению реки.

Наводнения остаются самым убыточным явлением природы, о чем свидетельствует многочисленная статистика [7, 9, 12]. Более того, в эпоху климатических перемен, к коим относится и современная, опасные явления природы учащаются, а увеличение концентрации населения и производств вблизи водных объектов постоянно усиливает соответствующие риски. Человечество обречено жить под постоянной угрозой наводнений.

Но, с другой стороны, очевидны и противоположные тенденции, связанные с зарегулированием речного стока крупными водохранилищами. Больше всего они влияют именно на максимальный сток. В то же время никакие хозяйственные мероприятия, никакие превентивные меры, не дают полной гарантии от разрушительных наводнений. Пример тому – Миссисипи – одна из самых зарегулированных крупных рек мира; несмотря на большое количество регулирующих сток сооружений, обвалование реки, несколько лет назад её низовья, подверглись затоплению, включая Новый Орлеан, более 100 лет до того «отдыхавший» от подобных бедствий. Более того, при высоком половодье в случае заблаговременного в году заполнения водохранилища (например, при неверном прогнозе) его наличие только увеличивает угрозу затопления ниже лежащих территорий, что и произошло на некоторых реках Казахстана в 1993 году. И особенно велика опасность разрушения плотин, например, при прохождении паводка выше расчетного. Так, в 1951 г. на р. По была разрушена лучшая в

мире [14] защитная система, что стоило жизни ста человекам, а экономике Италии – потери четверти годового бюджета страны. Тем не менее, в обычных условиях эксплуатации водохранилища умеряют мощь высоких половодий и паводков, снижают опасность затопления территорий.

Река Жайык (Урал) характеризуется исключительно высокими половодьями. В 1957 г. на посту с. Кушум зафиксирован максимальный расход воды $14000 \text{ м}^3/\text{с}$, а по российским данным по реке проходил расход $18400 \text{ м}^3/\text{с}$ [13]. Это – рекордные показатели по рекам Казахстана, хотя по общей водности р. Жайык – лишь четвертая из них, уступая Ертису почти в 2,5 раза. А.А. Чибилев называет ее «рекой весеннего половодья» [13]. Значительны разливы реки в казахстанской части ее бассейна. Здесь пойма реки имеет ширину 6...15 км. А по [10] южнее с. Калмыково, где воды Жайыка сливаются с водами Узеней, общая ширина разлива может достигать 100 км. Однако, после создания в России ряда водохранилищ, в первую очередь Ириклинского – с полным объемом $3,3 \text{ км}^3$, ситуация изменилась. Ранее произведенное сравнение [4, 5] дало следующие результаты. До 1958 г. в створе с. Кушум максимальные расходы воды на пике половодья в 1922, 1942, 1946, 1957 гг. составляли $9200...14000 \text{ м}^3/\text{с}$, а после 1958 г. было лишь два значительных пика – 10600 и $7320 \text{ м}^3/\text{с}$ – в 1970 и 1971 гг. соответственно. В створе с. Кушум средний из годовых максимальных расходов воды (Q_{max}) снизился примерно вдвое, а стандарт отклонения – почти в 2,5 раза. В створе с. Махамбет (с. Тополи) эти соотношения составляют примерно 1,5 и 4. Критерии Стьюдента и Фишера с очевидностью свидетельствуют о неоднородности рядов Q_{max} , причем, статистика Фишера «зашкаливает» за критические значения соответствующей таблицы.

Однако, не следует целиком относить эту разницу за счет влияния водохранилища. С середины 70-х гг. началась новая фаза глобального потепления, именно в это время произошли заметные изменения в водности и режиме рек данного района (в частности в бассейнах Волги, Жайык) [6, 11]. Неслучайно на р. Жайык после 1971 г. не было ни одного выдающегося максимального расхода воды. В итоге при расчетах стока за современный период использовалась лишь часть временного ряда, а именно с 1974 г.

Трансформация выдающихся Q_{max} по длине реки неодинакова в условиях условно-естественного стока (до 1957 г.) и в последующие годы. Как показали расчеты, на бесприточном 587-километровом участке между селами Кушум и Махамбет в первый период величина среднего максимального расхода воды (обеспеченностью 50 %) снижалась в среднем на 24 %, то

есть примерно 4 % на каждые сто километров. Но выдающиеся расходы уменьшались (ΔQ) гораздо сильнее, причем, тем значительнее, чем больше расход воды (табл. 1). Самые высокие расходы воды до ввода в строй Ириклинского водохранилища снижались так: в период 1936...1957 гг. – при $Q_{\max} = 5000 \text{ м}^3/\text{с}$ – примерно на 30 %, при $Q_{\max} = 14000 \text{ м}^3/\text{с}$ – на 63 %. Эти соотношения получены по выведенной связи (рис. 1)

$$\Delta Q = 0,0036Q + 12,5, \quad (1)$$

где ΔQ – уменьшение Q_{\max} на участке, %; Q – максимальный расход воды редкой повторяемости в верхнем створе (с. Кушум).

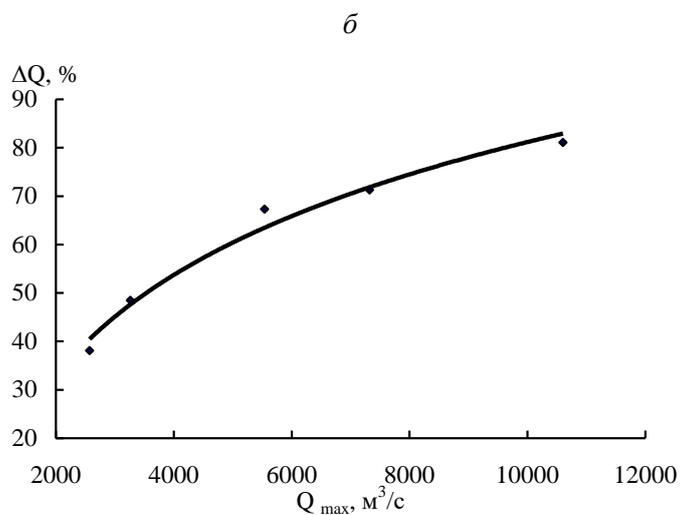
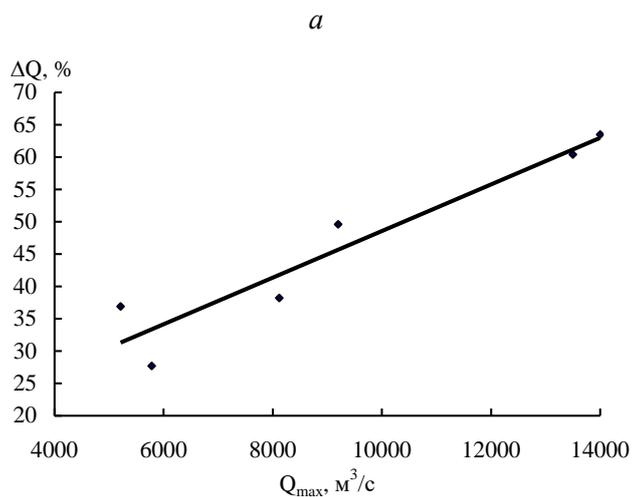


Рис. 1. Уменьшение выдающихся максимальных расходов воды р. Жайык на участке с. Кушум – с. Махамбет. а) – до 1957 г., б) – после 1957 г.

Таблица 1

Максимальные расходы воды ($\text{м}^3/\text{с}$) в створе с. Кушум и процент их снижения в створе с. Махамбет в годы с высоким половодьем

Год	Расходы воды в створе с. Кушум, $\text{м}^3/\text{с}$	Уменьшение расхода, %
До 1957 г.		
1941	5780	27,7
1942	13500	60,4
1946	9200	49,6
1947	5210	36,9
1948	8120	38,2
1957	14000	63,5
После 1957 г.		
1970	10600	81,1
1971	7320	71,3
1990	2570	38,1
1993	3260	48,5
1994	5540	67,3

С введением в строй Ириклинского водохранилища трансформация выдающихся Q_{max} стала еще большей. За период 1958...2005 гг. ее величина выражена уравнением

$$\Delta Q = 30 \ln Q - 195. \quad (2)$$

При $Q_{\text{max}} = 2000 \text{ м}^3/\text{с}$ в створе с. Кушум на данном участке он снижается теперь на 30 %, при $Q_{\text{max}} = 10000 \text{ м}^3/\text{с}$ он снизился бы более, чем на 80 %. Как указывалось, современную ситуацию по расходам воды характеризует период с 1974...2004 гг. В итоге рассчитанный максимальный расход воды обеспеченностью 1 % снизился бы более, чем втрое – с 6340 до 2050 $\text{м}^3/\text{с}$ (снятый с кривой обеспеченности $Q_{1\%}$ в нижнем створе 2005 $\text{м}^3/\text{с}$, невязка – 2 %, что в целом свидетельствует об удовлетворительной сходимости результатов оценки по двум методам), а расход обеспеченностью 10 % – примерно вдвое. В итоге максимальный расход, обеспеченностью 1 % снижается на участке между с. Кушум и с. Махамбет примерно на 11 % на каждые 100 км расстояния.

На 118-километровом участке от с. Махамбет до г. Атырау среднее снижение Q_{max} – всего на 3,3 %, причем, в отдельные годы зафиксированный Q_{max} даже увеличивается на этом участке. Заметим, что подобные различия – в пределах точности измерения расхода воды, а тем более – точности оценки максимума по кривой $Q = f(H)$. В таблице 2 приведены значения максимальных уровней воды в реках, рассчитанных за периоды

до 1957 г. и за 1958...2004 гг. В большинстве случаев использован метод усеченных распределений (методика – в [1, 2]).

Рис. 2 иллюстрирует изменение горизонта воды (м БС) обеспеченностью 1 % по длине казахстанского участка р. Жайык по состоянию на современный период – 1958...2004 гг.

Таблица 2
Максимальные уровни воды (см. над «0 поста») обеспеченностью 1 % в разных створах р. Жайык за два периода

Створ	Расстояние от устья, км	Период, гг.	H _{1%} , см	Метод расчета	C _s
г. Уральск	799	1938...1957	1021	у	-1,4
		1958...2004	875	п	-0,6
с. Кушум	732	1912...1957	959	у	-1,0
		1958...2004	897	п	-0,6
пос. Мергеневский	560	1942...1957	1409	у	-1,0
		1958...2004	1185	у	1,0
с. Калмыково	385	1937...1957	1242	у	-1,4
		1958...2004	953	у	2,0
г. Атырау	27	1922...1957	407	п	-1,0
		1978...2004	403	у	0

Примечание: п – полное распределение, у – усеченное распределение

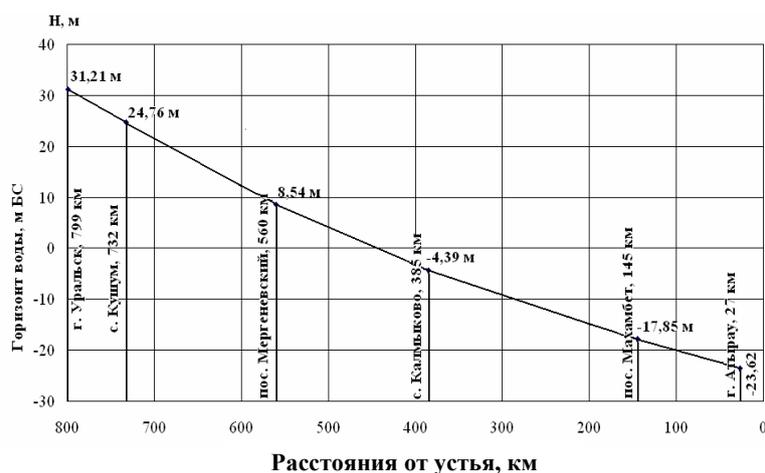


Рис. 2. Изменение горизонта воды обеспеченностью 1 % по длине р. Жайык за период 1958...2004 гг.

Как следует из табл. 2, во второй период расчетный максимальный уровень воды вдоль всей реки, кроме замыкающего створа г. Атырау, снизился. Это снижение в разных створах было различным: в верхних – на 0,5...1,5 м, в створах пос. Мергеневский и с. Калмыково – на 2...3 м.

Такие большие различия, видимо, связаны с морфологией поймы, но, возможно, в не меньшей степени – с мероприятиями на пойме (защитные дамбы и пр.). Наибольшие изменения произошли в створе с. Калмыково, где, как известно, – обширны разливы реки.

Действительно, уровенные характеристики после 1957 г. изменились во всем их диапазоне. В створе с. Калмыково в первый период 5 раз – четырежды в 40-е годы и в 1957 г. – максимальные уровни воды составляли 970...1140 см над «0 поста». В три самых многоводных года после 1957 г. уровни достигали 795...859 см: в 1970 г. (максимальный уровень восстановления), 1993 и 1994 гг. произошли определенные изменения и в самых низких из годовых максимумов уровней воды: до 1957 г. отметки 400 см над «0 поста» уровень не достигал дважды, а после 1958 г. – пять раз, причем в 1967 г. его отметка составила всего 227 см, а в 1984 г. отметка уровня составляла 315 см. Значит, изменения произошли очень внушительные.

Заметим, что характеристики наибольших максимальных уровней воды, рассчитанные за длительный период [3], мало отличаются от таких за период с условно естественным стоком (до 1957 г.). Это и понятно: все самые высокие H_{\max} относятся к первому периоду, они и определяют уровни воды редкой повторяемости как первого их двух периодов, так и полного ряда наблюдений. Однако, современную ситуацию, с меньшими H_{\max} , характеризует именно второй период – с 1958 г.

Исключение составляет створ г. Атырау. Здесь очень велико влияние на уровни воды в реке фоновое уровня моря. Ряд H_{\max} после 1957 г. неоднороден, что связано со сменой фаз многолетнего хода уровня Каспия. Ряд однороден с 1978 г., причем расчетные высокие значения H_{\max} за 1922-1957 и 1978-2004 гг. практически не различаются.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в период условно естественного стока по всем створам распределение H_{\max} (во всяком случае, в верхней части кривой) имело отрицательную асимметричность. В период нарушенного стока отрицательная асимметричность уменьшилась или даже сменилась на положительную. Это также объяснимо в связи с меньшими разливами реки при меньших Q_{\max} .

Пойма реки стала затопливаться значительно реже, что иллюстрируется табл. 3. При составлении таблицы использованы данные Казгидромета по характерным отметкам затопления территории. Сравнение соответствующих обеспеченных максимальных уровней воды выполнено по

двум семействам кривых обеспеченностей. Относительно небольшие изменения произошли только для частоты начала заполнения поймы в створе г. Уральск, – раньше это происходило в среднем раз в 3 года, а потом – раз в 4 года. По другим створам характерные уровни на реке стали достигаться реже в 5...7 раз.

Таблица 3

Обеспеченность характерных отметок затопления поймы по двум периодам

Створ	Характерный уровень	Отметка над «0 поста», см	Период, год	Обеспеченность, %
г. Уральск	начало затопления поймы	700	1937...57	35
			1958...04	25
	затопл. населен. пунктов, угодий	800	1937...57	25
			1958...04	5
с. Кушум	полное затопление поймы	900...950	1912...57 1958...04	5...8 1 и менее
пос. Мергеневский	затопление поймы	1040	1942...57	30
			1958...04	5
с. Калмыково	затопление населенных пунктов	850	1937...57	25
			1958...04	3
г. Атырау	выход воды на пойму	300...340	1922...57	35...40
			1978...04	5...15

Охарактеризовать ширину разлива реки в самые высокие половодья пока затруднительно. Во-первых, в зависимости от морфологии долины в каждом конкретном створе в один и тот же паводок такой разлив неодинаков. Во-вторых, в выдающиеся половодья ширина затопляемой полосы на Прикаспийской низменности очень значительна, что затрудняет топографические работы при водно-технических изысканиях, и нивелировка поперечников изыскательскими партиями обычно не производится до действительно незатопляемых в самые высокие половодья отметок, но даже и таких неполных данных мало, и они труднодоступны для пользования.

Для приближенной оценки ширины затопления местности в разных створах использованы следующие материалы:

- описания участков гидрологических постов в Гидрологических Ежегодниках (ГЕ);
- описания участков гидрологических постов, приводимые в их Технических делах (ТД);

- данные нивелировок, любезно предоставленные Институтом «Энергия». Такие оценки приведены в табл. 4.

Таблица 4

Разливы р. Жайык при высоких половодьях в створах гидропостов

Створ	Расстояние от устья, км	Ширина реки в межень, м	Ширина реки при высоком половодье, км	Источник информации о ширине разлива
г. Уральск	799	80...170	3,5 10...12	ТД ГЕ
9,4 км ниже г. Уральск	790	-	11	Институт «Энергия»
с. Кушум	732	100...170	6,1	ТД
пос. Мергеневский	560	-	6...7	ГЕ
9,2 км выше с. Калмыково	394	-	5,3...6	Институт «Энергия»
с. Калмыково	385	-	6...8	ГЕ
с. Махамбет	145	115...150	1,5	ГЕ
1,9 км выше г. Атырау	29	-	10	Институт «Энергия»
г. Атырау	27	-	0,2	ГЕ

В целом подтверждаются данные Н.Н. Пальгова [8], что в нижнем течении р. Жайык пойма затапливается на 6...8 км, местами до 15 км; при этом ширина русла вниз по течению увеличивается от 100...200 м до 300...500 м. Очевидно, снижение максимальных уровней воды в выдающиеся половодья после введения в строй Ириклинского водохранилища должно сказаться и на ширине разлива реки. Однако в виду вышесказанного возможности такой оценки очень ограничены.

Рассмотрен морфометрический створ в 9,2 км выше с. Калмыково, снятый институтом «Энергия» при проектировании линии связи 500 кВт Уральская – Гурьев – Кульсары. По материалам изысканий пойма здесь шириной 6 км, склоны долины и повышенные участки поймы полупустынные, а вблизи русла – участки густого леса со староречьями, протоками, озерами, луговым разнотравьем. Разница в отметках реки в створе перехода со створом гидропоста 58 см. В итоге перенос отметок $H_{1\%}$ из створа гидропоста дает здесь отметки уровня воды: для периода 1937...1957 гг. $H_{1\%} = -0,92$ м БС, для периода 1958...2004 гг. $H_{1\%} = -3,81$ м БС. Начало створа (видимо, левобережье) не снято до незатопляемых отметок, а его конец до нужных отметок пронивелирован. Затапливаемая часть участка по данному створу для первого периода имеет ширину 6060 м, для второго

– 4370 м. Разница более 1,5 км (точнее 1690 м), то есть уменьшение ширины полосы затопления почти на 30 %.

Итак, 1,5 км – это только часть уменьшения ширины затопления во второй период. Если бы морфоствор был доснят до незатопляемых отметок по обоим берегам, разница была бы еще большей. Но, с другой стороны, здесь рассмотрен участок с наибольшим разливом реки, так что выше по течению можно ожидать меньшего эффекта от создания Ириклинского гидроузла.

Очень многое зависит от морфологии поймы. По описанию Института «Энергия» участка морфоствора в 9,4 км ниже г. Уральск (ВЛ 500 кВт Уральск-Карачаганак) ширина разлива р. Жайык здесь 3,5...10 км. По снятому морфоствору ширина разлива при $H_{1\%}$ составляет здесь примерно 4,1 км, причем, различия для двух расчетных периодов – всего десятки метров. Однако, за пределами рассчитанных границ разлива реки – снова низкие отметки; таким образом, здесь, очевидно, тоже будет затопление, так что установление характеристик общего разлива реки по этим данным невозможно.

Заметим, что по данным Института «Энергия» (линия электропередачи 110 кВт Гурьев – Кульсары, 1981 г.) в 1,9 км выше моста железной дороги Атырау – Астрахань при уровне воды обеспеченностью 2 % ширина разлива реки 10,56 км, однако, пронивелированный морфоствор такого расстояния не «пробивает».

Таким образом, даже изыскательские материалы солидных проектных организаций не позволяют относительно точно определить ширину возможного раз в 50...100 лет разлива реки Жайык, а тем более зафиксировать изменение этой характеристики в связи с вводом в строй крупных водохранилищ. Очевидно, только космо- или аэрофотосъемка реки может позволить дать такую оценку, да и то лишь в том случае, если она будет проведена на пике половодья редкой повторяемости.

Выводы:

1. Создание Ириклинского водохранилища значительно изменило режим максимальных уровней и расходов воды в нижнем течении р. Жайык, снизив угрозу затопления территорий.

2. Максимальные расходы воды при этом снизились в 1,5...2 раза, а стандарт их отклонения – в 2,5...4 раза.

3. На бесприточном нижнем участке реки выдающиеся максимальные расходы воды могут снижаться в несколько раз, причем после создания водохранилища эта трансформация заметно увеличилась.

4. Расчетные максимальные уровни воды повторяемостью раз в 100 лет снизились в разных створах в зависимости от морфологии долины реки на 0,5...3 м; только на устьевом участке, где велико влияние фонового уровня моря, заметного изменения $H_{1\%}$ не отмечается.

5. Частота затопления поймы после создания водохранилища в некоторых створах снизилась в 5...7 раз.

6. Район характеризуется многокилометровыми разливами реки Жайык при выдающихся половодьях. Но относительно точно охарактеризовать этот разлив, а тем более его изменение после создания Ириклинского водохранилища можно сделать лишь на основе съемок летательных аппаратов, произведенных на пике выдающегося по высоте половодья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гальперин Р.И. Использование усеченных кривых распределения для расчета максимальных уровней воды в реках // Вестник КазНУ, сер. геогр., 1999, № 8-9. – С. 109-111.
2. Гальперин Р.И. Нюансы статистической интерпретации гидрометеорологических рядов // Материалы Международной научно-практической конференции «Проблемы гидрометеорологии и экологии». – Алматы, 2001. – С. 103-105.
3. Гальперин Р.И. Половодья и паводки / Республика Казахстан, Т. 3. – Алматы: 2006. – С. 275-287.
4. Гальперин Р.И., Авезова А., Колча Т.В. К оценке экстремальных характеристик водного режима рек // Материалы Международной научно-практической конференции «География: Наука и образование». – Алматы: КазНУ, 2008. – С. 229-233.
5. Гальперин Р.И., Белгожаева А.А., Колча Т.В. К вопросу о расчётах максимальных расходов воды зарегулированных рек (на примере рек Урал и Тобол // Вестник КазНУ, сер. геогр., 2006, № 2 (23). – С. 77-83.
6. Гальперин Р.И., Достай Ж.Д. Вопросы совершенствования методов гидрологических расчётов и прогнозов для управления водными ресурсами // Географические проблемы устойчивого развития: теория и практика. – Алматы: Институт географии АО ЦНЗМОРК, 2008 г. С. 214-224.
7. Нежиховский Р.А. Наводнения на реках и озерах. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 184 с.

8. Пальгов Н.Н. Реки Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1959. – 98 с.
9. Плеханов П.А. Закономерности чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера в Казахстане // Гидрометеорология и экология, 2004, № 3. – С. 120-133.
10. Ресурсы поверхностных вод СССР. Нижнее Поволжье и Западный Казахстан. Урало-Эмбинский район. – Л.: Гидрометеоздат, 1970. – Т.12, Вып. 2. – 512 с.
11. Современные изменения природной среды, Т.1. – М.: Научный мир, 2006. – 696 с.
12. Фролов А.В. и др. Опасные гидрологические явления: методы анализа и прогнозирования, смягчение негативных последствий // Всероссийский гидрологический съезд. Тезисы докладов. Пленарное заседание. – Спб.: Гидрометеоздат, 2004. – С. 21-26.
13. Чибилев А.А. Река Урал. – Л.: Гидрометеоздат, 1987. – 168 с.
14. Hoyt W.G., Langbein W.B. Floods. – Princeton, New Jersey: Princeton Univ. Press, 1955. – 469 p.

Казахский Национальный Университет им. аль-Фараби, Алматы

ЖАЙЫҚ ӨЗЕНІ (ОРАЛ): ҚАЗІРГІ КЕЗЕҢДІК ЖАҒДАЙҒА САЙ ТӨМЕНГІ АҒЫС БОЛІМІНДЕ СУ БАСУ

Геогр. ғылымд. докторы Р.И. Гальперин
Т.В. Колча
А. Авезова

Жайық өзеніндегі жоғарғы су буану кезеңінің анализі; максимальді су өтімі мен су денгейі, жайылманық су басуы. «Энергия» институтының суармалы архивтік мәліметтері бойынша әр түрлі мемлекеттердегі өзеннің жайылдының бағалылығы. Ириклинск су қой масының жоғары су басу жер ешуіп және максимальді су өтімінің томенгі ағыс бойынша трансформациялық ағымын Жайық.

УДК 591.531(282.256.16)

**ГИДРОБИОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ КАЧЕСТВА
ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД
(НА ПРИМЕРЕ Р. УЛЬБИ – НИЖНЕЕ ТЕЧЕНИЕ)**

Л.Б. Кушникова

Приведен анализ динамики качества поверхностных вод р. Ульби (нижнее течение) по показателям развития сообществ макрозообентоса в период с 1991 по 2007 годы.

В результате интенсивной деятельности промышленности, сельского хозяйства, транспорта водные объекты испытывают сильное негативное антропогенное воздействие. Объективная оценка степени воздействия различных загрязняющих факторов на качество поверхностных вод и выработка мер по охране их от загрязнения являются актуальными проблемами современности.

В 1975 г. в СССР была создана Общегосударственная служба наблюдения и контроля за загрязнением окружающей среды (ОГСНК). В задачи данной службы входило систематическое наблюдение и контроль за уровнем загрязнения вод по физическим, химическим и гидробиологическим показателям. В Восточном Казахстане гидробиологический мониторинг начали проводить с 1986 г. Для гидробиологического анализа качества вод водотоков использовали макрозообентос и перифитон [4].

Зообентос наиболее четко отражает качество вод и состояние экологических систем в водотоках. Благодаря продолжительному циклу развития многих видов донных животных их сообщества надежно характеризуют изменения водной среды за длительные периоды времени. В зависимости от места отбора проб показатели зообентоса позволяют получать интегральные оценки, как качества водотока, так и степени загрязнения самих донных отложений [2].

На основе многолетних систематических исследований (1986...2007 гг.) создана электронная база данных таксономического состава. Выделены доминантные группы животных региона исследований, указана пространственно-временная структура макрозообентоса. Определены корреляционные зависимости с гидрологическими и гидрохимическими характеристиками.

Гидробиологами лаборатории поверхностных вод Восточно-Казахстанского центра гидрометеорологического мониторинга (ЛПВ ВК ЦГМ) проводится обследование правобережных притоков р. Ертыс – рек Ульби, Глубочанки, Красноярки, Оби, Буктырмы, Брексы, Тихой.

В данной статье автор рассмотрел динамику качества поверхностных вод правобережного притока р. Ертыс – Ульби (нижнее течение) в период с 1991 по 2007 годы.

Материалы и методика. Сбор и обработка проб зообентоса осуществлялись с 1991...2007 гг. на трех стационарных створах сети ОГСНК. Перечень створов и их местоположение приведены в табл. 1. За весь период исследования собрано и обработано 189 качественных проб и 61 количественная. Количественная проба отличается от качественной тем, что в ней просчитывается численность и определяется биомасса всех отобранных животных, а затем делается перерасчет на квадратный метр. Отбор и обработка проб проводились в соответствии с методикой, изложенной в «Руководстве по методам гидробиологического анализа поверхностных вод и донных отложений», принятой в Казгидромете [4]. При определении качества поверхностных вод по показателям развития макрозообентоса использовали метод расчета биотического индекса Вудивисса [4]. Выделение периодов экологического состояния водных экосистем проводили в соответствии с системой «экологических модификаций» В.А. Абакумова [1].

Таблица 1

Створы гидробиологического мониторинга на р. Ульби

Створ	Расстояние от устья, км	Место расположения
1	25	г. Усть-Каменогорск, в черте поселка Каменный Карьер, «фоновый»
2	1,45	г. Усть-Каменогорск, 1,45 км выше устья (0,1) – левый берег
3	1,45	г. Усть-Каменогорск, 1,45 км выше устья (0,9) – правый берег

Бентофауна р. Ульби довольно разнообразна и представлена видами, характерными для текучих водоемов. В составе зообентоса р. Ульби с 1991 по 2007 годы встречено 82 таксона водных беспозвоночных, из них личинок веснянок – 16, личинок поденок – 18, личинок ручейников – 13, личинок двукрылых – 12 и другие (табл. 2). Доля оксиреофильных видов составляет 58 %.

При анализе динамики средних значений биотического индекса (БИ) в створах р. Ульби в черте г. Усть-Каменогорска в период

1991...2007 гг. (рис. 1) автором выделены 5 основных периодов экологического состояния водных экосистем (в соответствии с классификацией экологических модуляции Абакумова В.А. [1]):

- 1) Период экологической стабилизации: 1991...1994 гг.;
- 2) Период экологического прогресса: 1995...1997 гг.;
- 3) Период экологического регресса: 2000 г.;
- 4) Период экологического прогресса: 2001...2004 гг.;
- 5) Период экологической стабилизации: 2005...2007 г..

Таблица 2

Таксономическое обилие макрозообентоса по группам
(р. Ульби – нижнее течение, 1991...2007 гг.)

Отряд водных беспозвоночных	Количество таксонов
Веснянки	16
Поденки	18
Ручейники	13
Моллюски	4
Пиявки	3
Стрекозы	3
Бокоплавы	2
Двукрылые	12
Личинки жуков	4
Прочие	7
Всего	82

БИ

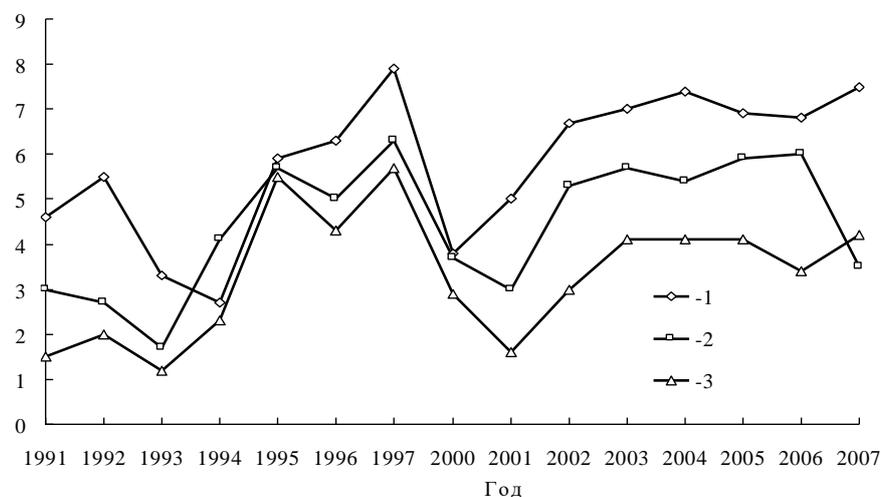


Рис. 1. Динамика средних значений биотического индекса на створах р. Ульби в черте г. Усть-Каменогорска. 1 – 1 створ, 2 – 2 створ, 3 – 3 створ.

1. Период экологической стабилизации: 1991...1994 гг.

Качество воды р. Ульби в черте г. Усть-Каменогорска в целом оценивается V классом (грязные). Однако качественные и количественные характеристики донных сообществ беспозвоночных на различных участках не однородны. Более благополучно выглядит створ в черте пос. Каменный карьер. Здесь качество вод оценивается III классом. Значения биотического индекса равнялись 5...6. По системе В.И. Абакумова биоценоз этого участка реки находится в состоянии экологической стабилизации. Основу его составляют индикаторы чистых вод, а устойчивость биоценоза закреплена видами с о-β валентной сапробностью – гаммарусы, моллюски.

Важным показателем при выявлении зон загрязнения, является количественное соотношение представителей эколого-генетических и трофических групп организмов. Контрастно выглядят донные сообщества макробеспозвоночных в черте г. Усть-Каменогорска, в точках 2 и 3, которые расположены ниже сбросов сточных вод промышленных предприятий города. На левобережье преобладающее положение занимают личинки ручейников, моллюски, личинки стрекоз. На правом берегу в составе биоценозов доминируют виды толерантные к сильному загрязнению: личинки хирономид, олигохеты, водные клещи.

Таким образом, опираясь на данные гидробиологического анализа, можно отметить отрицательное воздействие сбросов сточных вод предприятий на биоту р. Ульби.

2. Период экологического прогресса: 1995...1997 гг.

В это время были отмечены признаки экологического прогресса: увеличилось таксономическое обилие макрозообентоса и пространственная гетерогенность. В этот период значительно улучшился гидрохимический режим водотока. За три года в 5 раз снизился объем сточных вод, резко понизились значения индексов загрязнения. Биота адекватно отреагировала на изменения абиотических факторов. Таксономическое обилие разнообразия зообентоса увеличилось с 29 таксонов в 1995 г. до 34 в 1996 г. и 48 в 1997 г. Преобладающее положение занимали таксоны с х- и о- валентной сапробностью. В биоценозах снизилась доля видов, ареал распространения которых связан с загрязненными водами. Согласно приведенным данным (рис. 1), качество воды улучшилось на всех контролируемых точках. Значение биотического индекса повысилось до 5...7, что соответствует II...III классу качества вод (чистые, умеренно загрязненные).

В 1998...1999 гг. мониторинговые работы на водотоках области не проводились. В 2000 году исследования были возобновлены, и этот год является отправным для следующего периода.

3. Период экологического регресса: 2000 г.

В этом году донные сообщества животных находились в состоянии экологического регресса. Качественные и количественные характеристики зообентоса на 2...4 порядка ниже по сравнению с этапом экологического прогресса (1994...1997 гг.) и выше на уровень, чем в период экологической стабилизации в 1992...1994 гг. В этот период отмечалось низкое значение биотического индекса, класс качества вод IV...V.

4. Период экологического прогресса: 2001...2004 гг.

За 4 года таксономическое обилие зообентоса р. Ульби в черте г. Усть-Каменогорска увеличилось почти в 2 раза. В 2002 г. было зафиксировано 28 таксонов животных, в 2003 г. – 41, а в 2004 г. – 56 таксонов. Наибольшим видовым обилием характеризуется «фоновый створ» в черте пос. Каменный карьер. Здесь в пробах встречалось от 22 до 44 видов. На второй точке исследования зафиксировано от 14 до 22 таксонов, а в правобережной от 9 до 14. Основу макрозообентосных сообществ составляли оксифильные группы животных – личинки поденок, веснянок, ручейников. На их долю приходилось от 50 % до 60 %. Весомую долю в гидробиоценозах составляют виды, толерантные к умеренному загрязнению – моллюски, личинки двукрылых, клопы. Количество таксонов хорошо переносящих загрязнение невелико, однако на створах наблюдения с наибольшей антропогенной нагрузкой они доминируют по численности.

В 2002 г. отмечается резкий скачок в экологическом состоянии водных экосистем р. Ульби в черте г. Усть-Каменогорска в сторону прогресса. Увеличивается таксономическое обилие, значение биотического индекса возрастает до 6,7. Левобережье по показателям зообентоса оценивается III классом качества вод (умеренно загрязненные). Превалирующее положение здесь занимают личинки ручейников, моллюски, личинки стрекоз. Среднее значение биотического индекса равно 5. На правом берегу в составе биоценоза доминирующее положение занимают виды, толерантные к сильному загрязнению: личинки хирономид, олигохеты, водные клещи. Средневегетационные значения БИ равны в 2001 г. – 2,8 и в 2002 г. – 3,0. Это соответствует V классу качества воды – грязные.

В 2003 г. признаки экологического прогресса продолжают нарастать. Так, среднее значение БИ достигло 7, количество таксонов возросло до 43 против 29 в 2002 г.

Анализируя рис. 1, можно говорить о высокой степени динамики качества поверхностных вод р. Ульби в черте г. Усть-Каменогорска. Периоды регресса и прогресса стремительно сменяют друг друга, а время стабилизации длится не более 2 лет. Данное обстоятельство является ответной реакцией биоты на хаотичное и быстрое изменение гидрохимического режима. Динамика средних значений индекса загрязненности воды (ИЗВ) за 10 лет ярко иллюстрирует это утверждение (табл. 3).

Таблица 3

Динамика средних значений ИЗВ в створах р. Ульби в черте г. Усть-Каменогорска в 1994...2004 гг.

Створ	Год									
	1994	1995	1996	1997	1998	2000	2001	2002	2003	2004
1	2,83	4,61	2,27	1,02	1,08	1,15	1,58	2,38	1,58	22,33
2	4,54	4,96	2,52	1,08	1,50	3,17	2,26	2,47	1,88	22,83
3	5,46	3,6	2,52	1,31	1,39	2,06	2,46	2,56	1,84	22,84

Гидробиологические и гидрохимические характеристики качества поверхностных вод хорошо коррелируют друг с другом. Если значение БИ высокое, то, следовательно, значение ИЗВ низкое, что доказывает состоятельность гидробиологического метода оценки качества вод.

Стабилизация гидрохимического режима за последние годы привела к стабилизации гидробиологического. Описанные закономерности относятся не только к временным характеристикам состояния сообществ макрозообентоса, но и пространственным.

По данным ИЗВ и БИ наиболее чистым является 1 створ. На порядок ниже качество воды в створе 2. Самые низкие показатели качества поверхностных вод в створе 3.

5. Период экологической стабилизации: 2005...2007 гг.

Рассмотрим подробно динамику показателей макрозообентоса за последние три года. Начиная с 2005 г., донные сообщества водных беспозвоночных р. Ульби как по створам наблюдения, так и по сезонам характеризуются стабильностью. В 2005 г. в составе бентофауны данного водотока определено 54 таксона животных: это личинки веснянок, поденок, ручейников, стрекоз, двукрылых, клопов, жуков, а так же – пиявок, моллюсков, олигохет. Чаше других видов встречаются личинки хирономид,

клопов и моллюски. Только в весенне-летнее время в пробах обнаружены личинки веснянок и поденок. Особенно разнообразны майские пробы. В этом месяце встретилось 27 водных беспозвоночных. Самым бедным оказался сентябрь. Было отловлено и определено только 8 видов животных.

Характеристика качества поверхностных вод р. Ульби по створам выглядит следующим образом. Самым чистым является «фоновый» створ. За весь период вегетации на данной точке отловлено 34 таксона животных из 54 и 21 из них относится к группе оксиреофилов. С мая по август значения БИ варьировали на данной точке от 7 до 10, что соответствует категории чистые. Только сентябрьская проба содержала 2 вида – это личинки стрекозы и хирономиды. Значение БИ снизилось до 2. Однако уже в октябре произошло восстановление биогеоценоза. В составе донного сообщества появились личинки ручейников и двукрылых. Биотический индекс поднялся до 6 – вода умеренно загрязненная. Средневегетационное значение биотического индекса равнялось 6,9, что соответствовало II классу – чистые.

Ниже по течению вторая и третья точки исследования, как и в прошлые годы, значительно отличались друг от друга. На левом берегу основу биоценоза составляли виды, толерантные к чистым и умеренно загрязненным водам. Основу его составили личинки поденок, ручейников, моллюски. Биотический индекс изменяется в основном от 5 до 9. Средневегетационное значение биотического индекса равнялось 5,9, что соответствует III классу качества вод – умеренно загрязненная. На правом берегу доминирующими видами были личинки хирономид и пиявки. Значение БИ понизилось до 4,1 – вода загрязненная. Однако необходимо отметить, что в этом году в данной точке стали появляться виды индикаторы чистых вод – личинки поденок и даже в майской пробе были обнаружены личинки *Isoperla asiatica*. Это является сигналом улучшения экологической обстановки на данном участке реки.

В целом, по гидробиологическим показателям качество воды р. Ульби в черте г. Усть-Каменогоска в 2005 г. можно оценить как умеренно загрязненная.

В 2006 г. в составе бентофауны данного водотока определен 51 таксон животных. Это личинки веснянок, поденок, ручейников, стрекоз, двукрылых, клопов, жуков, а так же моллюски, олигохеты. В 2006 г. наиболее разнообразными являются летние пробы. За три летних месяца в пробах определено 49 таксонов водных беспозвоночных. Весенние и осенние пробы очень бедны. Весной обнаружено только 5 таксонов. Май-

ские пробы практически пустые. Осенью несколько больше – 8 и то в сентябре, так как октябрьские пробы были пустыми.

Характеристика качества поверхностных вод по показателям состояния зообентоса выглядит следующим образом. Самым чистым является 1 створ. За весь период вегетации в данной точке отловлено 34 таксона животных из 51 и 26 из них относится к группе оксиреофилов. С мая по август значения биотического индекса варьировали в данной точке от 5 до 10, что соответствует категории чистые. Особенно в июне в данной точке зообентос получил бурное развитие. В составе биоценоза определен 31 таксон. Биотический индекс равен 10 – вода чистая. С июля по сентябрь в пробах определено 4...11 таксонов, а значения биотического индекса равнялись 5 и 8. Средневегетационное значение биотического индекса равно 6,8, что соответствует II классу – чистые.

Ниже по течению створы 2 и 3 как и в прошлые годы значительно отличаются друг от друга. На левом берегу основу биоценоза составляют виды, толерантные к чистым и умеренно загрязненным водам. Основу его составляют личинки поденок, ручейников, моллюски. Биотический индекс стабилен в течение всего периода наблюдения и варьирует в рамках II класса качества вод – чистая. Средне вегетационное значение БИ равно 6, что соответствует III классу качества вод – умеренно загрязненная. На правом берегу доминирующими видами были личинки хирономид. Значение биотического индекса понизилось до 3,4 – вода грязная. В целом, по гидробиологическим показателям качество воды р. Ульби в черте г. Усть-Каменогоска в 2006 г. можно оценить умеренным загрязнением.

В 2007 г. в составе макрозообентоса р. Ульби в черте г. Усть-Каменогорска было определено 39 таксонов беспозвоночных – это личинки веснянок, поденок, ручейников, двукрылых, клопов, жуков, моллюски, олигохеты. В 2007 году был расширен перечень определяемых метрик. Были добавлены показатели численности, биомассы, расчет индекса видового разнообразия Шеннона. Повсеместно и во все сезоны наблюдения встречаются личинки хирономид, клопы, двукрылые рода *Atherix* sp., личинки ручейников рода *Hydropsyche* sp. Эти таксоны составляют доминирующий комплекс. Динамика таксономического разнообразия выглядит следующим образом (рис. 2). В весенних пробах обнаружено от 11 таксонов животных, 10 из 11 в створе 1 и по 3 таксона в створе 2 и 3. В летне-осенний период таксономическое разнообразие увеличилось в 2 раза, но соотношение по числу зафиксированных видов по створам осталось таким

же, как и в весенних пробах. На первой точке исследовано 27 таксонов, а на расположенных ниже – 13.

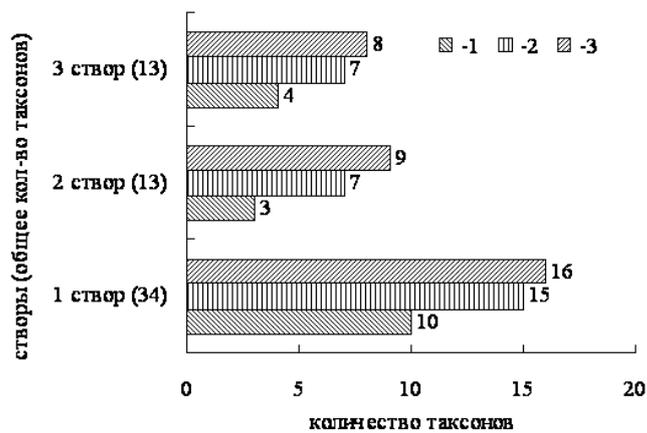


Рис. 2. Сезонная динамика таксономического обилия макрозообентоса р. Ульби в черте г. Усть-Каменогорска в 2007 г. (1- весна, 2- лето, 3- осень)

В 2007 году качество воды р. Ульби в точках наблюдения изменилось по сравнению с 2002...2006 годами. На одних створах в сторону улучшения, а на других наоборот. Самым чистым являлся 1 створ. За весь период открытой воды здесь отловлено 33 таксона беспозвоночных, на долю оксифильных видов приходилось 58,8 %. Среднее значение индекса таксономического разнообразия Шеннона-Уивера равно 1,82. Значения БИ варьировали в рамках II класса качества вод (7...8), а средневегетационное значение составило 7,5 – вода чистая. По сравнению с 2006 годом качество воды на данном створе стало лучше, о чем свидетельствует увеличение средневегетационного значения БИ с 6,8 в 2006 г. до 7,5 в 2007 г.

В 2007 г. в створе 3 ситуация улучшилась, повысилось таксономическое обилие и увеличился биотический индекс. В створе 2 наоборот качество воды ухудшилось и это наглядно демонстрируют данные, приведенные в табл. 4.

Гидробиологические данные довольно хорошо коррелируют с гидрохимическими (ИЗВ), что отражено в табл. 4. Мы считаем, что улучшение качества поверхностных вод р. Ульби в 3 створе можно объяснить снижением антропогенной нагрузки со стороны промышленных предприятий г. Усть-Каменогорска. В створе 2 в 2007 г. неоднократно возникали нештатные ситуации, связанные с появлением огромного масляного пятна. Отмечалось превышение ПДК по нефтепродуктам. Качество воды р. Уль-

би в черте г. Усть-Каменогорска, по гидробиологическим показателям в 2007 г. стало хуже и оценивается III классом – умеренное загрязнение.

Таблица 4

Количественные характеристики развития донных сообществ макрозообентоса в створах р. Ульби в 2007 г.

Створ	ТО	ИШУ	Численность, экз./м ²	Б, г/м ²	БИ	КК (БИ)	ИЗВ	КК (ИЗВ)
1	27	1,82	31,90	0,334	7,5	II	2,47	III
2	13	1,00	51,27	0,430	3,5	IV	2,94	IV
3	13	0,89	86,51	0,267	4,2	IV	3,28	IV

Примечание: ТО – таксономическое обилие, ИШУ – индекс Шеннона-Уивера, Б – биомасса, КК(БИ) – класс качества по биотическому индексу, КК (ИЗВ) – класс качества по индексу загрязнения воды.

Таким образом, многолетние наблюдения за состоянием сообществ макрозообентоса позволяют объективно оценить качество поверхностных вод водотоков, так как биота отражает совокупное воздействие факторов среды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абакумов В.А. Экологические модификации и развитие биоценозов: Труды международ. симпозиума «Экологические модификации и критерии экологического нормирования». – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – С. 18-40
2. Баканов А.И. Использование зообентоса для мониторинга пресноводных водоемов // Биология внутренних вод. – 2000. – № 1. – С. 68-82.
3. Методология оценки состояния экосистем / О.М. Кожова и др. – Ростов-на-Дону: ЦВР, 2000. – 128 с.
4. Руководство по гидробиологическому мониторингу пресноводных экосистем / Под ред. В.А. Абакумова. – СПб.: Гидрометеиздат, 1992. С. 15-32.

Восточно-Казахстанский центр гидрометеорологии, г. Усть-Каменогорск

ЖЕР БЕТІ СУЛАРЫ САПАЛАРЫНЫҢ ГИДРОБИОЛОГИЯЛЫҚ МОНИТОРИНГІСІ (ҮЛБІ ӨЗЕНІ – ТӨМЕНГІ АҒЫСЫ МЫСАЛЫНДА)

Л.Б. Кушникова

Үлбі өзені сапасы динамикасын 1991...2007 жылдар аралығындағы макрозообентос қауымдастығының даму көрсеткіштері бойынша талдау көрсетілген.

УДК 330.111.4

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ И ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ ИНЖЕНЕРНЫХ ОБЪЕКТОВ И ЭКОСИСТЕМ

Доктор техн. наук М.Ж. Бурлибаев
 Д.М. Бурлибаева
Доктор геогр. наук А.А. Волчек
 Ан.А. Волчек

В статье, исходя из современных условий состояния экосистем, рассматриваются вопросы освоения и использования территории, об исходной информации и учете ее старения, предпосылок и принципов расчета надежности экосистем, без учета которых невозможно прогнозировать перспективное состояние экосистем и принятия управленческих решений по улучшению окружающей среды.

До сих пор, мы изучали теорию и практику решения конкретных задач в области рационального природопользования. Это было и истощение тех или иных ресурсов, и загрязнение почвы, воды или воздуха, и взаимосвязи между хищниками, жертвами, человеком и др. Однако не менее существенными являются проблемы преобразования территории (региона) в целом, выявления и обеспечения экологической безопасности экосистем (природных систем), экоагросистем (техногенных систем) и инженерных объектов (производственных зон и гидроузлов).

Темпы преобразования территорий, а также эффективность освоения и использования природных ресурсов в регионах во многом определяется общими закономерностями развития отраслей экономики, которые описываются математическими закономерностями. В зависимости от особенностей экономического развития региона, тенденции изменения экономических и демографических показателей могут быть описаны тремя группами уравнений.

Первую группу называют законами динамики с различными порядками констант скорости, которые можно описать следующим образом

$$\frac{dy}{d\tau} = K_{m+1} \cdot y^m, \quad (1)$$

где y – прогнозируемый показатель; τ – время; K_{m+1} – константа в уравнении скорости роста; m – порядок скорости роста.

При отсутствии роста $K = 0$, $\frac{dy}{d\tau} = 0$, $y = \text{const}$. Для линейного типа $m = 0$ и $y = K(\tau - \tau_0) + y_0$. Для экспоненциального типа $m = 1$, а $y = y_0 \cdot \exp(\tau - \tau_0)$. Для гиперболического типа $m = 2$, $y = \frac{K}{\tau - \tau_0}$, где τ_K – конечный момент времени прогнозирования. Такими уравнениями можно описывать потребности отраслей экономики в сельскохозяйственной продукции и в ряде других процессах.

Однако ряд показателей может быть описан более точно нелинейными моделями, например, показатели демографической деятельности могут описываться экспоненциальными законами. Вторую группу количественных закономерностей изменения экономических и демографических показателей называют параболическими законами роста. Общий вид математической зависимости для первой и второй группы можно записать в виде:

$$\frac{d^n y}{d\tau^n} = K \cdot y^m, \quad (2)$$

где n – порядок ускорения роста; K – коэффициент пропорциональности; m – порядок константы скорости роста.

Для второй группы зависимостей при $m = 0$

$$\frac{dy}{d\tau} = 0; \quad y = \text{const} \quad (3)$$

линейный закон изменения прогнозируемого показателя

$$\frac{dy}{d\tau} = \alpha, \quad (4)$$

где α – скорость роста.

$$y = \alpha \cdot (\tau - \tau_0); \quad (5)$$

квадратический закон изменения прогнозируемой величины

$$\frac{d^2 y}{d\tau^2} = \alpha, \quad y = \alpha \cdot (\tau - \tau_0)^2 + y_0. \quad (6)$$

Общая формула для этих законов

$$y = \alpha_n \cdot (\tau - \tau_0)^n + y_0, \quad (7)$$

где α_n – скорость или ускорение соответствующего порядка; τ_0 – начальные моменты; y_0 – значение показателя в начальный момент; n – порядок ускорения роста.

Вторая группа изменения экономических, демографических показателей может быть использована для описания тех же величин, которые описываются закономерностями первой группы. Ту или иную группу зависимости выбирают, исходя из конкретных условий расчетов и физического смысла прогнозируемого показателя.

В третью группу можно выделить закономерности роста с насыщением. Существуют два основных вида таких кривых: кривая асимптотического роста и логистическая функция (или закон Робертсона).

Математический закон асимптотического роста выражают уравнением:

$$\frac{dy}{d\tau} = K_1 \cdot (A_1 - y), \quad (8)$$

где A_1 – уровень насыщения (ордината асимптоты).

Уровень изменения во времени можно записать так

$$y = A_1 - (A_1 - y_0) \exp(-K_1 \cdot (\tau - \tau_0)), \quad (9)$$

где y_0 и K – параметры.

Логистическую функцию находят из уравнения

$$\frac{dy}{d\tau} = K_2 y \cdot (A_2 - y), \quad (10)$$

где A_2 – уровень насыщения; $K_2 y$ – фактор ускорения; $(A_2 - y)$ – фактор торможения; K_2 – параметр.

Уравнение изменения y во времени можно записать в виде:

$$y = \frac{A_2}{1 + b \cdot \exp(-A_2 \cdot K_2 \cdot (\tau - \tau_0))}. \quad (11)$$

Третья группа зависимостей может аппроксимировать экономические и демографические показатели в регионах, где развитие начинает ограничиваться теми или иными факторами. Такой тип развития характерен для развитых регионов.

Таким образом, например, зная законы изменения тенденций того или иного параметра (численность населения, объемов различных видов продукции) и удельные расходы воды на одного жителя и единицу продукции, можно определить перспективный объем необходимых водных ресурсов во всем регионе, речном бассейне и даже стране.

Задача изучения процесса старения информации состоит в анализе кумулятивной функции $k(T)$ во времени, под которой понимается глубина ретроспекции, выраженная в информационных единицах, т.е. элементах, которые могут восприниматься и использоваться самостоятельно на момент времени T .

Процесс кумуляции ретроспективной информации состоит в том, что объём полезной информации по мере увеличения ретроспекции, всё время увеличивается, достигая в некоторый момент $T = T_k$ значения $K(T_k)$, т.е.

$$\left. \begin{aligned} 0 \leq k(T) \leq K(T) \leq \infty \\ k(T) \leq k(T') \text{ при } T < T'_R \\ k(T_n) = K(T_n), k(T) \rightarrow K(T_n), \text{ при } T \rightarrow T_n \end{aligned} \right\} \quad (12)$$

Для устранения искажающего воздействия динамики границы ретроспекции, целесообразно абсолютные единицы измерения информации выразить в относительных. Это осуществляется через ввод переменной $m(T)$, обозначающей долю полезной информации в общем её объёме, при формировании прогнозного фона, достигнутого к моменту времени T

$$m(T) = \frac{k(T)}{K(T)} \quad (13)$$

При этом если $k(T) \rightarrow K(T)$, то $m(T) \rightarrow 1$.

Поскольку процесс кумуляции ценной информации имеет верхний предел, то введением переменной, характеризующей скорость приближения процесса к концу, можно определить темп старения информации

$$H(T) = \frac{h(T)}{K(T) - k'(T)} \text{ или } h(T) = \frac{m'(T)}{1 - m}, \quad (14)$$

где $H(T)$ и $h(T)$ – интенсивности старения информации для абсолютной $k'(T)$ и относительной $m'(T)$ кумулятивных функций.

Так как

$$m(T) = h(T)(1 - m(T)), \text{ то } m(T) = 1 - \exp \left[\int_0^T h(\tau) d\tau \right] \text{ и } m(0) = 0, m(\infty) = 1. \quad (15)$$

Из-за влияния на интенсивность старения информации множества самых различных факторов функцию $h(T)$ можно записать в следующем общем виде

$$h(T) = h[T, m(T), x_i], \quad (16)$$

где x_i – множество экзогенных факторов, определяющих конкретный процесс старения информации.

Наиболее традиционными уравнениями, описывающими старение научной информации, являются кривые Бартона-Кеблера

$$m(T) = 1 - a \cdot \exp(-T) - b \cdot \exp(-2T), \quad (17)$$

или их модификации Аврамеску и Коула

$$\left. \begin{aligned} m(T) &= \exp(-a \cdot T) - \exp(-m \cdot a \cdot T); \\ m(T) &= \exp(-\lambda - T). \end{aligned} \right\} \quad (18)$$

Так как длительность существования полезной информации является случайной величиной, то её идеализированной кривой будет распределение Гомперца–Макегама

$$f(T) = h \cdot \exp(-\lambda \cdot T), \quad (19)$$

где $\lambda = T_0^{-1}$ – величина обратная средней длительности жизненного цикла полезной информации.

Этому распределению соответствует пуассоновский поток событий. Однако особенности проявления экологических событий определяют необходимость модификации λ в случайный параметр, с описанием в виде $\lambda = a + b \cdot \exp(\lambda_0 \cdot T)$, что позволяет интенсивность старения информации определить двумя составляющими: константой a , не зависящей от длительности цикла полезной информации и слагаемым, экспоненциально растущим со временем. И тогда соответственно –

$$f(T) = [a + b \cdot \exp(\lambda \cdot T)] \cdot \exp\left\{-a \cdot T - \frac{b}{\lambda} [\exp(\lambda \cdot T) - 1]\right\}. \quad (20)$$

При $a = 0$ появляется возможность описать тренд интенсивности простой экспонентой

$$f(T) = b \cdot \exp(\lambda \cdot T) \cdot \exp\left\{-\frac{b}{\lambda} [\exp(\lambda \cdot T) - 1]\right\}. \quad (21)$$

И если (20) хорошо описывает процесс старения потока информации с различной интенсивностью старения, то (21) – процесс быстрой потери ценности информации.

Применяя непределённые распределения сумм случайного числа случайных величин, можно объективно выявить статистическую закономерность формирования времени существования полезной информации.

Проведенные исследования позволяют констатировать возможность определения глубины предпрогнозной ретроспекции с учётом ста-

рения информации с помощью модели распределения сумм пуассоновского числа нормально распределённых случайных величин

$$\Phi_Z(t) = \sum_{n=0}^{\infty} P_n \cdot \exp\left(i \cdot t \cdot m \cdot n - \frac{t^2}{2} \cdot \sigma^2 \cdot n\right), \quad (22)$$

где $\Phi_Z(t) = \exp\left(i \cdot t \cdot m \cdot n - \frac{t^2}{2} \cdot \sigma^2 \cdot n\right)$ – характеристическая функция нормальной случайной величины с параметрами m и σ .

Количественная оценка надежности инженерного объекта на всех стадиях его жизненного цикла начинается с составления некоторой условной схемы надежности, которая является основной математической и физической моделью надежности. Причем, инженерным объектам присущи составные элементы двух типов: функционирующие непрерывно в течение определенного промежутка времени и срабатывающие практически мгновенно.

Количественная характеристика надежности элементов первого типа осуществляется на физической модели отказа, затем выявляются параметры, характеризующие безотказную работу составных элементов (сооружений) или протекания конкретных физических процессов в рамках реализуемых технологий.

Для оценки надежности инженерных объектов на этапе проектирования технологической цепочки сооружений необходимо: проанализировать возможные «отказные» ситуации; построить вероятностные модели отказов, с выявлением конкретных отказных ситуаций, выполнить схематизацию анализируемой системы и внешних воздействий; выбрать рациональные количественные признаки надежности инженерных объектов (сооружений) на основе моделей отказов; выбор осуществляется на уровне технико-экономических оценок, с учетом технологических, эксплуатационных и других требований к аналогичным системам; установить расчетные средние значения по данным аналогичных объектов, среднеквадратические отклонения и корреляционные моменты предельных и действующих значений количественных признаков надежности; установить количественные показатели надежности составных элементов исследуемой системы; сравнить полученные показатели надежности инженерных объектов с требуемыми по техническим условиям

$$P_{расч.} \geq P_{тр.} \quad (23)$$

где $P_{расч.}$ – расчетное значение нижней границы оценки вероятности безотказной работы; $P_{тр.}$ – требуемое значение вероятности безотказной работы.

Если условие (23) не удовлетворяется, то требование по надежности исследуемого элемента считается невыполнимым и необходимо провести их конструктивную доработку, которая обеспечит выполнение (23).

В дополнение к количественной оценке показателей надежности проводится количественный анализ надежности объекта в целом и его составных частей. При качественном анализе надежности их работы необходимо оценивать: новизну использованных элементов, их отличие от общеизвестных; влияние новых элементов на надежность, необходимость и возможность выполнения дополнительных исследований; достигаемый коэффициент запаса прочности; причины завышения (занижения) коэффициента запаса прочности; восприимчивость конструкции к внешним воздействиям; перегрузки, степень защищенности, меры предохранения; защищенность от окружающего вредного воздействия; технологические возможности создания надежных объектов; используемые материалы и возможность замены на них общепринятых материалов, необходимость дополнительных исследований применяемых материалов, ремонтпригодность сооружений; наиболее вероятные отказы в процессе эксплуатации объектов; информацию об эксплуатации аналогов проектируемых объектов; особенности технической эксплуатации и технологического обслуживания объектов; требования к обслуживающему персоналу.

Параметрическая надежность есть вероятность того, что во время функционирования системы (T) параметры состояния не выйдут за допустимые пределы

$$P = \text{Вер}(\vec{z} \in \Theta) = \text{Вер} \left\{ \begin{array}{l} R_{11} < z_1 < R_{12}; \\ R_{21} < z_2 < R_{22}; \dots; R_{n1} < z_n < R_{n2} | t \leq T \end{array} \right\} \quad (24)$$

где \in – символ, указывающий на принадлежность вектора к области Θ ; $R_{11}, R_{12}, \dots, R_{n2}$ – допустимые пределы, являющиеся координатами поверхности предельных состояний; Вер – вероятность.

Пересечением вектором \vec{z} в какой-либо момент времени $t \leq T$ поверхности предельного состояния означает выход элемента из работоспособного состояния – отказ.

При оценке параметрической надежности условие надежности записывается следующим образом

$$П > В, \quad (25)$$

где $П$ – потенциальная способность объекта противостоять воздействиям; $В$ – воздействие.

Неравенство (25) может выражать условие надежности объекта по любому предельному состоянию (устойчивость, несущая способность, деформативность и т.д.).

Параметр $В$ может выражать как внешние и внутренние воздействия, так и возникающие от них последствия. В общем случае все расчеты объекта, обеспечивающие его надежную работу, могут быть сведены к выполнению условия

$$Y_1 - Y_2 = U \geq 0, \quad (26)$$

где Y_1 – сумма внутренних факторов, характеризующих работоспособность; Y_2 – сумма внешних факторов, характеризующих действующие факторы при их наиболее невыгодном сочетании.

Тогда надежность объекта определяется вероятностью значений больше нуля

$$P = P(U \geq 0). \quad (27)$$

Когда известно соотношение $y = f(x_1, x_2, \dots, x_n)$ и закон распределения случайных величин x_i , то моменты распределения случайных величин устанавливают по известным зависимостям; по этим данным определяют показатель надежности P .

Порядок решения следующий: задаваясь требуемым уровнем надежности $P_{зад}$, подбирают параметры объекта так, чтобы установленный по формуле (27) показатель надежности P удовлетворял неравенству

$$P > P_{зад}. \quad (28)$$

В ряде задач расчета параметрической надежности нельзя пренебрегать изменением параметров состояния во времени. В этом случае наиболее плодотворным будет использование теории выбросов случайных функций. Так как числовые характеристики параметров состояния, нужные для расчета параметрической надежности, часто неизвестны на этапе проектирования, то расчеты надежности чаще основываются на математической модели работы объекта. Модель работы произвольного объекта в зависимости от параметров состояния и воздействий в общем виде можно описать зависимостями

$$\frac{dy_r}{dt} = Fe(y_r, x_i, t), \quad (29)$$

$$\Psi_m(y_r, x_i, t) = 0, \quad (30)$$

где $i = 1, 2, \dots, k$; $r = 1, 2, \dots, n$; $e = 1, 2, \dots, j$; $m = j+1, \dots, n$; Fe и Ψ_m – известные функциональные зависимости; x_i – случайная величина.

Для нахождения закона распределения параметра состояния по известным законам распределения воздействия практически для любых математических моделей можно применить метод статистических испытаний (метод Монте-Карло). При использовании метода статистических испытаний (или метода статистического моделирования) на математической модели, как аналоге рассматриваемого объекта, обычно многократно проигрывается стохастический процесс функционирования.

Этот прием моделирования основан на формировании последовательности случайных чисел, подчиняющихся заданному закону распределения, причем исходным является равномерное распределение в интервале $(0 \dots 1)$.

Учёт неоднородности, принятие решений при неопределённости – одна из важнейших и труднейших задач теории надёжности. Неопределённость параметров, характеризующих работу объекта, чаще всего обусловлена неопределённостью исходных данных. Здесь можно выделить три группы неопределённости:

- связанную с отсутствием точных сведений о параметрах условий работы;
- обусловленную недостоверностью заданных характеристик;
- обусловленную случайными характерами условий работы объекта.

В расчётах по надёжности могут быть применены различные методы учёта и оценки неопределённости.

Равнозначимый анализ, основанный на выделении групп характеристик в соответствии со степенью их влияния на эффективность и с учётом достоверности их значений.

Ограничение числа стратегий, проводимое на основе сопоставления степени влияния на эффективность выбора стратегии и неопределённых параметров.

Выделение уровней моделей, проводимое в соответствии с обеспеченностью исходными данными и известной степенью их неопределённости.

Приёмы доминирования, основанные на определении условий, в которых система доминирует, и построении, хотя бы в теоретическом плане, самой доминирующей системы.

Выделение этапов операции, предусматривающее замену моделей этапов, имеющих высокую степень неопределённости, их выходными параметрами, которые принимаются за исходные.

Анализ чувствительности распределения, используемый в тех случаях, когда ситуацию неопределённости можно свести к субъективной ситуации риска.

Усиленный анализ, предполагающий сравнение системы в условиях, неблагоприятных для проектируемой системы и благоприятных для противостоящей системы.

Уравнительный анализ, предполагающий определение условий равной эффективности вариантов системы с последующим сравнением этих условий.

Неопределённость расчётных параметров можно оценивать приёмами математической статистики. Для расчёта отдельных состояний во многих случаях довольно успешно применяют апробированные детерминистические зависимости. Используя эти аналитические соотношения для получения необходимых при расчётах надёжности оценок средних значений, среднеквадратичных отклонений случайных величин, можно применять метод линеаризации.

Метод линеаризации основан на следующих допущениях: параметры, характеризующие возмущение, описываются нормальным законом распределения; параметры, характеризующие возмущенные факторы, статистически независимы, между возмущениями и выходными параметрами существует линейная зависимость.

Неопределённые параметры в общем случае не являются линейными во всем диапазоне изменения случайных аргументов, они могут оказаться линейными лишь в узком диапазоне их случайных изменений. Как известно, может быть линеаризована любая функция, связывающая основную определяемую характеристику рассчитываемого на надёжность объекта с независимыми переменными (x_1, x_2, \dots, x_n) , в общем виде можно записать

$$y = \varphi(x_1, x_2, \dots, x_n), \quad (31)$$

где x_1, x_2, \dots, x_n – параметры-переменные, определяющие конструкцию, размеры, материалы, эксплуатационные показатели и др. Таким образом, у для данного элемента может оказаться неявной функцией внешних условий и времени.

Так как x_1, x_2, \dots, x_n случайные величины и характеризуются статистическим разбросом, поэтому y имеет статистический разброс относительно своего номинального значения. Это изменение y приближённо можно определить, используя разложение функции y в ряд Тейлора в окрестности нормальных и средних значений параметров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурлибаев М.Ж., Волчек А.А., Шведовский П.В. Проблемы оптимизации природопользования и природообустройства в математических методах и моделях. – Алматы, Изд-во: “Каганат”, 2003. – 525 с.
2. Бурлибаев М.Ж., Достай Ж.Д., Турсунов А.А. Арало-Сырдарьинский бассейн (гидроэкологические проблемы, вопросы вододеления). – Алматы: “Дәуір”, 2001. – 180 с.
3. Бурлибаев М.Ж., Нурмаганбетов Д.Ш., Волчек А.А. Теоретические и прикладные основы проблем планирования и управления природопользованием и охраной природы. – Алматы: «Каганат», 2007. – 360 с.

Казахстанское Агентство Прикладной Экологии
Казахский Национальный Университет имени аль-Фараби
Полесский Аграрно-Экологический Институт НАН Республики Беларусь

ИНЖЕНЕРЛІК НЫСАНДАР МЕН ЭКОЖҮЙЕЛЕРДІҢ ТҮРЛЕНУ ЖӘНЕ ЭКОЛОГИЯЛЫҚ ҚАУІПСІЗДІК ЗАҢДЫЛЫҚТАРЫ

Техн. ғылымд. докторы	М.Ж. Бүрлібаев Д.М. Бүрлібаева
Геогр. ғылымд. докторы	А.А. Волчек Ан.А. Волчек

Мақалада экожүйенің қазіргі жағдайдағы қалпына байланысты аумақты игеру және пайдалану, бастапқы ақпарат пен оның ескіруін есепке алу, қоршаған ортаны жақсарту жөніндегі басқару шешімдерін қабылдаудың, экожүйенің келешектегі жағдайын болжау онсыз мүмкін болмайтын экожүйенің дәйектілігін есептеудің алғы шарттары мен қағидалары мәселелері қарастырылады.

УДК 556.3

**АММОНИЙ КАК ИНДИКАТОР НАЛИЧИЯ И АКТИВНОСТИ ЗОН
ОКИСЛЕНИЯ, СВЯЗАННЫХ С ОЧАГАМИ ЭНДОГЕННЫХ
ПОЖАРОВ В ПРОЦЕССЕ ЗАТОПЛЕНИЯ РУДНИКА ТЕКЕЛИ**

Е.А. Тажмагамбетов

Канд. г.-м. наук М.М. Бураков

В статье обосновывается происхождение аммония в шахтных водах рудника Текели, как результат процесса Габера, когда в зоне эндогенного пожара за счет высокой температуры сгорания (окисления) углерода углистых сланцев и пирита (свыше 1400 °С) обеспечивается перегонка воздуха с фракционированием азота, выделение водорода из воды, образование и растворение в воде аммония. В качестве катализаторов (железо, окись алюминия) выступают рудовмещающие породы-алюмосиликаты. Результаты мониторинга процесса затопления и химического состава рудничных вод подтверждают эффективность аммония в качестве индикатора интенсивности эндогенных пожаров.

Руды Текелийского месторождения и вмещающие породы средней устойчивости и неустойчивые, сильно трещиноватые, с наличием множества даек и тектонических нарушений, склонны к самовозгоранию. Это связано с высоким содержанием серы (25...40 %) и наличием углистых сланцев с содержанием органического углерода от 2 до 27 %. Месторождение с 1944 г., с поверхности до 3 горизонта, обрабатывалось системой слоевого, а затем, с 1947 г., до 6 горизонта системой блокового само- и принудительного обрушения. В 1949 г. на руднике (при отработке рудных тел системой с обрушением) в опытном блоке № 1 на 3 горизонте возник эндогенный пожар, который к 1959 г. охватил всё месторождение и привел к резкому сокращению производительности рудника. В 1960 г. рудник находился на грани полной остановки. В период с 1950 по 1956 гг. в качестве основной профилактической меры борьбы с эндогенными пожарами применялось орошение водой через зону обрушения участков с повышенной температурой. В дальнейшем – методом заиливания выработанного пространства глинистой пульпой.

Вопросами эндогенных пожаров на месторождении Текели в раз-

ное время занимались институты «Унипромедь», Институт горного дела АН КазССР, КазНТУ. Результаты исследований закономерностей формирования эндогенных пожаров представлены в отчетах, опубликованы в монографиях [1, 5]. С 1980 по 1990 гг. на руднике Текели наблюдались локальные разогревы горного массива с выбросом сернистого газа в рудничную атмосферу. В 1998 г. на участке «Западное Текели» также обнаружилось проявление эндогенного пожара. В настоящее время на месторождении существуют следующие очаги: Верхний очаг – практически по всему рудному полю до барьерного целика 7 горизонта; Западный очаг – район блоков 87-106 9 и 10 горизонтов; Центральный очаг – 62-59 блоки 9 горизонта и до 15 горизонта блока 180-183; Восточный очаг – 55 «Восточная выклинка» 9 горизонта и до 13 горизонта 128 блок.

Из перечисленных выше очагов эндогенного пожара на месторождении Текели на момент ликвидации действовали только 3 – Западный, Центральный и Восточный очаги. Верхний очаг вследствие осуществленных мероприятий по тушению в настоящее время не действует. Вместе с тем, истекающие из остальных очагов перегретые газы, проходят через породы в районе Верхнего очага (в том числе, и через породы в провале) и разогревают их (до температуры около 100 °С, судя по температуре истекающих газов). Соответственно, наличие газов и повышенная температура пород в зоне Верхнего очага, вовсе не означает существование здесь пожара в настоящее время.

Процесс ликвидации полиметаллического месторождения Текели осложняется эндогенным пожаром, продолжавшимся практически на всем протяжении разработки месторождения. В Проекте ликвидации нами выполнены прогнозные расчеты темпов затопления горных выработок после прекращения водоотлива на руднике и ожидаемой минерализации шахтных вод и концентраций отдельных компонентов их химического состава применительно к четырем вариантам затопления: 1) ликвидация без водоупорных перемычек с затоплением горных выработок до 5 горизонта; 2) ликвидация с водоупорными перемычками, изолирующими водопримную систему Западное Текели; 3) ликвидация с водоупорными перемычками и централизованным выпуском воды через шахту «Закладочная»; 4) ликвидация с водоупорными перемычками и произвольным выходом шахтных вод из зоны обрушения [2, 3, 4].

В первых трех вариантах рассмотрены еще по два подварианта, одинаковых для всех вариантов – это либо сброс шахтных вод по водоводу

(или по существующим горным выработкам) к устью штольни «Капитальная», откуда по имеющемуся водоводу шахтных вод направляются на обогатительную фабрику для очистки. Либо сброс рудничных вод в р. Текели непосредственно после выхода их на поверхность у той выработки, через которую они будут изливаться. В четвертом варианте рассмотрены следующие два подварианта: а) рудничные воды поднимаются до отметки второго горизонта (1544 м) и выходят в виде подземного стока через засыпанные выработки второго горизонта; б) рудничные воды поднимаются до минимальной абсолютной отметки южной границы зоны обрушения (1576 м) и образуют провальное озеро с поверхностным стоком в виде ручья.

В Проекте ликвидации оптимальным принят третий вариант, первый подвариант; именно он и был принят к исполнению как основной. Однако, реально, вследствие ряда объективных и субъективных причин реализован был первый вариант, т.е. была произведена ликвидация рудника без водоупорных перемычек с затоплением горных выработок до 5 горизонта; шахтные воды по существующим горным выработкам сбрасывались и сбрасываются сейчас к устью штольни «Капитальная», откуда по имеющемуся водоводу направляются на обогатительную фабрику для очистки.

Трещинно-грунтовые воды – это наименее загрязненные подземные воды в районе месторождения, так как они образуются за счет инфильтрации атмосферных осадков и находятся в зоне активного водообмена. По имеющимся результатам шести анализов за 1936...1954 гг. загрязнение трещинных вод отмечалось только по железу (от 3 до 8 ПДК) и наиболее вероятным является объяснение техногенным загрязнением шахты и скважины, из которых были отобраны пробы. А вот анализ воды, отобранной из родника при обследовании поверхности в сентябре 2002 г., имеет превышение предельно-допустимых концентраций (ПДК) по меди (1,1 ПДК) и свинцу (1,8 ПДК), а содержание цинка достигает 1 ПДК. Так как родник расположен значительно выше рудника и не может находиться в зоне его техногенного воздействия, то эти данные можно однозначно объяснить наличием гидрохимической аномалии, связанной с окислением сульфидного оруденения.

Гидрохимическая аномалия подобного типа должна была быть в трещинно-грунтовых водах ниже рудного тела месторождения Текели до начала его разведки и эксплуатации, однако сведения об этом отсутствуют. Порово-грунтовые воды водоносного аллювиального горизонта отражают химический состав трещинно-грунтовых вод, проходящих через во-

доносный горизонт транзитом. Поэтому их химический состав близок к химическому составу трещинно-грунтовых вод. Из имеющихся пяти анализов превышения ПДК наблюдаются в двух случаях по цинку (5 ПДК) и в одном случае по меди (1,1 ПДК). Они также могут быть объяснены наличием природных гидрохимических аномалий, связанных с окислением сульфидных руденений.

Наглядное представление о характере превышений ПДК в подземных водах можно получить по графику, построенному по величине превышений ПДК соответствующего ингредиента (Рис.). Как видно, фиксируется массовое и значительное превышение в подземных и шахтных водах ПДК по цинку, единичные – по железу. Также массовые, но меньшие по масштабам превышения отмечаются для сульфатов и единичные – по магнию. Относительно небольшие массовые превышения соответствующих ПДК отмечены для следов свежего «органического» загрязнения – аммиака.

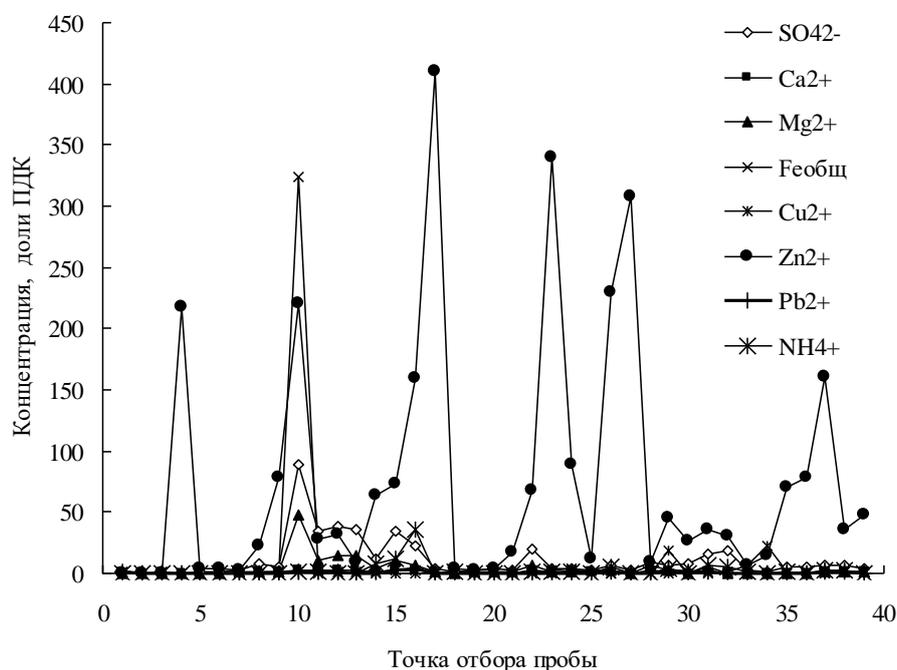


Рис. Химический состав подземных и рудничных вод. 1 – SO_4^{2-} , 2 – Ca^{2+} , 3 – Mg^{2+} , 4 – $Fe_{общ}$, 5 – Cu^{2+} , 6 – Zn^{2+} , 7 – Pb^{2+} , 8 – NH_4^+ .

Такое соотношение массового загрязнения подземных и рудничных вод определило в свое время особый интерес к цинку и сульфатам, концентрации которых анализировались как с точки зрения роста их концентраций при затоплении рудника и динамики этих концентраций после

окончания затопления, так и при расчете их максимальных концентраций при различных вариантах утилизации сточных вод.

Результаты химических анализов вод, отобранных в 2002 г. в горных выработках вдали и вблизи рудных тел, не отличались существенно друг от друга наличием превышений ПДК отдельных компонентов, что объясняется отсутствием на больших глубинах гидрохимических аномалий, связанных с окислением сульфидных руденений. Превышение ПДК было установлено по: сухому остатку до 1,6 ПДК, сульфатам – до 6 ПДК, хлоридам – только в двух пробах – 1,3 и 3,9 ПДК, кальцию – до 2,8 ПДК, магнию – до 2,8 ПДК, железу – до 2,5 ПДК, аммоний – до 1,4 ПДК, цинку – до 218 ПДК.

Шахтные воды, отобранные из горных выработок, удаленных от рудного тела, по химическому составу должны были быть близки к трещинно-жильным водам. Фактически по большинству компонентов, значения которых превышали ПДК (кроме сульфатов), шахтные воды оказались чище, чем трещинно-жильные. Превышение ПДК отмечалось по: сухому остатку – до 1,3 ПДК, сульфатам – до 7,4 ПДК, кальцию – до 1,2 ПДК, магнию – до 1,8 ПДК, цинку – до 78 ПДК, свинцу – 3,4 ПДК.

Самые загрязненные шахтные воды были отобраны на рабочих горизонтах. Они несли в себе следы загрязнения продуктами окисления сульфидов, а также следы привнесенного с поверхности техногенного загрязнения. Превышение ПДК наблюдалось: по сухому остатку – до 14 ПДК, сульфатам – до 90 ПДК, хлоридам – до 1,2 ПДК, кальцию – до 6,5 ПДК, магнию – до 14,7 ПДК, железу – до 324 ПДК, цинку – до 220 ПДК, свинцу – до 3,4 ПДК, аммоний – до 36 ПДК. Необходимо отметить, что самые высокие содержания вредных веществ были приурочены, как правило, к небольшим по расходу водопрооявлениям.

Шахтные воды из отработанных горных выработок, пройденных по рудному телу, по многим компонентам чище, чем на рабочих горизонтах. Превышения ПДК отмечались: по сухому остатку – до 3,2 ПДК, сульфатам – до 20 ПДК, кальцию – до 2 ПДК, магнию – до 6,3 ПДК железу – до 2 ПДК, аммоний – до 1,9 ПДК. Исключение составляли более высокие концентрации меди – до 2,3 ПДК и цинка – до 410 ПДК.

Из приведенного материала нас интересуют в первую очередь концентрации аммония и его распределение по горным выработкам. Отметим, что аммоний практически не встречался (и, видимо, не встречается) в природных трещинно-жильных подземных водах, он не был зафиксирован и в

пробах шахтных вод из горных выработок, удаленных от рудного тела. В горных выработках на рабочих горизонтах концентрация аммония подскочивала до 36 ПДК, при этом такие концентрации отмечались в небольших по расходу водопрооявлениях.

Наличие аммония в шахтных водах делает месторождение Текели в определенном смысле уникальным. Дело в том, что такого количества органического вещества в горных выработках и в водоносных зонах трещиноватости, растворение которого обеспечило бы вынос аммония в зарегистрированных по результатам химических анализов объемах (с учетом того, что концентрации аммония в шахтных водах были так же высоки и на всем протяжении эксплуатации месторождения Текели), попросту нет. Тогда важнейшим источником аммония в шахтных водах становится зона эндогенного пожара, в которой за счет высокой температуры сгорания (окисления) углерода углистых сланцев и пирита (свыше 1400 °С) обеспечивается перегонка воздуха с фракционированием азота, выделение водорода из воды, образование и растворение в воде аммония, т.е. реализация процесса Габера. В качестве катализаторов (железо, окись алюминия) выступают рудовмещающие породы-алюмосиликаты [6].

При этом понятно, что зона эндогенного пожара развивалась только над отработанным рудным телом, соответственно максимумы концентрации аммония отмечались в горных выработках на рабочих горизонта, пройденных по рудному телу. Ясно также, что сколько-нибудь значительных объемов воды из зоны пожара поступить в горные выработки в принципе не могли, поэтому и приурочены были такие максимумы концентраций аммония к небольшим по расходу водопрооявлениям.

Такое представление о происхождении «органического» вещества в шахтных водах месторождения Текели делает аммоний индикатором наличия и активности зон окисления, связанных с очагами эндогенных пожаров в процессе затопления рудника и при мониторинге подземных вод по завершении его.

Прямым подтверждением этого предположения являются результаты производственного мониторинга водного бассейна в районе рудника, где в соответствии с проектом ликвидации рудника 21 октября 2003 г. был остановлен водоотлив и начался процесс затопления горных выработок. Оценка состояния подземных и поверхностных вод выполнялась по всем источникам водного бассейна, в которых возможно проявление техногенного загрязнения, связанного с деятельностью рудника. Наблюдения проводились группой мониторинга по согласованной

ТОО «ТГПК» (Текелийский горноперерабатывающий комбинат) программе и сводились к отбору проб природных вод, их химическому анализу, замерам температуры, дебита, уровня с последующим анализом полученных данных, оперативным прогнозом развития ситуации.

Мониторинг шахтных вод проводился по стволу шахты «Закладочной» и устьям штолен «Капитальной» и «Параллельной». Точка наблюдения в стволе шахты «Закладочной» заложена для осуществления контроля затопления месторождения с момента подъема уровня вод до 8 горизонта. 14.10.2004 г. впервые электроуровнемером осуществлен замер глубины до уровня воды в горных выработках и пробоотборником отобрана проба шахтных вод.

За период наблюдений до 03.05.2005 г. установлено, что процесс затопления шел со скоростью от 1 до 0,34 м/сут (с закономерным снижением скорости). После указанной даты в результате выхода шахтных вод в штольни 5 горизонта идет процесс водопонижения со средней скоростью 0,056 м/сут, также уменьшающейся с уменьшением объема вод, нависающих над 5 горизонтом. В настоящее время уровень затопления соответствует 1426,55 м абс. при проектном уровне затопления 1523,4 м абс. (2 горизонт).

Точки наблюдения в устьях штолен «Капитальной» и «Параллельной» заложены для контроля затопления месторождений Текели и Западное Текели, контроля качества шахтных вод (через штольни «Капитальная» и «Параллельная» осуществляется сбор шахтных вод, которые отводятся далее на очистные сооружения обогатительной фабрики). По результатам наблюдений в этих точках выявлены следующие характерные периоды затопления:

- период с момента остановки рудничного водоотлива (21.10.2003 г. по 24.02.2004 г.), остановка водоотлива, начало затопления рудника, уменьшение водопритока до 130,7 м³/ч;
- период с 24.02.2004 г. по 10.11.2004 г., самоизлив (через специально оставленные отверстия) после затопления горных выработок на месторождении Западное Текели до уровня 5 горизонта, продолжение затопления месторождения Текели, увеличение водопритока до 145,4 м³/ч;
- период с 10.11.2004 г. по 03.05.2005 г., затопление горных выработок на месторождении Западное Текели выше 5 горизонта (в результате заделки водосливных трубок), затопление месторождения Текели до 5 горизонта и выше, резкое снижение водопритоков до 63 м³/ч;

- период с 03.05.2005 г. и по настоящее время, затопление горных выработок на месторождении Западное Текели выше уровня 5 горизонта, водопонижение на месторождении Текели с уменьшающейся скоростью в соответствии с уменьшением объема вод, нависающих над 5 горизонтом [6].

Результаты химических анализов проб шахтных вод практически точно отвечают прогнозным значениям концентраций отдельных компонентов химического состава, полученным нами в Проекте ликвидации для этапа [3-5], следующего сразу же за окончанием затопления рудника. Заметные расхождения с проектными величинами (в первую очередь по сульфатам и сухому остатку) есть только по данным анализов проб из штольни «Параллельной».

Обращают на себя также внимание чрезвычайно высокие концентрации цинка в шахтных водах на заключительном этапе затопления рудника, достигающие 2045 ПДК (11.05.2005 г.) в устье штольни «Капитальной», хотя впоследствии наметилась отчетливая тенденция к их снижению – на 23.08.2005 г. концентрация цинка упала до 230...384 ПДК. Резко возросли концентрации и других компонентов химического состава шахтных вод из этой штольни с последующим отчетливым падением их, хотя к тому времени сложились благоприятные условия для выхода гидрогеохимической обстановки на период стабилизации. Так, с одной стороны эндогенный пожар на месторождении Текели на этом этапе затопления рудника был погашен (уровень шахтных вод поднялся до 5 горизонта, тогда как все очаги эндогенного пожара были расположены ниже 8 горизонта). Как результат этого, началось снижение температуры воды (с максимальной зарегистрированной в 31°C), параллельно которому должно было начаться снижение концентраций компонентов химического состава шахтных вод. С другой – зона аэрации водоносного комплекса значительно сократилась в результате затопления рудника, соответственно должен был сократиться объем зоны окисления сульфидов с уменьшением в первую очередь концентраций цинка и сульфатов.

Вероятной причиной выявленного скачка концентраций указанных элементов явился прорыв шахтных вод с месторождения Западное Текели к штольням «Капитальная» и «Параллельная». На месторождении Западное Текели очаг эндогенного пожара расположен на уровне 4...5 горизонтов, соответственно продукты химических реакций, поступившие к штольням из зоны пожара, и определили резкое повышение концентраций практически всех определяемых компонентов химического состава шахт-

ных вод¹. С началом угасания этого очага проявилась тенденция к снижению этих концентраций.

В пользу такой интерпретации результатов мониторинговых наблюдений говорило поведение аммония. На заключительном этапе затопления рудника Текели концентрации аммония резко возросли до 40...80 ПДК, однако на момент обследования 22-24.09.2005 г. месторождения Текели сотрудниками ТОО «Есотера» концентрации аммония составили: для штольни «Капитальная» – 2 мг/дм³ (4 ПДК), а для штольни «Параллельная» – 12 мг/дм³ (24 ПДК). Однако, как и прежде, важным здесь является не отношение концентрации аммония к ПДК, а сами концентрации.

Подчеркнем еще раз, что такого количества органического вещества в горных выработках и в водоносных зонах трещиноватости, растворение которого обеспечило бы вынос аммония в зарегистрированных по результатам химических анализов объемах, не было и нет. Иными словами, и на руднике Западный Текели в зоне эндогенного пожара в соответствии с процессом Габера происходило образование аммония и вынос его шахтными водами. Процессом Габера объяснялись и значительные концентрации железа в шахтных водах, а также окислов железа и алюминия во взвешенных веществах, установленных по результатам спектрального анализа. Важная роль карбонатных пород в осаждении (переводе в мало растворимые соединения) металлов подтверждалась наличием во взвешенном веществе цинка (повидимому, в виде малорастворимого карбоната цинка – церуссита), а также значительным содержанием окислов кальция и магния.

Тенденция к снижению концентрации аммония, железа и количества взвешенных веществ в шахтных водах на момент обследования, 22-24.09.2005 г., свидетельствовала, таким образом, о начавшемся затухании эндогенного пожара на месторождении Западное Текели и начале ликвидации еще одной (последней) зоны окисления. Вместе с тем, этот процесс оказался довольно длительным. Повторное обследование водного бассейна в районе рудника по завершении его затопления было выполнено ТОО «Есотера» 15.06.2008 г. Результаты химических анализов шахтных вод, отобранных в ходе обследования, показаны в таблице.

¹ Следует обратить внимание на то обстоятельство, что в соответствии с Техническим заданием месторождение Западное Текели и рудник, его эксплуатирующий, не вошло в Проект ликвидации рудника Текели и его возможное влияние на затопление горных выработок на месторождении Текели не оценивалось.

Таблица

Результаты химических анализов проб шахтных вод на месторождении Текели

Место отбора пробы	pH	Концентрация, мг/дм ³											
		взвешенные вещества	сухой оста- ток	HCO ₃ ,	Cl	SO ₄	Ca	Mg	Fe общ.	аммоний	Zn	Pb	Cu
Река Текели (фон)	7,49	24,0	178,5	164,8	5,3	22,2	46,0	6,1	<0,1	<0,1	<0,05	0,004	<0,05
Штольня «Параллельная»	7,69	37,0	1652	299,0	14,2	945,0	128,1	175,1	0,1	1,75	0,27	0,007	<0,05
Штольня «Капитальная»	7,68	43,5	2185	305,1	10,6	1271,8	252,3	170,2	0,1	2,5	0,34	0,006	<0,05
После слияния стоков из штолен «Параллельная» и «Капитальная»	7,99	38,5	2170	280,7	10,6	1197,8							

Из таблицы, в частности, следует, что концентрация аммония в шахтных водах из штольни «Параллельной» (куда сбрасываются шахтные воды из месторождения Западное Текели) в сравнении с 22...24.09.2005 г. снизилась почти в 7 раз. Весьма заметно упало и количество взвешенных веществ в шахтных водах (несущих катализаторы – окислы железа и алюминия) – практически до фонового значения (по р. Текели). Ниже ПДК для вод питьевого назначения снизилась концентрация железа общего в шахтных водах. Все эти факторы в комплексе указывают на то, что к середине 2008 г. эндогенный пожар на руднике Западный Текели окончательно погашен. Как и предполагалось в прогнозах качества шахтных вод при затоплении горных выработок, продолжилось снижение температуры воды (сейчас она регистрируется на уровне 20...22 °С). Параллельно этому началось снижение концентрации компонентов химического состава шахтных вод, и в первую очередь, концентраций цинка и меди, определявших загрязнение шахтных вод по отношению к подземным и поверхностным. В приведенной таблице видно – концентрация этих металлов во всех пробах ниже ПДК для вод питьевого назначения снизилась (хотя еще превышают ПДК для вод водотоков и водоемов рыбохозяйственного значения).

Таким образом, основной причиной поступления «органического» вещества в шахтные воды месторождения Текели в виде аммония являлась перегонка воздуха с фракционированием азота, выделение водорода из воды под влиянием эндогенного пожара на месторождении. Соответственно источником «органического» вещества были атмосферный воздух и подземные воды. С затуханием последнего очага эндогенного пожара на 4...5 горизонтах рудника Западный Текели исчезли условия, обеспечивающие образование аммония.

Кроме того, с затуханием этого пожара ликвидирована последняя из существующих в районе месторождения Текели активных зон окисления. С сокращением в результате затопления области аэрации в зоне активной трещиноватости водовмещающих пород, свободных для доступа воздуха, активность окислительных процессов в районе резко снизилась, формирование и развитие новых зон окисления, угрожающих возникновением новых очагов эндогенного пожара, выносом продуктов окисления рудных минералов в подземные и поверхностные воды после затопления рудника Текели исключается.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башкиров Б.Г. Новейшее минералообразование и физико-химические изменения руд и горных пород месторождения Текели. М.: Недра, 1976. – 132 с.
2. Бураков М.М., Овчинников С.Н., Попов Ю.Н., Тажмагамбетов Е.А. Оценка влияния эндогенных пожаров на выбросы в атмосферу и время затопления Текелийского рудника // Вода: экология и технология. Шестой Международный конгресс. Материалы конгресса (Москва, 1...4 июня 2004 г.). Ч. 1. М.: ЗАО Фирма СИБИКО Интернэшнл, 2004. С. 217-218.
3. Бураков М.М., Павличенко Л.М., Тажмагамбетов Е.А. Оценка влияния эндогенных пожаров на химический состав шахтных вод при затоплении рудника Текели // Вода: экология и технология. Шестой Международный конгресс. Материалы конгресса (Москва, 1...4 июня 2004 г.). Ч. 1. М.: ЗАО Фирма СИБИКО Интернэшнл, 2004. – С. 218-219.
4. Бураков М.М., Павличенко Л.М., Тажмагамбетов Е.А., Овчинников С.Н., Попов Ю.М. О некоторых закономерностях формирования химического состава рудничных вод в процессе затопления рудника Текели // Вода: экология и технология. Седьмой Международный конгресс. Материалы конгресса (Москва, 30 мая – 2 июня 2006 г.). Ч. 1. М.: ЗАО Фирма СИБИКО Интернэшнл, 2006. С. 207-208.
5. Опыт борьбы с подземными эндогенными пожарами и внедрение камерной системы разработки с твердеющей закладкой на Текелийском руднике. М.: Недра, 1967. – 127 с.
6. Рэмсден Э.Н. Начало современной химии. – Л.: Химия, 1989. 784 с.

ТОО "Ecotera", г. Алматы

ТОО "Институт гидрогеологии и геоэкологии им. У.М. Ахмедсафина", г. Алматы

**АММОНИЙ-ТЕКЕЛІ КЕНІШІН СУ БАСУ ПРОЦЕСІНДЕГІ
ЭНДОГЕНДІ ӨРТТЕРДІҢ ОШАҚТАРЫМЕН БАЙЛАНЫСТЫ
ТОТЫҒУ АЙМАҚТАРЫНЫҢ БОЛУЫ МЕН БЕЛСЕНДІЛІГІНІҢ
АЙҚЫНДАҒЫШЫ**

Е.Ә. Тажмагамбетов

Г.-м-қ ғылымд. канд. М.М. Бураков

Мақалада Текелі кенішінің шахта суларындағы аммонийдің пайда болуы Габер процесінің қорытындысы ретінде негізделген. Бұл процесіте эндогенді өрт аймақтарында көмірдің, көмірлі тақтатаc пен пириттің (1400 °C-тан жоғары) жану (тотығу) температурасының жоғарылығының әсерінен азоттың бөлінуімен жүретін ауаны айдау, сутегінің судан бөлінуі, аммонийдің суда пайда болуы мен еруі. Катализаторлар ретінде (темір,аллюминий тотығы) кен сыйғызатын жыныстар-алюмосиликаттар пайдаланылды. Кеніш суларының

химиялық құрамы мен су басу процесінің мониторингінің қорытындысы аммонийдің эндогенді өрттердің қарқындылығының айқындағышы ретінде тиімді екенін дәлелдейді.

УДК 551.501

**ВНЕДРЕНИЕ АВТОМАТИЗИРОВАННОЙ СИСТЕМЫ
УПРАВЛЕНИЯ ДЛЯ ПОЛИГОНА ТВЕРДЫХ БЫТОВЫХ ОТХОДОВ**

Доктор техн. наук С.С. Нуркеев
Канд. техн. наук Ж.М. Жаппарова
 М.Б. Оралбаева

В статье показана возможность использования автоматизированной системы управления для полигона твердых бытовых отходов г. Астаны.

Функционирование полигонов захоронения твердых бытовых отходов (ТБО) обеспечивается целой системой взаимодействия различных служб, при этом эффективность сбора, обеспечение своевременного вывоза отходов влияет на результаты работы полигона в целом. В условиях растущей столицы, где поток автотранспорта возрастает с каждым днем, а климатические условия достаточно суровые и температура в холодный период может достигать минус 35 °С, координированная работа муниципальных служб является актуальной задачей.

В этой связи, разработка автоматизированной системы управления твердыми бытовыми отходами (АСУ ТБО) реализует новую форму контроля передвижения автотранспорта и специальной техники (мусоровозов) коммунального хозяйства города Астаны. Рабочий проект «Автоматизированная система управления твердыми бытовыми отходами (АСУ ТБО) в г. Астане» разработан в соответствии с действующей на момент проектирования нормативно-технической документацией и получил заключение Госэкспертизы №2-478/08 от 24.09.08 г. [1].

Установка сервера и размещение диспетчерской предусматривается в Управлении по вывозу и утилизации ТБО АО «Астана Горкоммунхоз». Отопление производственной и административной базы предусмотрено от централизованного теплоснабжения ТЭЦ, водоснабжение от АО «Астана Суарнасы». Система мониторинга и управления транспортом VN-City®Complex ООО «М2М телематика» предназначена для учета, сбора, вывоза и складирования ТБО путем контроля движения транспортных средств, осуществляющих вывоз мусора. Новый подход, основанный на использовании новых информационных, беспроводных и спутниковых

навигационных технологий оказывает широкий спектр услуг коммунальным службам города.

Для создания АСУ на подвижные объекты (мусоровозы) устанавливаются абонентские терминалы, имеющие в своем составе беспроводные модемы передачи данных (УКВ, GSM, CDMA) и GPS-антенны, при помощи которых на электронной карте города в любой момент времени можно отследить местонахождение и пройденный маршрут любого отслеживаемого объекта, а также осуществлять ряд других контрольных функций. В зависимости от требований пользователя, с абонентского терминала может передаваться самая различная информация: важнейшие параметры работы различных систем автомобиля: расход топлива, запуск, блокировка работы двигателя на расстоянии и т.д., с установкой дополнительных специальных датчиков: бензодатчик, тахометр, одометр и других.

Внедрение автоматизированной системы – качественно новый уровень управления парком транспортных средств. Данная система обладает рядом преимуществ:

- непрерывный автоматический контроль прохождения маршрутов, соответствие графику работы транспортного средства, отображение местоположения в режиме реального времени на электронных картах;
- высокая оперативность доставки информации;
- полная конфиденциальность обрабатываемых системой данных и сведений;
- возможность интеграции с информационными системами предприятия;
- возможность подключения выполненных по заказу клиента специальных модулей программного обеспечения (ПО) для решения сопутствующих задач;
- отсутствие ежемесячной абонентской платы;
- низкая стоимость оборудования;
- минимальные затраты на эксплуатацию системы.

Система BN-City@Complex – это аппаратно-программный комплекс (телематическая платформа), построенный на технологии «клиент-сервер» с применением в отдельных случаях WEB-технологий и состоящий из:

- телематического сервера;

- программного обеспечения (ПО) BNTM-Complex телематического сервера;
- ГИС-сервера;
- базового ПО (CyberFleet®/M2M-CityBus/M2M Охранные Системы) рабочего места диспетчера (диспетчерского пункта);
- электронных векторных карт;
- абонентских терминалов (АТ).

На рисунке приведена общая схема работы системы.

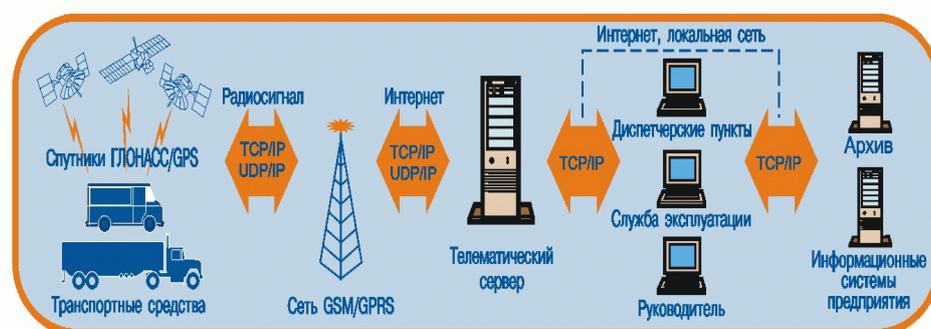


Рис. Общая схема работы системы BN-City®Complex.

Транспортные средства предприятия оснащаются современным навигационно-связным и телематическим оборудованием, которое позволяет круглосуточно контролировать навигационные и технические параметры транспортных средств различных категорий.

Весь объем навигационной и технической информации, получаемой от отслеживаемых транспортных средств, поступает на телематический сервер, сохраняется в базе данных (MS SQL или Interbase) и отправляется на диспетчерский пункт.

На рабочее место диспетчера устанавливается специальное базовое программное обеспечение, в котором используются электронные векторные многослойные карты местности (могут подключаться карты в стандартном формате MapInfo) с высокой точностью отображающие текущее местоположение транспортных средств независимо от их местонахождения.

Применяемые в программном обеспечении гибкие настройки и простые в использовании интерфейсы, максимально упрощают обработку информации и оперативное управление, позволяют в любой момент сформировать графики и отчеты (в форматах MS Office) или отправить информацию в другие информационные системы пользователя (например «1С»).

Основные функции системы BN-City®Complex можно условно разделить на три группы:

- функции мониторинга;
- функции управления;

- функции хранения информации и сопряжения с внешними информационными системами (ИС).

Функции мониторинга

- Автоматическое определение навигационных параметров объектов (географические координаты, скорость движения, азимут, высота над уровнем моря).
- Автоматическое определение состояния объектов по показаниям контрольных устройств: включение зажигания, открытие дверей, срабатывание сигнализации, подъем кузова, работа навесного и дополнительного оборудования, изменение температурного режима, превышение допустимой скорости движения, уровень жидкостей в баках и цистернах и прочее.
- Автоматическая передача навигационной и прочей информации об объектах на диспетчерские пункты через заданный интервал времени (периодичность от 20 секунд).
- Автоматическая передача на диспетчерские пункты внеочередных сообщений об изменении состояния объектов при срабатывании контрольных устройств или датчиков (нажатие водителем тревожной кнопки, изменение режима работы дополнительного оборудования, длительный простой объекта, вход объекта в определенную зону или выход из нее).
- Автоматическое занесение в энергонезависимую память АТ навигационной информации и информации о состоянии объектов при потере каналов связи, с последующей отправкой записанных данных по запросу диспетчера или автоматически.
- Автоматическое слежение за выполнением объектом маршрута или графика движения с подачей тревожного сообщения при отклонениях.
- Возможность выбора отдельных объектов для слежения за их перемещением и состоянием в режиме реального времени.
- Отображение в графической форме местоположения и параметров объектов на векторных электронных картах местности.
- Отображение данных о местоположении и состоянии объектов в текстовой форме в виде таблиц.
- Отображение внеочередных сообщений об изменении состояния на диспетчерских пунктах в виде тревожных окон, с подачей предупреждающего сигнала.

Функции управления

- Формирование на электронных картах местности контрольных зон для отслеживания перемещения объектов.
- Контроль и анализ фактического пробега транспортных средств за определенные промежутки времени.
- Передача команд диспетчера на исполнительные устройства объектов (блокировка двигателя, включение аварийных сигналов, вызов водителя, управление дополнительным оборудованием).

- Голосовая связь диспетчера с объектами.
- Автоматическая запись в журнал событий всех действий, произведенных на диспетчерских пунктах.

Функции хранения информации и интеграции с внешними ИС

- Хранение информации в единой базе данных (MS SQL или Interbase).
- Преобразование информации в формат, совместимый с пользовательскими ИС.
- Обмен данными с пользовательскими ИС.
- Создание баз данных в формате пользовательских архивов.

Программа обеспечивает:

- слежение за местоположением объектов непосредственно на картах в реальном времени;
- автоматическое протоколирование всей поступающей и передаваемой информации в текущих протоколах и сохранение в архивах;
- восстановление событий по объектам управления по архивной информации;
- обзор одной или нескольких карт совместно, поиск объектов по контекстам названий;
- печать карт и информации об объектах слежения на принтерах и в графические файлы.

Применение современных автоматизированных систем управления в работе муниципальных служб больших городов решает вопросы не только контроля и координирования, но и служит экономически целесообразному использованию материально технической базы предприятий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рабочий проект «Автоматизированная система управления твердыми бытовыми отходами (АСУ ТБО) в г. Астане». ГУ «Управление энергетики и коммунального хозяйства г. Астаны» – Астана: 2008. – 180 с.

КазНТУ им. К.И. Сатпаева, г. Алматы

АВТОМАТИКАЛЫҚ БАСҚАРУ СИСТЕМАСЫН ҚАТТЫ ТҰРМЫС ҚАЛДЫҚТАР ПОЛИГОНЫНА ЕНДІРУ

Техн. ғылымд. докторы	С.С. Нуркеев
Техн. ғылымд. канд.	Ж.М. Жаппарова
	М.Б. Оралбаева

Бұл мақалада Астана қаласының қатты тұрмыс қалдықтар полигонына автоматикалық басқару системасының қолдануу көрсетілген.

УДК 504.54:551.4(574)

**ҚАЗАҚСТАНДЫҚ КЕНДІ АЛТАЙ ТАУ АРАЛЫҚ
ОЙЫСТАРЫНДАҒЫ УРБАӨНЕРКӘСІП ГЕОЖҮЙЕЛЕРІНІҢ
ЭКОЛОГИЯЛЫҚ ЖАҒДАЙЫ**

И.О. Сыдықова

Мақалада Қазақстандық Кенді Алтай тауішілік ойыстарындағы урбаөнеркәсіп геожүйелерінің экологиялық жағдайы қарастырылған. (Өскемен, Риддер, Зырян қалалары мысалында). 1986...2006 жылдар аралығында атмосфера ауасының ластану жағдайына талдау жасалған.

Табиғатты ұтымды пайдалану және қоршаған ортаны қорғау мәселелері, бүгінгі таңда, жан-жақты тереңдетіп, мәселелерді біртұтас қарастыруды талап етеді. Қоршаған ортаның сапалылығы және антропогендік қысымға төтеп беруі геоэкологиялық зерттеудің негізгі тақырыбы болғандықтан урбандалған ауданды жеке бір геожүйе ретінде қарастыру өте тиімді. Әрбір геожүйе өз алдына біртұтас және өзара жеке жүйелерге бөліне отырып, табиғатта өтетін географиялық және экологиялық процесстердің тығыз байланысқан кешенін құрайды. Осыған орай, экологиялық мәселелерді кешенді шешу үшін аймақты ең төменгі геожүйеде, яғни геоэкологиялық анклав ретінде урбаөнеркәсіптік геожүйеде қарастырамыз.

Геоэкологиялық анклав деп, табиғатта экологиялық тұрақсыздығымен жоғарғы дәрежеде ерекшеленген геожүйенің ең төменгі бірлігі аталады [6].

Зерттеу объектісі, Қазақстандық Кенді Алтай, республикамыздың өнеркәсібі қарқынды дамыған аймағы болғандықтан, экологиялық мәселелерді сараптау және шешу тұрғысынан өте үлкен назар аудартып отыр. Кенді Алтайдың кен байлығымен Ертіс өзенінің су энергетикалық қорларының үйлесімді қауышуы осы өңірде өнеркәсіп кәсіпорындары дамуының бірден-бір көзі болуда. Өнеркәсіп кәсіпорындарының шоғырлануына байланысты Қазақстанның Кенді Алтай аумағындағы тау аралық ойыстарында үш ірі урбаөнеркәсіп тораптары бой көтерген. Бұл экономикасы жағынан Қазақстан Республикасы бойынша жоғары

көрсеткіштерге ие болып отырған – Өскемен, Риддер және Зырян өнеркәсіп тораптары.

Халқының саны және өзара байланысқан өнеркәсіп жиынтығымен ерекшеленген Өскемен қаласы, Өскемен өнеркәсіп торабының орталығы болып табылады. Өскемен қаласы 1720 жылы Кенді Алтай тау бөктерінде құрылып, бүгінгі күні тұрғылықты халқы 2007 жылғы санақ бойынша – 298,8 мың адам тұратын [3], жоғары урбандалған қалалардың бірі.

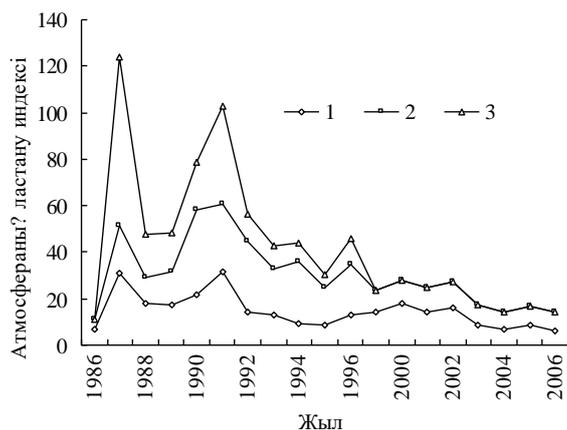
Түсті металлургияның орталығы – Өскемен қаласы өзгеше географиялық және геоморфологиялық жағдайымен ерекшелінетін тауішілік ойысында, Ертіс және Үлбі өзендерінің тоғысу аумағында орналасқан. Қалада сонамен қатар өнеркәсіптің машина жасау, ағаш өңдеу, тамақ, электр энергетикасы салалары да дамыған. Атап айтсақ, Өскемен қорғасын-мырыш комбинаты ААҚ «Казцинк», Өскемен титан-магний комбинаты, Үлбі металлургия заводы, Өскемен жылу электр орталығы және т.б. өнеркәсіптердің өнімдері Қазақстандық Алтайдың жалпы өнеркәсіп өнімдерінің 55 %-ын құрайды.

Бүгінгі күні Өскемен қаласы, экономикасының қарқынды дамуына және өнеркәсіп өнімдерінің қоршаған ортаны ластау деңгейіне байланысты, Қазақстан Республикасы бойынша экологиялық тұрғыдан ең лас қалалардың алдында. Бұл өңірде өнеркәсіптер әрекетінен қоршаған ортаның барлық табиғи факторлары (ауа, су, жер асты суы, топырақ, жер қойнауы) зардап шеккен. Әсіресе улы түтіндермен ауаның ластануы бірінші орын алады.

Қазгидрометтің көп жылдық мәліметтеріне сүйене отырып [1], 20 жыл аралығына жүргізген зерттеулер бойынша мынандай тұжырымға келдік: Өскемен қаласы бойынша атмосфералық ауа ластануы индексінің жоғарғы көрсеткіштері 1987 ж. (31,1) және 1991 ж. (31,3) болып тіркелген (сурет). Қарастырылып отырған аралықтағы, ең жоғары, 1991 жылғы атмосфералық ауа ластануының көрсеткіштері бойынша, ластаушы заттардың орташа жылдық концентрациясы төмендегідей: шектеулі рауалы концентрациясы (ШРК) бойынша формальдегид 8 (ШРК), бенз(а)пирен 4 (ШРК), азот диоксиді 2 (ШРК) құраған.

Ал негізгі ластау көздері Өскемен титан-магний, қорғасын-мырыш комбинаттары және жылу электр орталығы үлесіне тиген. График бойынша 1992 жылдан бастап ауаның ластану деңгейі біршама төмендегені байқалады, атмосфералық ауа ластануы индексі – 14,2-ні көрсетеді. Ластаушы заттар концентрациясының күрт төмендеуіне басты

себепкер, өнеркәсіптердің жұмыс істеу қарқынының бәсеңдеуі немесе кейбір өнеркәсіптер жұмысының мүлдем тоқтатылуы болып отыр.



Сурет. Қазақстандық Кенді Алтай қалаларының 20 жыл (1986...2006 жж.) аралығындағы атмосфера ауасының ластану индекстерін салыстыру. 1 – Өскемен, 2 – Риддер, 3 – Зырян.

Ең бастысы ауаның ластануы жергілікті климаттық жағдайлармен ушыға түскен. Мұнда желді ауа райы жыл көрсеткішінің 50...70 пайызын құрайды. Ал басқа кездерде ауаның зиянды заттармен ластануына себепкер әлсіз желді және тымықты құбылыстар байқалады. Қала бойынша тұманның ұзақтығы бірнеше сағаттан бірнеше тәулікке дейін өзгереді. Ұзақтылығы 3 сағатқа дейінгі тұмандар жылдық көрсеткіштің 50 пайызын құрайды [5].

Қазақстан Кенді Алтайының тауішілік ойысында орналасып, көлемі мен түсті металдарды қорыту мөлшері бойынша Өскеменнен кейінгі екінші орын алатын қала – Р и д д е р. 1786 жылы кішкене ғана рудниктің орнында пайда болған Риддер қаласы, бүгінгі таңда тұрғылықты халқы 60,1 мың (2007 санақ бойынша) адамнан тұратын [3], поллиметалл рудалары өнеркәсібінің отаны болып отыр. Риддер өнеркәсіп торабы бірнеше өнеркәсіп тарауларынан тұрады, олар ЛПК (Лениногор поллиметалл кәсіпорны), «Риддер ТЭЦ», қорғасын-мырыш заводтары, кен байыту фабрикалары т.б. Өнеркәсіптермен қатар территориядағы көптеген рудниктер, күл террикондары, кен ішіндегі пайдасыз жыныс үйінділері қоршаған ортаға үлкен зиянды әсерлерін тигізуде.

График бойынша Риддер қаласының атмосфералық ауасының ластануына талдау жасай отырып, атмосфералық ауа ластануы индексінің ең аз көрсеткіші 1986 ж. (4,3) болса, одан кейінгі жылдарда, ең көп көрсеткіші

1990 ж. (32,6), 1991 ж. (29,6) және 1992 ж. (30,1) болып келгенін көреміз (сурет 1). Ең жоғары, атмосфералық ауа ластануының көрсеткіші (1990 жыл) бойынша ластаушы заттардың орташа жылдық концентрациясы төмендегідей: шектеулі рауалы концентрациясы бойынша формальдегид 5 (ШРК), бенз(а)пирен 3 (ШРК) және қорғасын 3 (ШРК) құраған.

Атмосфералық ауаның негізгі ластаушысы Лениногор поллиметалл кәсіпорны және Лениногор жылу электр орталығы.

Қаланың ландшафт ерекшеліктері атмосфераның ластануы мен техногендік ауытқудың негізгі себебі болып табылады. Мұнда көктем және қыс айларында солтүстік – шығыс және шығыс желдері, ал жаз және күз айларында оңтүстік – батыс және оңтүстік желдері басым болып келген. Желдің орташа жылдық жылдамдығы 2,7 м/с, ал ең жоғарғы жылдамдығы 29 м/с құрайды [2]. Қала атмосфера ауасында зиянды заттардың шоғырлануына жер бедерінің тұйықтанып ойыс болып келуі әсер етеді.

Зырян қаласы желдетілуі төмен тауішілік ойыста, Бұқтырма өзенінің сол саласында орналасқан. Тұрғылықты халқы 2007 жылғы санақ бойынша – 40,9 мың адамнан тұратын [3] қала түсті металлургия өнеркәсіптерінің дамуымен қатар қорғасын, мырыш, мыс тағы да басқа пайдалы қазбаларымен негізгі жабдықтаушы. Қала желінің орташа жылдық жылдамдығы 0,8 м/с. Ауаның радиациялық салқындауына байланысты шұңқыр тәріздес жерде пайда болған ылғалды тұмандардың қайталануы жылына 87 күнді құрайды [4].

Өнеркәсіп торабының негізін, Зырян тау-кен байыту кешені құрайды. Сонымен қатар, аумақта Зырян, Грехов, Малеев, Путинцев және т.б. кен орындары жұмыс істейді. Кен өндіру жұмыстарының нәтижесінде қоршаған ортаға әсері, әсіресе ауа, су және топырақтың ластану деңгейі өте жоғары болуда.

Қарастырылып отырған зерттеу уақыты (1986...2006 жылдар) аралығында, Қазгидрометтің мәліметтері бойынша, Зырян қаласының атмосфералық ауасының жағдайына 1997-ші жылға дейін бақылау жүргізілген. График бойынша, 1986 жылдан 1997 жылға дейін қаланың атмосфералық ауа жағдайының тербелісін анық көруге болады.

Атмосфералық ауа ластануы индексінің ең көп көрсеткіші 1987 ж. (72,3) болып келген (сурет). Бұған бірден-бір себепкер ластаушы заттардың орташа жылдық концентрациясының: бенз(а)пирен 10 (ШРК), қорғасын 6 (ШРК), күкіртті газ 2 (ШРК) және шаң 8 (ШРК) болуынан.

Ал, 1995 жылы жылу электр орталығының іске қосылуы арқасында, ұсақ бу қазандарының жұмыс істеуінің тоқтатылуы салдарынан, күкірт және азот диоксидтерінің концентрация көрсеткіштері азайып, ауа ластануы индексінің (5,1) төмендеуі байқалды.

Мұндай зиянды заттармен атмосфераны ластау көздері: қорғасын комбинаты, өнеркәсіп және үй-жай бу қазандарының жұмысы, шахталар мен рудниктердің тау жыныстары үйінділерінің шаңы болып отыр.

Ластаушы заттар концентрациясының өсуіне бірден-бір себепкер, тазарту қондырғыларының жұмысының төмендігі, сонымен қатар метеорологиялық жағдайлардың зиянды қоспалардың шашырауына қолайсыз әсер етуі болуда.

Қазақстанның Кенді Алтай қалаларының атмосфералық ластану индекстерін 20 жыл (1986...2005 ж.ж.) аралығында салыстыру арақылы бастапқы жылдарда 1986 дан 1992 дейін өнеркәсіптердің қауырт жұмысы - на байланысты барлық қалаларда ауаның ластану дәрежесі жоғары болғанын көреміз [1]. Ал кейіннен экономиканың тоқырауына қарай, өнеркәсіп жұмыстарының баяулануына байланысты, ластану дәрежесінің төмендегені байқалады. Қарастырылып отырылған аралықта атмосфералық ауаның ластану индекстерінің төмен көрсеткіштері тазарту қондырғыларының сапалы жұмысымен және бақылаудың күшейуімен сипатталады. Сонымен қатар, салыстырмалы графиктен Қазақстанның Кенді Алтай қала өнеркәсіптерінің қарқынына қарамастан атмосфералық ауасының әр деңгейде ластанғанын көреміз. Бұған себеп, қалалардың ауа бассейнінің зиянды заттардан табиғи жолмен тазалануына метеорологиялық жағдайлардың кері әсері болғанынан. Мәселен, Зырян қаласының ауа ластану көрсеткіштері Өскемен және Риддерге қарағанда жоғары. Себебі, қала ауасының ластануына жоғарыда айтылып кеткен қала тұмандануының жоғарлауы және жел соғуы жылдамдығының төмендеуі әсер етеді. Ал Өскемен қаласының ауа ластану көрсеткіштері өнеркәсіптерінің қарқынына қарамастан Зырян қаласынан біршама төмен. Бұған жергілікті жердің өзендері бойымен жүретін тау-аңғарлы циркуляциясының әсері тиіп отыр.

Демек, жоғарыда жүргізілген зерттеу жұмыстарына талдау нәтижесінде, Қазақстандық Алтай урбажүйелері атмосфералық ауасының ауыр металдармен ластану көрсеткіштерінің өте жоғары екені байқалады. Қоршаған ортаны негізгі ластау көзі – өнеркәсіптер, оның ішінде түрлі түсті металлургия мен энергетика екені сөзсіз. Сонымен қатар, соңғы жылдарда

ауаның ластануына авто көліктерінің де үлесі тиюде. Ауаның ластануы өз кезегінде топырақтың, жер асты суларының, жер қойнауының ластануына әкеліп соғады. Табиғатта ластаушы заттардың айналымы, табиғи тепе-теңдіктің бұзылуы, өсімдіктерге, жануарларға зиянды әсер ете отырып және осы жағдайларға себепкер - адамзаттың денсаулығына қауіп төндіруде.

Сондықтан, Қазақстан Республикасының түрлі түсті металлургия отаны – Қазақстандық Кенді Алтай және оның урбажүйелерінің экологиялық тұрғыдан апатты жағдайы, аса қырағылықты талап етеді.

Урбаөнеркәсіптік геожүйелер тау аралық ойыстарда орналасқандықтан аймақты экономикалық және экологиялық тұрғыдан нақтылап зерттеу, жергілікті жердің табиғи ауа райы жағдайын ескеруді талап етеді. Бұл өз кезегінде, табиғат біртұтас, табиғаттағы жүріп жатқан барлық процесстер өзара тығыз байланысты және бір-біріне тигізер ықпалы зор екенін айқындайды.

Тау аралық ойпаттардың өзіне тән табиғи жағдайларын ескеру, аймақтың экологиялық күйін анықтауға мүмкіндік бере отырып, тиімді табиғат қорғау шараларын ұсынуға көмектеседі.

Урбаөнеркәсіптік геожүйелерді жеке қарастыру табиғат пен адамзаттың арасындағы байланысты экономикамен ұштастыру арқасында экологиялық ықпалдың себеп салдарын айқындап, алдын алуға мүмкіндік береді.

Қоршаған ортаны сақтаудың бірден-бір шешімі әрбір өнекәсіпорындары өзіне тиесілі экологиялық талаптарды: табиғат қорғау шараларын дер кезінде және бұлжытпай орындау; рұқсат етілген шамадан тыс ластамау; тазарту жұмыстарын жүргізу; бүлінген табиғаттың орынын қалыптастыру; тазарту қондырғыларын жетілдіру; қорларды қайта дәйекті пайдалану; толық және уақытылы табиғат қорғау орындарына есеп беру және т.б. мұқият орындауы тиіс.

Бүгінгі таңда Қазақстанның Кенді Алтай аумағының экологиялық жағдайы экологтардың ынталы назарын қажет ете отырып және еліміздің әрбір азаматының қырағы да ұқыпты әрекетін талап етеді.

ӘДЕБИЕТТЕР ТІЗІМІ

1. Ежегодник состояния загрязнения атмосферного воздуха и выбросов вредных веществ в атмосферу в городах и промышленных центрах Казахской ССР – Алма-Ата, за период 1986...2006 гг.
2. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3, многолетние данные. Вып. 18, Казахская ССР, книга 2. – Л.: Гидрометеоздат, 1989. – 440 с.

3. Регионы Казахстана, 2007. Статистический сборник. / Под ред. А.Е. Мешимбаевой – Алматы, 2007. – 464 с.
4. Справочник по климату ССР. Вып. 18. Казахская ССР, Ч. 3. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 668 с.
5. Челпанова О.М. Климат СССР. Средняя Азия. Вып. 3, – Л.: Гидрометеиздат, 1963. – 447 с.
6. Чигаркин А.В. Геоэкология Казахстана – Алматы: Қазақ университеті, 2006. – 414 с.

РГП «Казгидромет»

**ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ УРБОПРОМЫШЛЕННЫХ
ГЕОСИСТЕМ МЕЖГОРНЫХ КОТЛОВИН КАЗАХСТАНСКОГО
РУДНОГО АЛТАЯ**

И.О. Сыдыкова

В статье рассмотрен вопрос об экологическом состоянии урбопромышленных геосистем межгорных котловин Казахстанского Рудного Алтая (на примере городов Усть-Каменогорска, Риддера и Зыряновска). Приводится анализ состояния атмосферного воздуха за период с 1986 по 2006 гг.

УКАЗАТЕЛЬ СТАТЕЙ,

опубликованных в журнале «Гидрометеорология и экология» в 2008 г.

МЕТЕОРОЛОГИЯ

Апушев А.К. Температурные условия юго-востока Казахстана и сроки высадки табака в поле. №4, С. 118-124.

Ахмадиева Ж.К., Гройсман П.Я. Общая оценка изменения климата Казахстана после 1990 года. №2-3, С. 46-53

Вейсов С.К., Аннаева Г.Н., Хамраев Г.О. Систематизация неблагоприятных по степени риска процессов, возникающих при прокладке трубопроводов в аридных условиях. №4, С. 111-117.

Вилесов Е.Н. Региональные изменения климата в условиях глобального потепления. №1, С. 7-19.

Десятова К.И. Основные особенности температурного режима казахстанского побережья Каспийского моря. №4, С. 101-110.

Ивкина Н.И., Тугелбаева А.В. Режим ветра в районе острова Пешной. №2-3, С. 27-33.

Кожяхметова Э.П., Чередниченко В.С. Колебания климата в Иле-Балхашском бассейне. №4, С. 71-86.

Мухамедгалиев А.Ф., Ахмеджанов А.Х., Искаков А.Н., Караданов Т.К. К вопросу обработки радиолокационных космических изображений. №1, С. 20-26.

Мухамедгалиев А.Ф., Ахмеджанов А.Х., Искаков А.Н., Караданов Т.К. Расчет температуры земной поверхности и влагосодержания атмосферы по спутниковым измерениям уходящего излучения. №2-3, С. 7-14.

Мухамедгалиев А.Ф., Ахмеджанов А.Х., Искаков А.Н., Караданов Т.К. Определение значений спектрального альbedo земной поверхности на основе спутниковых измерений. №2-3, С. 41-45.

Пархоменко И.В. О режиме ветра в г. Таразе при возникновении превышения предельно допустимых концентраций загрязняющих веществ. №2-3, С. 34-40.

Пархоменко И.В. О режиме температуры воздуха в г. Таразе при возникновении превышения предельно допустимых концентраций загрязняющих веществ. №4, С. 94-100.

Петрова Е.Е. Особенности пространственно-временного распределения индекса ультрафиолетовой радиации по территории Казахстана. №4, С. 87-93.

Сафаров С.Г. Влияние глобальных климатических изменений на режим осадков Азербайджана. №4, С. 34-45.

Семенов О.Е. О профиле скорости ветра в пограничном слое аэродинамической трубы над реальным пустынным песком. №4, С. 7-33.

Чердниченко А.В. Аэросиноптические условия образования гроз в Северном Казахстане. №4, С. 46-70.

Чердниченко А.В. Динамика распределения облачности и осадков над северным Казахстаном по данным метеорологических радаров. №2-3, С. 15-26.

Чердниченко А.В. Характеристики радиоэха облачности атмосферных фронтов, осадков и опасных явлений над северным Казахстаном. №2-3, С. 54-63.

ГИДРОЛОГИЯ

Бисенгалиева Г.Н. К оценке подземного стока в высокогорной зоне Илейского Алатау. №2-3, С. 82-86.

Вилесов Е.И., Морозова В.И. Изменение размеров современного оледенения и ледникового стока Северной Джунгарии во второй половине 20 века. №4, С. 124-143.

Гальперин Р.И., Колча Т.В., Авезова А. Река Жайык (Урал): угроза наводнений в нижнем течении в современных условиях. №4, С. 155-164.

Голубцов В.В. Изменение водных ресурсов и режима рек в результате деградации горного оледенения в их бассейнах. №1, С. 47-62.

Голубцов В.В., Айтымова Б.Б., Белгожаева А.А. Использование наблюдений за стоком малых рек для оценки водных ресурсов водохозяйственных бассейнов. №1, С. 76-78.

Давлетгалиев С.К. Расчет нормы годового стока рек правобережья бассейна р. Жайык (Урал) в пределах границы Республики Казахстан. №2-3, С. 64-74.

Ивкина Н.И. Характерные нагоны морской воды на северо-восточное побережье Каспийского моря. №4, С. 144-154.

Ивкина Н.И., Десятова К.И. Режим температуры морской воды в мелководной части северо-восточного Каспия. №2-3, С. 75-81.

Ли В.И., Попова В.П. Оценка влияния изменения климата на годовой сток основных рек Казахстана в 20 и начале 21 веков. №1, С. 63-75

Ли В.И., Попова В.П. Оценка уязвимости водных ресурсов Казахстана при антропогенном изменении климата в первой половине 21 века. №1, С. 27-46.

Перевалов А.С. Методика восстановления годового стока основных притоков реки Сырдарья в пределах Республики Казахстан. №1, С. 79-84.

ЭКОЛОГИЯ

Айдосов А.А., Ажиева Г.И. Исследование и анализ микрофлоры буровых растворов и реагентов для улучшения экологической обстановки. №1, С. 150-162.

Бурлибаев М.Ж. О количественных критериях устойчивого функционирования речных экосистем. №1, С. 141-149.

Бурлибаев М.Ж., Бурлибаева Д.М. Использование методов пространственного обобщения гидрометеорологической и экологической информации при определении устойчивости речных экосистем. №1, С. 100-129.

Бурлибаев М.Ж., Бурлибаева Д.М., Волчек А.А., Волчек Ан.А. Закономерности преобразования и экологической безопасности инженерных объектов и экосистем. №4, С. 176-186.

Досбергенов С.Н. Мұнаймен ластанған топырақтарды қалпына келтіру әдістерінің қазіргі тандағы жағдайлары. №2-3, С. 87-94.

Жаппарова Ж.М., Оралбаева М.Б. Технологическая схема очистки фильтрационной воды полигона твердых бытовых отходов г. Астаны. №1, С. 163-167.

Кушникова Л.Б. Гидробиологический мониторинг качества поверхностных вод (на примере р. Ульби – нижнее течение). №4, С. 166-175.

Лопарева Т.Я., Шаухарбаева Д.С. Содержание ртути и мышьяка в компонентах экосистемы озера Балхаш и водоемов нижней дельты реки Или. №2-3, С. 105-114.

Нуркеев С.С., Жаппарова Ж.М., Казбекова А.К. Термодинамика техногенного массива твердых бытовых отходов. №2-3, С. 115-122.

Нуркеев С.С., Жаппарова Ж.М., Оралбаева М.Б. Внедрение автоматизированной системы управления для полигона твердых бытовых отходов. №4, С. 199-203.

Романова С.М. Характеристика гидрохимического режима канала Ер-тис-Караганда. Сообщение 3. Микроэлементы, в том числе тяжелые металлы в воде. №1, С. 130-140.

Романова С.М. Характеристика гидрохимического режима канала Ер-тис-Караганда. Сообщение 4. Микроэлементы, в том числе тяжелые металлы в донных отложениях и почвах трассы канала. №2-3, С. 95-98.

Романова С.М. Характеристика гидрохимического режима канала Ер-тис-Караганда. Сообщение 5. Накипеобразующие свойства воды. №2-3, С. 99-104.

Сальников В.Г., Бултеков Н.У. Потенциал загрязнения атмосферы и возможности его параметризации. №1, С. 85-91.

Скакова А.А. О результатах численных расчетов распространения SO₂ и NO₂ от источников выбросов нефтегазовых месторождений (на примере КНГКМ. №1, С. 92-99.

Сыдықова И.О. Қазақстандық кенді алтай тау аралық ойыстарындағы урбоэнеркәсіп геожүйелерінің экологиялық жағдайы. №4, С. 204-210.

Тажекова А.Д. Оценка экологического состояния воздушного бассейна Шымкентского промышленного центра за 1990...2005 гг. №1, С. 100-109.

Тажмагамбетов Е.А., Бураков М.М. Аммоний как индикатор наличия и активности зон окисления, связанных с очагами эндогенных пожаров в процессе затопления рудника Текели. №4, С. 187-198.

ОБЗОРЫ И КОНСУЛЬТАЦИИ

Байшоланов С.С., Кожяхметов П.Ж. Меры адаптации овцеводства к изменению климата. №2-3, С. 123-133.

Бурлибаев М.Ж., Джумагулов А.А., Бурлибаева Д.М. К вопросу о переходе к европейской классификации качества вод рек и о методике определения их экологического состояния. №2-3, С. 143-151.

Шингисова П.К., Царева Т.Г. О состоянии окружающей среды Республики Казахстан в первом квартале 2008 г. №1, С. 168-176.

Шингисова П.К., Царева Т.Г. О состоянии окружающей среды Республики Казахстан в первом полугодии 2008 г. №2-3, С. 134-142.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Аширбеков М.Ж. Влияние эксплуатационной промывки на солевой режим почвы культур хлопкового севооборота. №2-3, С. 152-155.

Жаптарова Ж.М. К вопросу о подборе технологической схемы очистки фильтрационных вод полигона твердых бытовых отходов г. Алматы. №2-3, С. 160-164.

Жданов В.В. Водоледовый сель на р. Баянкол в декабре 2007 г. №2-3, С. 156-159.

КРИТИКА И БИБЛИОГРАФИЯ

Бурлибаев М.Ж. Арало-Сырдарьинский бассейн: гидрохимия и проблемы водной токсикологии. №2-3, С. 187-189.

Турсунов А.А. Өтебойдақ Глеуқабылұлы и экологические представления древних казахов в его книге «Шипагерлік баян». №1, С. 177-185.

Турсунов А.А. Свод постановлений мусульманского права (шариат) о водопользовании и землепользовании. №2-3, С. 165-186.

ХРОНИКА

160 лет со дня основания метеостанции Казалинск. №1, С. 186-187.

К 50-летию Л.Н. Игнатченко. №1, С. 188-189.

Памяти Т.П. Строевой (1952 – 2008). №1, С. 190-192