

*Қазақстан Республикасының
энергетика Министрлігі*

*Министерство энергетики
Республики Казахстан*

«Қазгидромет» Республикалық
мемлекеттік кәсіпорны

Республиканское государственное
предприятие «Казгидромет»

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ

ЖӘНЕ

ЭКОЛОГИЯ

әр тоқсанда шығарылатын
ғылыми-техникалық журнал

№ 3

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ

И

ЭКОЛОГИЯ

Ежеквартальный
научно-технический журнал

АЛМАТЫ
2014

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР

А.Т. Мендигарин, Генеральный директор РГП «Казгидромет»,
официальный представитель Республики Казахстан
при Всемирной Метеорологической Организации

ЗАМЕСТИТЕЛИ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА

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

Ответственный секретарь

О.С. Галаева

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Р.Г. Абдрахимов, канд. техн. наук; **А.Х. Ахмеджанов**, доктор техн. наук;
М.Ж. Бурлибаев, доктор техн. 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; **А.Р. Медеу**, доктор геогр. наук; **Е.Ж. Муртазин**, канд. геол.-мин. 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**, доктор техн. наук;
О.С. Галаева (компьютерная сборка, техническая редакция).

Перевод на казахский язык:

А.М. Бажиева, канд. техн. наук

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ЭКОЛОГИЯ

№ 3 (74)

©

Журнал издается с 1995 года.

Регистрационное свидетельство

№ 1538 от 14 марта 1995 г.

Адрес редакции: 050022, Алматы,
пр. Абая, д. 32, к. 405
Телефон: (7272) 55-84-06
E-mail: caspian_almaty@mail.ru
<http://www.kazhydromet.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 ТОО «Prosper Print».

г. Астана, ул. Акжол, 51. Тел.: (7172) 682-736

СОДЕРЖАНИЕ

НАУЧНЫЕ СТАТЬИ

О.Е. Семенов Эоловые формы рельефа и их перемещение ветром	7
Н.В. Пиманкина Изменение климата и опасность сильных снегопадов и снеговых нагрузок в горах Казахстана	34
Л.А. Ерисковская Изменение фазового состава атмосферных осадков на леднике Туйыксу за последние годы	45
Е.Н. Вилесов, В.И. Морозова Динамика оледенения бассейна реки Черный Иртыш (Кара Ертис) в границах Монгольского Алтая во второй половине 20 – начале 21 вв.	54
С.С. Байшоланов Об обеспечении агропромышленного комплекса Казахстана агрометеорологической информацией	66
А.Х. Ахмеджанов, Т.К. Караданов Содержание озона в атмосфере на территории Казахстана по спутниковым данным	76
К.К. Кубенкулов, Н.Э. Бекмухамедов, А.Х. Наушабаев, С.Б. Чоканов Морфогенетические признаки почв пустынных пастбищ Казахстана и их оптические свойства	84
М.Х. Сарсенбаев, Ж.М. Калдарбекова Испаряемость, её определение и распределение по ландшафтным зонам Казахстана	105
В.В. Голубцов, М.М. Азнабакиева Изменения среднегодового стока в бассейне реки Иртыш (Ертис) в пределах территории Китая	114
Л.Ю. Чигринец, М.К. Байсакова Исследования и расчет максимального стока воды рек Казахстанского Алтая	120

Н.Г. Верещагина, В.Е. Чуб, А.А. Щетинников, А.М. Мухаметзянова	
Оценка выноса взвешенных наносов на орошаемые земли с поливной водой из реки Амударьи и питающихся из нее каналов . . .	135
В.Е. Чуб, А.А. Щетинников, Т.Ю. Смирнова	
Способ расчета мутности воды в каналах, питающихся из реки Амударьи	143
С.Н. Досбергенов	
Гидрохимический режим грунтовых вод и воды из нагона Каспия на территории месторождений «Караарна» и «Восточная Кокарна» . . .	150
А.Г. Царегородцева	
К вопросу о морфологии пойменных ландшафтов реки Иртыш (Ертис)	168
А.Г. Царегородцева, Г.С. Ажаев	
Геоэкологическое состояние лиманов Шидертинско-Олентинской природной зоны	173
А.Г. Царегородцева, Д.Д. Есимова	
К вопросу формирования пойменных водоемов и водотоков Государственного природного заказника «Пойма реки Иртыш»	179
КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ	
А.М. Нургизаринов, Е.А. Назаров, А.Ж. Шарипова, Е.Ж. Арыстан	
Экологическое состояние и пути мелиоративного улучшения орошаемых земель в низовьях реки Сырдарьи	185
ОБЗОРЫ И КОНСУЛЬТАЦИИ	
Ж.К. Ахмадиева	
Детализированные выбросы парниковых газов от сжигания топлива в Казахстане за период 1990...2012 годы	188
ХРОНИКА	
«Гидрометеорология саласының үздігі» («Отличник гидромет-службы»)	193
О.Е. Семенов (к 75-летию со дня рождения)	195

CONTENTS

SCIENTIFIC ARTICLES

O.E. Semenov	
Aeolian landform and their moving by wind	7
N.V. Pimankina	
Climate change and risks of heavy snowfalls and snow loads in the mountains of the Kazakhstan	34
L.A. Eriskovskaya	
Changes in the phase composition of atmospheric precipitation on the Tuyuksu glacier in recent years	45
E.N. Vilesov, V.I. Morozova	
Dynamics of the Black Irtysh River Basin glaciation within the boundaries of the Mongolian Altai in the second half of 20 – beginning 21 centuries	54
S.S. Baisholanov	
About providing agro-industrial complex of Kazakhstan with agrometeorological information	66
A.KH. Akhmedzhanov, T.K. Karadanov	
Ozone content in the atmosphere in the territory of the Kazakhstan according to satellite data	76
K.K. Kubenkulov, N.E. Bektukhamedov, A.K. Naushabayev, S.B. Chokanov	
Morpho-genetic sign of desert pasture soils of Kazakhstan and their optical properties	84
M.KH. Sarsenbayev, ZH.M. Kaldarbekova	
Evaporability, its definition and distribution on landscape zones of the Kazakhstan	105
V.V. Golubtsov, M.M. Aznabakiyeva	
Changing the average annual runoff in the Ertis River Basin within the territory of China	114
L.YU. CHigrinets, M.K. Baisakova	
Researches and calculation of the maximum river runoff of the Kazakhstan's Altai	120

N.G. Vereschagina, V.E. Chub, A.A. SChetinnikov, A.M. Mukhametzhanova	
Assessment of a transport a suspended sediment load to the irrigated lands with irrigation water from the Amu Darya River and it channels	135
V.E. Chub, A.A. SChetinnikov, T.YU. Smirnova	
Method of calculation of a water turbidity in the channels from the Amu Darya River	143
S.N. Dosbergenov	
Hydrochemical regime of a ground waters and storm surge water of the Caspian Sea to the territory of the «Karaarna» and «East Kokarna» oil deposits	150
A.G. Tsaregorodtseva	
To a question of morphology of valley landscapes of the Ertis River . .	168
A.G. Tsaregorodtseva, G.S. Azhayev	
Geoecological condition of estuaries of the Shidertinsko-Olentinsky natural zone	173
A.G. Tsaregorodtseva, D.D. Esimova	
To a question of formation of valley reservoirs and watercourses of the State special nature reserve «Irtysh River flood plain»	179
BRIEF REPORTS	
A.M. Nurgizarinov, E.A. Nazarov, A.ZH. SHaripova, E.ZH. Ariystan	
Ecological state and ways of meliorative improvement of irrigated lands in the Syr-Darya River lower reaches	185
REVIEWS AND CONSULTATIONS	
ZH.K. Akhmadiyeva	
The detailed emissions of greenhouse gases from fuel burning in Kazakhstan during 1990 ... 2012	188
CHRONICLE	
Excellent employee of the Kazakhstan's Hydrometeorological service . . .	193
O.E. Semenov (to 75-anniversary)	195

УДК 551.515.3

Канд. физ.-мат. наук О.Е. Семенов *

ЭОЛОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА И ИХ ПЕРЕМЕЩЕНИЕ ВЕТРОМ

ПЕСОК, ВЕТЕР, ПЕРЕНОС, ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ, ПОВЕРХНОСТЬ, БАРХАН, РЯБЬ, ДВИЖЕНИЕ, СКОРОСТЬ

По исследованиям автора и зарубежным работам дано современное представление о механизме перемещения песка ветром, геоморфологическое описание подвижных эоловых форм рельефа – ряби и барханов, приведены их масштабы. Между элементами форм барханов: длиной l , высотой H и расстоянием между рогами существуют линейные зависимости. Коэффициенты этих линейных уравнений в разных регионах мира неодинаковы, что говорит об отсутствии у них инвариантности. Типичные пропорции для больших барханов: 9 – для отношения ширины к высоте, 6 – для длины к высоте и 9 – для длины рогов к высоте. Получены зависимости скоростей передвижения ряби и барханов за короткие промежутки времени от динамической скорости и чисел Fr_ . Для ряби $u_p = 130(u_* - 0,07)^2$ и $u_p = 0,09(Fr_* - 22)$, для барханов $u_0 = 105 u_*^2$ и $u_0 = 1,05 \cdot Fr_* \cdot l / H$, (u_p измерено в мм/мин, u_0 – в см/час, а u_* – в м/с).*

Введение

Во время песчаных бурь и поземок идет постоянное взаимодействие переносимых ветром частиц с подстилающей поверхностью песка, на которой возникают волновые формы песчаного рельефа. Их разделяют на две группы по принципу различия геометрических размеров и масштабов динамических процессов при образовании этих периодических деформаций поверхности:

эоловые макроформы – дюны, барханы, барханные цепи и гряды; эоловые микроформы – ветровые рифели или эоловая рябь [12].

В результате взаимодействия волновых форм рельефа с ветропесчаным потоком эоловая рябь, барханы и гряды медленно перемещаются по поверхности. Тайна их образования и существования, несмотря на на-

* НИИ Экологии КазНУ им. аль-Фараби, г. Алматы

копленный материал визуальных наблюдений за ними и успехов математического моделирования в последние несколько десятков лет, все ещё полностью не раскрыта.

Все перечисленные подвижные формы песчаного рельефа объединяет удивительное геометрическое подобие. Они имеют очень близкие значения отношения высот h к параметру периодичности λ – расстоянию между двумя соседними гребнями. Так, у низких барханных цепей среднее отношение $h/\lambda = 0,05 \dots 0,06$, у эоловой ряби – $0,06 \dots 0,08$. С самых первых шагов исследования песчаных пустынь путешественников и ученых-географов поражала необычность форм песчаного рельефа и их периодичность, интересовала природа их образования (рис. 1). Очень образно описал эту гармонию подвижных песков Багнольд [15]. Приведем его описание в переводе Сенкевича: «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» [11].



Рис. 1. Эоловые формы рельефа различного масштаба: эоловая рябь, низкие на переднем плане снимка и высокие гряды барханов – на заднем.

Чженг (Zheng) пишет: «Удивительно, как такие неустойчивые и аккуратные формы получаются из беспорядочного перемещения множества частиц песка, масштаб размеров которых – микрометр. Кроме того, есть много интересных явлений; например, восстановление ряби на приглаженной поверхности под действием ветра, и лавинообразное разрушение её во время больших расходов массы песка. Эоловая геоморфологическая система служит характерным примером и естественной лабораторией для нелинейной науки. Все больше ученых в математике, физике, механике и других областях науки уделяют внимания этому предмету» [28].

публикаций по исследованиям эоловых процессов в мире насчитывает уже тысячи единиц (см. сайт с библиографией эоловых процессов <http://www.lbk.ars.usda.gov/biblio/bar.htm>).

Как размер и форма эолового рельефа, так и скорость перемещения отдельных его элементов зависят от ветровых условий местности и размеров частиц песка. Естественные поверхности песчаных пустынь сложены из полидисперсных систем подвижных частиц песка, интервал размеров которых изменяется в основном от 40...50 до 300...500 мкм. Распределение частиц по размерам аппроксимируется логарифмически нормальной функцией и реже – нормальным распределением Гаусса [7].

Плотность вероятности логарифмически нормальной функции

$$f(x) = \frac{0,43429}{\sigma_{\lg x} x \sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{(\lg x - \lg x_0)^2}{2\sigma_{\lg x}^2} \right], \quad (1)$$

где x – размер песчинок; x_0 – средний геометрический размер частиц; $\sigma_{\lg x}$ – среднее квадратичное отклонение $\lg x$ (стандартное геометрическое отклонение). Для описания этого распределения достаточно знать два параметра x_0 и $\sigma_{\lg x}$, которые легко установить при ситовом методе анализа размеров частиц песка [7].

Характерной особенностью подвижных песков является небольшая дисперсия функции распределения. Значение $\sigma_{\lg x}$ изменяется в интервале 0,08...0,15. Поэтому основным параметром полидисперсного песка, определяющим физические процессы его взаимодействия с воздушным потоком, является средний геометрический размер частиц x_0 . Наличие же дисперсии распределения приводит к тому, что процессы переноса приобретают стохастический характер. Это хорошо демонстрирует рис. 1, на котором видно различие в периодичности эоловой ряби на различных участках тела барханов, вызванное микроклиматическими особенностями его обтекания ветровым потоком и отличием распределений размеров частиц песка на различных частях этой формы рельефа.

Механизм перемещения песка ветром

Чтобы понять, как и почему формируются эти удивительные формы рельефа, необходимо знать механику перемещения частиц песка ветром. При достижении скоростью ветра некоторого критического значения, отдельные частицы песка выбрасываются в поток воздуха пульсациями градиента дав-

ления, образующегося между неподвижным газом в поровом пространстве поверхностного слоя частиц и движущимся турбулентным потоком воздуха в приповерхностном слое. Даже для сильных ветров крупные частицы песка слишком тяжелы, чтобы долго оставаться в потоке воздуха, и они возвращаются на землю. При их соударении с поверхностью, они передают импульс силы лежащим на поверхности частицам, выбивая в поток несколько других песчинок. Частицы двигаются своеобразными прыжками, часть из них вращается. Этот вид перемещения песчинок назван сальтацией (saltation) [15]. При достаточно больших скоростях ветра бомбардировка поверхности частицами песка, ускоренными ветром, приводит к лавинному нарастанию процесса переноса. Появляется поток сальтирующих над поверхностью частиц песка. Во время сильных ветров слой прыгающих частиц может достигнуть в высоту до 1 м и, возможно, несколько более.

Вследствие полидисперсности песка, частицы различного размера участвуют в ветровом перемещении в виде трех транспортных потоков.

В *первом*, частицы размером от 70 до 200...300 мкм перемещаются скачками или сальтацией. Это поток частиц высокой энергии. Песчинки в нем обладают наибольшей кинетической энергией, так как вылетевшие с поверхности в поток воздуха они, поднимаясь на высоту до нескольких см или десятков см, разгоняются потоком до скорости ветра.

Второй движущийся поток состоит из наиболее крупных или тяжелых частиц и образуется, в основном, за счет передачи им количества движения от сальтирующих частиц при их падении на поверхность. Пульсации давления играют вспомогательную роль, облегчая отрыв тяжелых частиц от поверхности. Они совершают очень короткие скачки, длина которых не превышает нескольких миллиметров, или перекатываются по поверхности. Багнольд очень образно назвал этот вид движения поверхностной ползучестью [15]. В зарубежной литературе его называют потоком частиц низкой энергии или reptating (reptation). В песках Ливии на долю перекатывающихся частиц приходится примерно от 7 до 25 % от всей переносимой массы песка. Масса этой доли движущихся частиц определяется, по мнению Багнольда, скоростью ветра и содержанием зерен песка с размером свыше 250 мкм для дюнного песка [15]. Именно поток этих частиц, по мнению большинства зарубежных исследователей, участвует в создании золотой ряби [13-15, 19, 26-28].

Третий поток состоит из более мелких песчаных, алевритовых и глинистых частиц, которые выбиваются в поток сальтирующими частица-

ми и переносятся ветром во взвешенном состоянии в виде аэрозольной турбулентной суспензии, заполняющей весь приземный слой атмосферы. При больших скоростях ветра значительная часть песка размером до 100 и даже более мкм, также вовлекается в турбулентный поток и уносится на значительные расстояния от источника их выноса.

Наши экспериментальные исследования механики песчаных бурь, позволили изучить многие стороны этого явления природы. Метеорологическая часть программ наблюдений за бурями включала проведение градиентных измерений скоростей ветра на метеорологических мачтах на высотах от 0,25 до 16 м; температуры воздуха в слое 0,5...2 м; измерений твердого расхода песка на высотах от 0,12 до 16 м. Измерения проводились над песками различной крупности, в условиях сложного рельефа (с низкими барханами и барханными цепями высотой от 0,4 до 1 м). Дисперсный состав песков аппроксимировался логарифмически нормальным распределением частиц по размерам. Перечисленный комплекс измерений позволял получать основные кинематические и динамические параметры приземного слоя атмосферы во время бурь.



Рис. 2. Передвижная метеорологическая станция с метеорологическими мачтами для градиентных измерений на осушенном дне Арала.

Наиболее ценные результаты получены в Аральском регионе, где одиннадцатью экспедициями за семьдесят песчаных бурь измерено свыше 1000 профилей средней скорости потока и 140 профилей переносимой ветром массы песка. В двух экспедициях выполнены измерения скорости движения эоловой ряби на вершинных частях низких барханов, в пяти – скорости перемещения низких барханов [7].

По нашим измерениям в приземном слое атмосферы во время бурь над низкими барханными песками профили твердого расхода массы песка описываются степенной функцией

$$q(z) = q_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{-0,57 \frac{w_g}{u_*}}. \quad (2)$$

В формуле (2) q_1 – твердый расход на высоте z_1 , кг/(м²·с); w_g – скорость свободного падения частиц среднего геометрического размера (гидродинамическая крупность частиц) на поверхности, м/с; u_* – динамическая скорость потока (скорость трения), м/с. Твердый расход q – это масса частиц песка, переносимая в единицу времени через единицу площади поперечного сечения потока, кг/(м²·с) [7, 26].

Для развитых пыльных бурь в условиях стационарного во времени и однородного в пространстве потока с мелкими взвешенными монодисперсными частицами пыли размером порядка микрометра, Баренблатт и Голицын [16] ранее теоретически получили следующее выражение для профиля объемной концентрации

$$s(z) = s_0 \left(\frac{z}{z_0} \right)^{-\frac{w_g}{\alpha_0 \cdot \kappa \cdot u_*}}, \quad (3)$$

здесь $\alpha_0 = k_m/k_\tau$ – отношение коэффициентов обмена массы и импульса, $\kappa = 0,4$ – постоянная Кармана.

Наши исследования ветропесчаного потока в аэродинамической трубе показали, что формула для профиля твердого расхода массы песка в приземном слое атмосферы (2) и массовой концентрации песка типа (3) справедливы на высотах выше 1...3 см. Ниже, в пограничном слое ветропесчаного потока, перенос массы песка имеет вид струи, приподнятой над дном потока [7-10]. На рис. 3 и 4 приведены примеры полученных нами профилей массовой концентрации песка в ветропесчаном потоке аэродинамической трубы.

Концентрация массы частиц в струе описывается функцией

$$C(z) = C_{\max} \cdot \left(\frac{z}{x_0} \right)^{0,045 \frac{w_g}{u_*}} \cdot \exp \left(-0,015 \frac{w_g}{u_*} \cdot \frac{z}{x_0} \right), \quad (4)$$

где C_{\max} – максимальная массовая концентрация частиц песка на оси струи. Она определяется значением динамического аналога числа Фруда $Fr_* = \frac{u_*^2}{g x_0}$, где g – ускорение свободного падения. Для значений $Fr_* \geq 25$

$$C_{\max} = 0,45 + 6,3 \cdot 10^{-4} Fr_*. \quad (5)$$

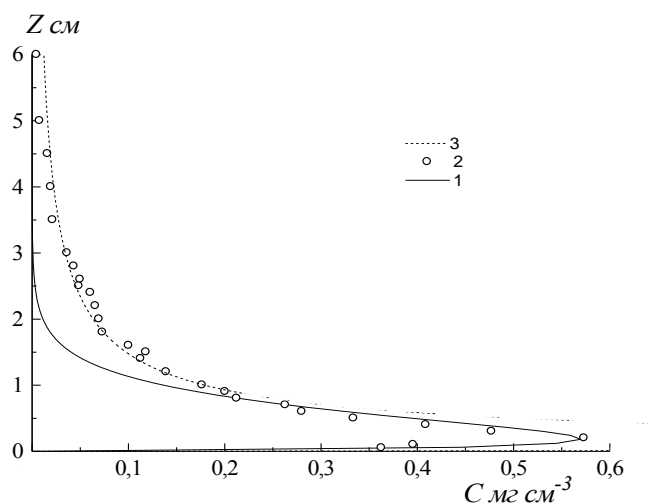


Рис. 3. Профиль массовой концентрации песка в пограничном слое ветропесчаного потока ($x_0 = 172$ мкм, $\sigma_{lgx} = 0,15$) при динамической скорости $u_* = 0,46$ м/с. 1 – функция (4), 2 – экспериментальные данные автора, 3 – функция, описывающая изменение концентрации песка выше 15 мм, аналогичная формулам (2) и (3).

Верхняя граница струи песка размывается турбулентными вихрями, и профиль концентрации над струей описывается выше уровня $z_1 =$

15...20 мм уже степенной функцией $C(z) = C_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{-\beta}$, где C_1 – концен-

трация песка на высоте z_1 .

На рис. 4 видно, что обе функции склеиваются на высотах около 50 размеров частиц x_0 . Очевидно, что слой ползущих (reptation) частиц описывается нижней частью кривой уравнения (4), так как C_{max} располагается на высоте порядка 15...20 размеров частиц, т.е. на высоте верхней границы слоя ползущих частиц.

Баттерфайлд получил в аэродинамической трубе четыре профиля твердого расхода в пограничном слое ветропесчаного потока. Он выделил три слоя высотой 0...2; 2...19 и выше 19 мм, отличающиеся различным распределением потока массы песка с высотой переноса. Максимальная масса песка переносилась во время его экспериментов в слое ниже 2 мм. На приводимых им рисунках хорошо виден струйный характер переноса песка, но Баттерфайлд почему-то не обратил на это внимания [18].

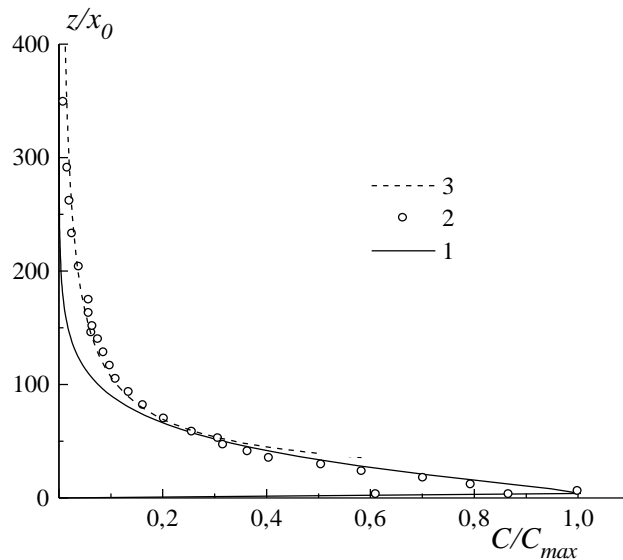


Рис. 4. Профиль массовой концентрации в безразмерной системе координат над поверхностью песка с $x_0 = 172$ мкм при $u_* = 0,66$ м/с. Усл. обозн. см. рис. 3.

В процессе переноса песка, при изменении скорости потока, соотношение между его сальтирующей и диффузионной массами постоянно изменяется. При возрастании доли сальтации увеличивается значение показателя степени профиля твердого расхода песка $\alpha = 0,57 \frac{w_g}{u_*}$ в уравнении

(2). Наоборот, при уменьшении α возрастает доля диффузии в потоке и падает роль сальтации. Эта динамичность оценена нами [7] путем сравнения расхода массы частиц, переносимых в приземном слое атмосферы выше одного метра (условимся называть его диффузионным расходом) с расходом песка в слое 0...1 м (условно слой сальтации).

Диффузионный общий расход массы можно определить, интегрируя профиль твердого расхода в слое от 1 м до верхней границы h приземного слоя атмосферы $Q_{zd} = \int_1^h q(z) dz$. Расход массы сальтирующих

частиц в слое 0...1 м равен разности между общим расходом песка в приземном слое атмосферы и диффузионным расходом

$$Q_z - Q_{zd} = \int_0^h q(z) dz - \int_1^h q(z) dz.$$

На рис. 5 показана полученная зависимость $Q_{zd}/(Q_z - Q_{zd})$ от показателя степени α профилей твердого расхода $q(z)$. На рисунке видна большая изменчивость в вертикальном перераспределении переносимой ветром массы песка во время бурь.

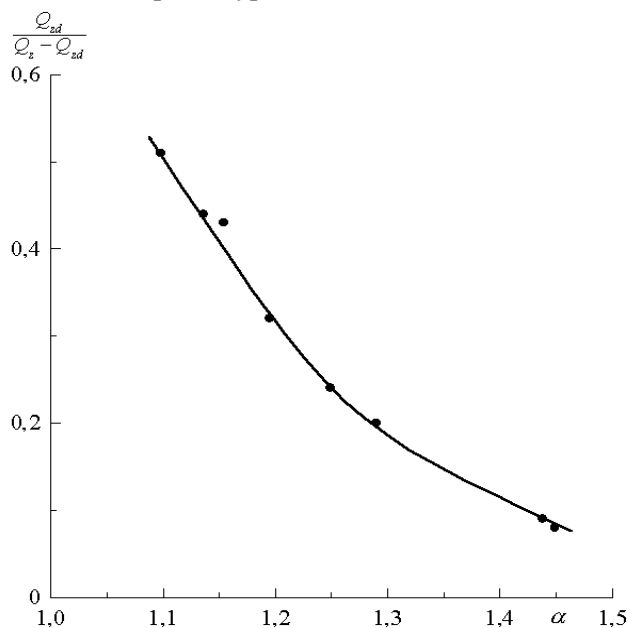


Рис. 5. Зависимость отношения диффузного потока массы песка к потоку сальтирующему от показателя степени α профиля твердого расхода песка, при $x_0 = 130$ мкм.

Масса диффузионных частиц над поверхностью мелкого песка ($x_0 = 130$ мкм и $\sigma_{lgx} = 0,12$) изменялась от 0,1 до 0,5 массы песка, переносимого в нижнем метровом слое ветропесчаного потока.

Эоловая рябь (рифели) и зависимость скорости их перемещения от скорости ветра

Поверхность барханов покрыта эоловой рябью. Геометрические масштабы рифелей изменяются в пределах: высота z порядка 1...3 см, параметр периодичности λ – от нескольких см до 30 см. По эоловой ряби есть немногочисленные публикации по ее периодичности и скорости перемещения в естественных условиях и в аэродинамических трубах (каналах) [4, 22]. Визуальные наблюдения и немногочисленные измерения показывают, что ветровая рябь на поверхности песка образуется и существует в ограниченном интервале скоростей потока [1, 3-6, 12, 13-15, 18, 19, 26-28].

Уолкер феноменологически определил область динамической скорости существования рифелей в зависимости от размеров частиц песка [26]. На рис. 6 она ограничена слева кривой их скорости свободного падения w_g , справа – кривой значений критической скорости начала переноса, и сверху – значением динамической скорости ($u_* \approx 62$ см/с), при которой рифели разрушаются ветропесчаным потоком. Из графика следует, что на частицах менее 50 мкм и свыше 2 мм золотая рябь не образуется.

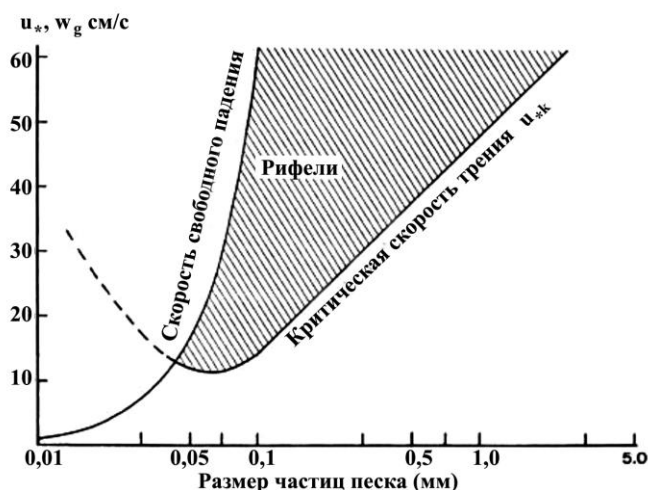


Рис. 6. Область динамических скоростей потока u_* существования ряби по Уолкеру (J.D.Walker) [26].

Основными характеристиками взаимодействия потока воздуха с движущейся поверхностью сыпучей среды является скорость воздушного потока и размер частиц. В настоящее время сложилась неопределенность в отношении скорости перемещения ряби под воздействием ветра u_p . Точного теоретического выражения для скорости движения песчаных волн нет. Исходя из предположения, что u_p определяется расходом песка Q , вернее его частью, которая участвует в упорядоченном обмене частицами между поверхностью и потоком, Шуляк нашел приближенные выражения для скорости перемещения макро и микроформ золотого рельефа при поступательном движении потока. Скорость перемещения рифелей у него оказалась пропорциональной кубу скорости ветра $u_p \sim u^3$ [12].

Ниже приведены немногочисленные полевые экспериментальные данные о скорости перемещения рифелей. Измерения параметров золотой

ряби проведены в пустыне Каракум Знаменским [3] и Вейсовым [1]. К сожалению, у обоих авторов отсутствуют указания размеров частиц, продолжительности измерений и приводятся лишь приближенные значения параметров потоков воздуха и ряби на песчаной поверхности. Это пример исследований, когда полученные данные позволяют говорить лишь о порядке значений исследуемых величин.

Чженг приводит результаты своих с соавторами измерений в пустыне Бадан Джаран и в аэродинамической трубе университета г. Ланьчжоу [28] и данные Андреоти с соавторами [14], полученные на юго-западе Марокко в виде графических зависимостей. У этих авторов приводится динамическая скорость потока, определенная синхронно с измерением параметров эоловой ряби. Шуляк [12] в своей монографии приводит измерения Минкявичуса скорости ряби на подвижных дюнах Куршюнерия [4]. Измерения этих авторов [4, 14, 28] не позволяют корректно получить точного представления о размерах исследуемых ими песков.

Программа наших полевых исследований песчаных бурь включала и изучение перемещения эоловых форм рельефа. В полевых условиях двумя экспедициями были выполнены измерения скорости перемещения эоловой ряби на песчаных поверхностях с параметрами распределений частиц по размерам: $x_0 = 98$ мкм, $\sigma_{\lg x} = 0,12$. Методика измерений была предельно простой. На вершинной части поверхности низких барханных цепей выбирался участок с хорошо сформированной геометрически правильной рябью. В гребень избранной на этом участке ряби вставлялся тонкий стальной стержень. По истечению 10 минут определялось пройденное гребнем ряби расстояние. Параллельно шло измерение профилей скорости ветра на мачтах.

На рис. 7 показана полученная зависимость скорости передвижения гребня эоловой ряби u_p от средней за десять минут скорости ветра на уровне одного метра u_1 , которая аппроксимируется следующей функцией

$$u_p = 0,54(u_1 - 3,5)^2, \quad (6)$$

где u_p измерено в мм/мин, а u_1 – в м/с. Критическое значение динамической скорости, при достижении которого начинается перенос песка этого размера, равно 0,16 м/с. Оно определено в аэродинамической трубе [7].

Критическое значение скорости ветра на уровне одного метра можно получить по логарифмическому профилю скорости ветра в приземном слое атмосферы

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0}.$$

Для значений $z = 100$ см, $z_0 = 10^{-3}$ см, $u_* = 0,16$ м/с и $\kappa = 0,4$ получаем значение $u_{1k} = 4,6$ м/с.

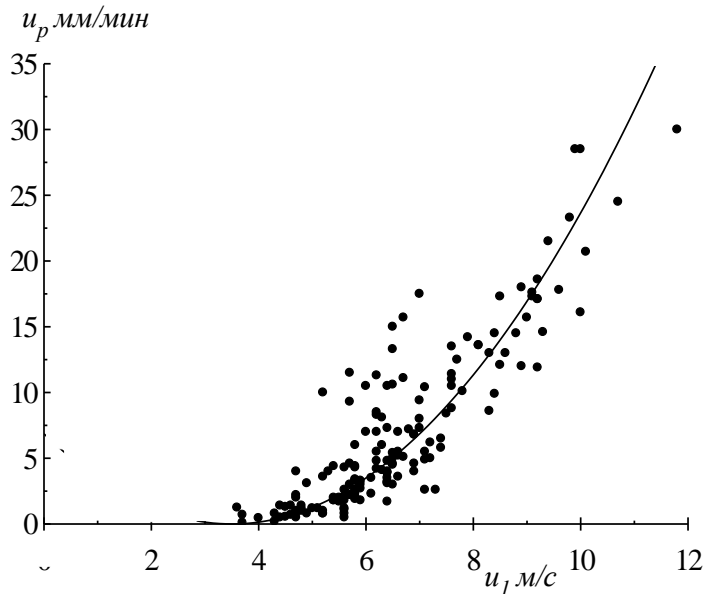


Рис. 7. Зависимость скорости перемещения гребней эоловой ряби (рифелей) от скорости ветра на высоте одного метра.

Это значение не совпадает с полученным в формуле (6) значением вычитаемого, которое имеет размерность скорости LT^{-1} и равно 3,5. Это следствие порывистой структуры скорости ветра, которая вызывает прерывистый перенос песка при меньшей за время измерения движения ряби средней скорости ветра, чем $u_{1k} = 4,6$ м/с.

Так как скорость ветра изменяется с высотой, то напрашивается создание нескольких таких формул для различных высот измерения скорости ветра. Очевидно, что это нецелесообразно. Проще найти функцию изменения скорости передвижения ряби от динамической скорости (скорости трения) u_* , которая не зависит от высоты. Дальнейший анализ полученных результатов измерений выполнен с использованием этой характеристики скорости потока.

На рис. 8 показано изменение скорости движения ряби от значения динамической скорости потока. Аналитически она описана функцией

$$u_p = 130(u_* - 0,07)^2, \quad (7a)$$

в которой u_p измерено в мм/мин, а u_* – в м/с. Формула справедлива для u_* в интервале от 0,16 до 0,60 м/с. Следует иметь в виду, что полученная в формуле при 10-ти минутном осреднении разность $(u_* - 0,07)$ не соответствует разности динамических скоростей $(u_* - u_{*k})$, так как $u_{*k} = 0,16$ м/с

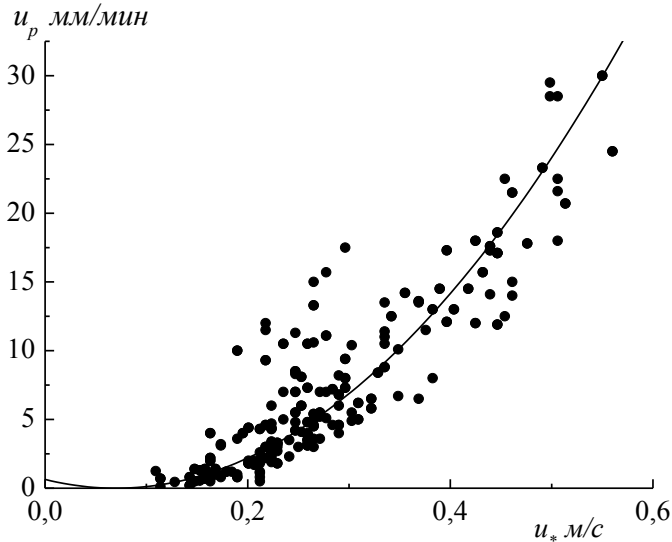


Рис. 8. Зависимость скорости перемещения гребней эоловой ряби от динамической скорости (скорости трения) u_* .

Сопоставим полученную нами статистическую зависимость (7a) с имеющимися измерениями других исследователей: Чженга [28], Андреоти [14] и Минкявичуса [4]. Совместный график данных всех авторов представлен на рис. 9. Результаты измерений Минкявичуса расположились на поле точек наших данных, Чженга и Андреоти – заметно правее. Совпадение наших измерений с результатами Минкявичуса позволяет предположить, что размеры частиц песка в обоих случаях были достаточно близкими. Линия зависимости Чженга и Андреоти на рис. 9 аппроксимируется функцией F_2

$$u_p = 140(u_* - 0,15)^2, \quad (7b)$$

которая отличается от (7a) значением числовых членов формулы. Это расхождение вызвано, очевидно, различием в размерах исследуемых частиц песков. Андреоти [14] в своей статье приводит приближенные значения размера частиц песка 180 ± 45 мкм.

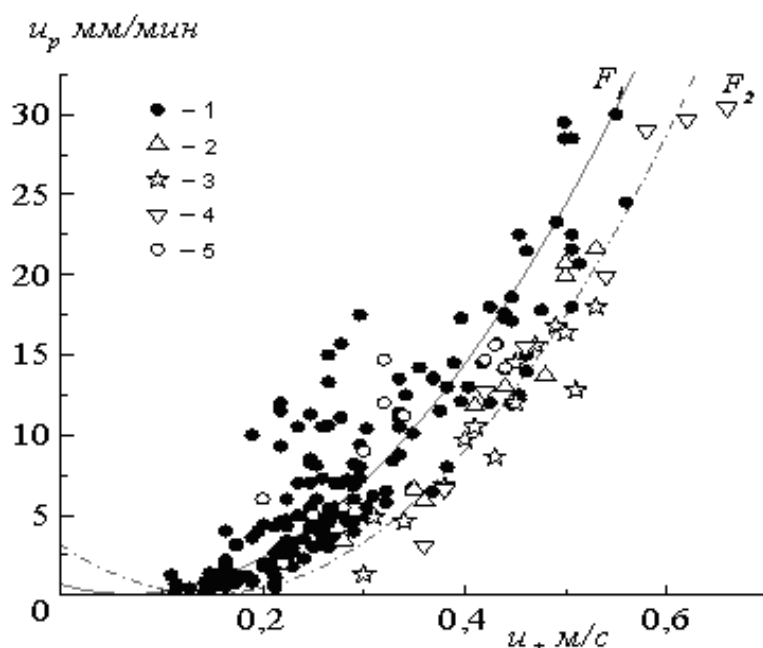


Рис. 9. Зависимость скорости перемещения гребней эоловой ряби (рифелей) от динамической скорости u_* . Результаты наблюдений: 1 – автора; 2 – результаты измерений Чженга и др. [28]; 3 – Андреотти и др. [14]; 4 – измерения в аэродинамической трубе Чженга и др. [28]; 5 – измерения Минкявичуса [4].

Использовать такие приближенные данные в дальнейшем нашем исследовании влияния размеров частиц на скорость движения представляет определенные трудности. Известно, что параметры функции распределения частиц по размерам довольно значительно изменяются в пространстве. Ниже показана изменчивость x_0 , σ_{lgx} на низких молодых барханных цепях, сложенных мелким песком, на различных участках формы рельефа.

Наибольшее значение параметров логарифмически нормального распределения бывает на вершине барханов. Поэтому при изучении нами размеров частиц песчаных пустынь Казахстана пробы всегда отбирались на вершинах гряд и барханов, что обеспечивало сравнимость результатов [7].

Параметр	Место отбора проб				
	начало склона	середина склона	вершина бархана	гребень бархана	склон осыпания
x_0 , мкм	85	87	98	95	73
σ_{lgx}	0,07	0,07	0,14	0,14	0,09

Учесть влияние размеров частиц песка на скорость передвижения ряби можно путем построения её зависимости от динамического аналога числа Фруда $Fr_* = u_*^2 / g x_0$. Приближенные данные о размерах частиц у Андреоти и Чженга заставили нас искать размер их частиц путем подбора и согласования с наилучшим попаданием данных этих авторов на поле зависимости $u_p = f(Fr_*)$. Согласование данных было получено при значении $x_0 = 150$ мкм для песков Андреоти и Чженга. На рис. 10 приведен полученный объединенный график зависимости $u_p = f(Fr_*)$. Аппроксимация измеренных данных сделана линейной зависимостью

$$u_p = 0,09 (Fr_* - 22). \quad (8)$$

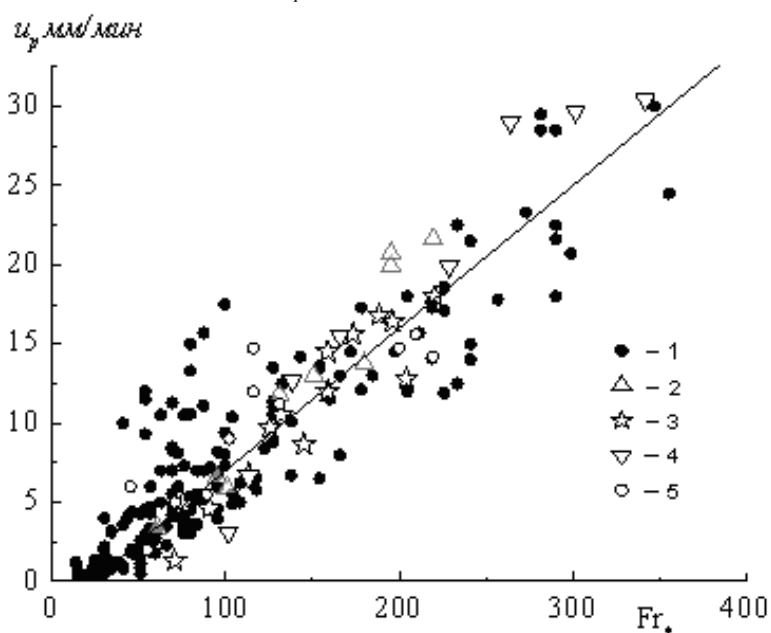


Рис. 10. Зависимость скорости перемещения гребней ряби от динамического аналога числа Фруда $Fr_* = u_*^2 / g x_0$. Усл. обозн. см. рис. 9.

Формула справедлива для Fr_* в интервале от 25 до 350. Линейная зависимость скорости движения эоловой ряби от динамического аналога числа Фруда позволяет считать основной причиной перемещения «ползущих» частиц касательное напряжение $\tau = \rho_g u_*^2$. Препятствующей их движению является сила тяжести, которая определяется размером частиц x_0 , их плотностью ρ_q и значением ускорения силы тяжести g . Для учета

изменений плотностей воздуха и частиц песка формулу (8) можно записать в следующем виде

$$u_p = 214 \frac{\rho_6}{\rho_4} (Fr_* - 22) \quad (9)$$

При перемещении «ползущих» частиц по склону бархана появляется дополнительная скатывающая сила, препятствующая их движению вверх по наклонной плоскости. Чем круче склон, тем медленнее движется рябь. Значительная дисперсия полученных зависимостей свидетельствует о влиянии микроклиматических особенностей рельефа, направления ветра, длины склона бархана и угла его наклона, влажности поверхностного слоя песка. Это различие в строении ряби на различных участках поверхности барханов хорошо видно на рис. 1.

Барханы

Морфология. Эоловые подвижные формы рельефа песчаных пустынь серповидной формы названы барханами и барханными цепями (рис. 11). В зарубежной литературе все крупные положительные формы песчаного эолового рельефа, в том числе и пустынные, раньше было принято называть дюнами. Но сейчас термин бархан стал принятым для классических серповидных форм песчаного рельефа и на западе, где их называют барханами, или барханными дюнами. В русскоязычной литературе дюнами называли только песчаные формы рельефа, образующиеся во внепустынных областях на берегах морей, в районах широкого распространения ледниковых, озерных и речных песков.



Рис. 11. Низкие барханные цепи высотой 0,4...0,8 м, поверхности которых образованы эоловой рябью. Осушенное дно Арала.

Но теперь для очень крупных образований песчаного рельефа в пустынях, отличающихся от формы бархана, нередко стали использовать и

термин «дюна». Наблюдается эволюция и взаимное уточнение терминологии. Широко известные в Казахстане поющие пески, расположенные в коридоре между хребтами Большого и Малого Калканов, точнее называть не «Поющий бархан», а «Поющая дюна», так как этот холм песка длиной до 3 км и высотой около 150 м не имеет классической формы бархана.

Бархан является самой простой и наиболее изученной формой рельефа (рис. 11). Обращенный в сторону, откуда дуют преобладающие ветры, наветренный склон барханов пологий ($12\dots15^\circ$). Противоположный, подветренный, склон круто обрывается после острого гребня. Крутизна этого склона немного превышает угол естественного осыпания сухого песка ($28\dots33^\circ$) [18, 20, 21, 22, 24].

У одиночного бархана основание, склон осыпания и гребень имеют дугообразную в виде полумесяца форму. И.Г. Гуршев показал, что она соответствует уравнению эллипса и является следствием минимизации времени движения частиц по траектории, т.е. поток стремится к минимальной потере кинетической энергии на транспорт частиц песка [2]. Выдающиеся вперед по направлению движения края бархана называются рогами. На песчаной поверхности барханы, как правило, соединяются своими рогами и образуют барханные цепи.

Барханные цепи и гряды могут быть с различными по масштабу параметрами периодичности λ от 10 или нескольких десятков метров до 100 м и высотой z от нескольких десятков сантиметров до 10 м и более. Одиночные барханы могут достигать высоты более 10...15 м. Высота низких барханных цепей h бывает от нескольких десятков сантиметров до метра и более, расстояние между гребнями λ – от одного до двух десятков метров.

Получены линейные зависимости между элементами формы бархана: длиной, высотой, расстоянием между рогами. Высота бархана H , длина L , ширина W и длина его рогов L_{horns} , связаны статистическими линейными зависимостями. Типичные пропорции для больших барханов: 9 – для отношения ширины к высоте, 6 – для отношения длины к высоте и 9 – для отношения длины рогов к высоте. Значения коэффициентов этих линейных уравнений в разных регионах мира неодинаковы. Дисперсия отношений параметров барханов, измеренных в различных регионах планеты, достаточно большая, что говорит об отсутствии у них инвариантности [21, 22, 24]. Наиболее реальной причиной этого, на мой взгляд, является различие распределений частиц песка по размерам.

При усилении ветра эоловая рябь на поверхности барханов приходит в движение. Достигнув гребня бархана, песок, слагающий рябь, осыпается в форме микролавины по его подветренному крутому склону. Чередование процессов накопления массы песка у гребня и осыпание его по откосу приводит к увеличению высоты и перемещению барханов в направлении ветра. Другая причина заключается в выдувании частиц песка с поверхности наветренного склона, перемещении их сальтацией по телу бархана и отложении части потока этих частиц в ветровой тени бархана на подветренном склоне. Этот же поток сальтирующих частиц приводит к образованию рогов бархана при его обтекании ветропесчаным потоком.

По визуальным наблюдениям за формированием и передвижением барханов выявлены интересные особенности их существования. Было замечено, что рост в высоту барханов идет при умеренных скоростях ветра. Во время же интенсивных песчаных бурь с увеличением скорости ветра растет доля массы песка, выносимого в виде суспензии (диффузионная масса потока песка) турбулентными вихрями из приповерхностного слоя ветропесчаного потока в приземный слой атмосферы. И когда содержание его массы в потоке начинает превышать массу сальтирующих частиц, происходит значительное сокращение потока ползущих частиц и раздувание эоловых микроформ рельефа вследствие выноса частиц из поверхностного слоя песка и уносу их на значительные расстояния. Исчезновение рифелей сокращает поступление песка к вершинам барханов, что приводит барханы к частичному разрушению. Ветер раздувает вершины, они становятся ниже, а низкие небольшие барханы теряют иногда даже свою серповидную форму [7]. Затем при умеренных песчаных бурях идет восстановление формы и высоты барханов. Теоретические модели не объясняют этот процесс разрушения, так как не учитывают существование третьего вида перемещения частиц песка в виде суспензии и динамичное изменение соотношений во времени масс частиц, перемещающихся в виде трех различных потоков.

Скорость перемещения барханов

В литературе имеются достаточно много количественных сведений о передвижении барханов за продолжительные интервалы времени – за сезон, год или несколько лет. По наблюдениям Петрова в Кызылкумах передвижение барханных цепей происходит на расстояние в 12...15 м в год; на юго-западе Туркмении более сильные ветры перемещают барханы высотой 4...4,5 м на 40 м за год [5]. Имеются длительные наблюдения за пе-

ремещением невысоких барханов (дюн) в пустыне на плато Пампа де Ла Хойя в Перу. Здесь, на площади свыше 50 км², перемещаются ветром около 1000 одиночных барханов. Периодические наблюдения за движением этих барханов начаты ещё в конце 19 века. Обзорная информация о них приведена в работах [21, 22]. В последние годы начались измерения перемещения барханов на полях этих одиночных форм рельефа и в Сахаре (Марокко) и других районах пустынь мира.

Установлено, что скорость перемещения барханов зависит не только от скорости ветра, но и от высоты барханов. Низкие барханы движутся быстрее высоких при одинаковых скоростях ветра, наибольшая скорость у низких барханов, перемещающихся по твердой поверхности такыров и солончаков [3, 5, 11, 15].

Р. Багнольд предложил для определения годовой скорости перемещения дюн (барханов) следующую формулу

$$u_d = \frac{Q}{\rho_s H},$$

где u_d – скорость перемещения дюны, м/год; ρ_s – объемная плотность песка, кг/м³; H – высота дюны, м; Q – линейный расход массы движущегося песка (сообщества ползучего и сальтирующего) за год через метр ширины потока в кг/(м год) [15]. Затем формула была несколько видоизменена путем введения в неё минимальной встречающейся в природных условиях высоты барханов h_{\min} [14].

$$u_d = \frac{Q}{\rho_s (H + h_{\min})}.$$

В этих формулах привлекает простота, но их применение невозможно из-за отсутствия информации о значении годового расхода Q и неопределенности значения h_{\min} в качестве некоторой постоянной величины. Эти величины не измеряются, что существенно усложняет получение годовой скорости движения барханов (дюн) u_d . Мне неизвестны случаи применения этих формул на практике.

Учитывая большую динамичность процессов дефляции песков во времени, мы провели измерения скорости движения низких барханов высотой 0,4...0,8 м за часовые интервалы времени. Для измерения пройденного барханом за час расстояния была применена наиболее простая методика. В начальный момент измерения на линию гребня бархана осторожно устанавливалась тонкая стальная вешка диаметром 2 мм. Через час рулет-

кой измерялся пройденный гребнем путь. Сложность заключалась в очень осторожном процессе измерения, так как подветренный склон бархана имеет наклон несколько больший, чем естественный угол осыпания песка. При неосторожном подходе к месту измерения возможно осыпание склона и потеря из-за этого информации.

Результаты измерений представлены на рис. 12.

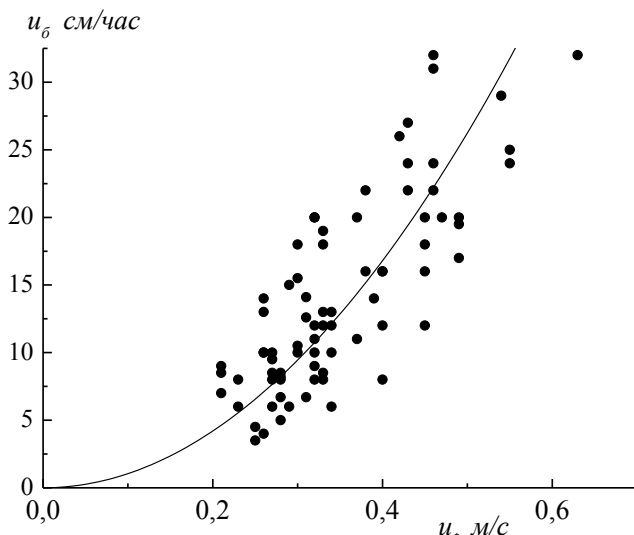


Рис. 12. Зависимость скорости движения гребня бархана от динамической скорости ветропесчаного потока.

Полученная нелинейная зависимость скорости движения гребня бархана от динамической скорости ветропесчаного потока на этом рисунке имеет вид

$$u_{\text{б}} = 105 u_*^2. \quad (10)$$

В этой формуле $u_{\text{б}}$ измерена в *см/час*, а u_* – в *м/с*. Скорость передвижения низких барханов, также как и скорость эоловой ряби, аппроксимируется квадратичной функцией динамической скорости. Это подтверждает ведущую (определяющую) роль эоловой ряби в движении барханов.

Для учета влияния размеров частиц песка на скорость движения барханов была получена её зависимость от динамического аналога числа Фруда $Fr_* = u_*^2 / g x_0$, представленная на рис. 13.

Аналитически она имеет линейный вид

$$u_{\text{б}} = 0,105 Fr_*. \quad (11)$$

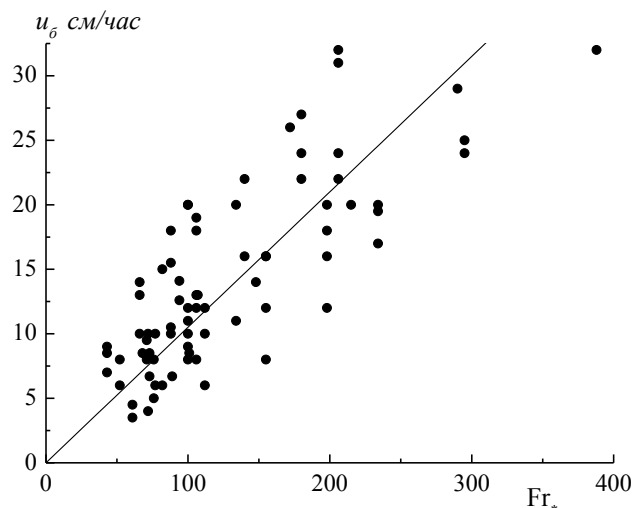


Рис. 13. Зависимость скорости движения гребня бархана от динамического аналога числа Фруда.

Зависимость скорости движения барханов от их высоты H можно учесть, введя в формулу (11) отношение длины наветренного склона l к высоте H

$$u_0 = 1,05 \cdot Fr_* \cdot \frac{l}{H}. \quad (12)$$

Два этих параметра легко определяются для конкретных барханов, а их отношение является синусом угла наклона наветренного склона. Приближенное значение $\frac{l}{H} = 0,1$ было получено по результатам измерений параметров низких барханов, приведенных в работе [6]. Выше уже указывалось на отсутствие инвариантности форм барханов, поэтому значение $\frac{l}{H} = 0,1$ следует считать приближенным и уточнять для конкретных условий при применении формулы (12).

Заключение

История исследований эоловых форм рельефа песчаных пустынь, и различных гипотез их формирования насчитывает уже около двух веков и изложена на русском языке в монографии Сенкевича [12]. Обзор зарубежных работ по эоловым формам песчаного рельефа дан в недавно вышедшей монографии Чженга (Zheng) [23].

До работ Багнольда [15] в 30...40-ых годах прошлого века, исследованием морфологии дюн (барханов) и их динамики занимались, в ос-

новном, геологи и географы. Внимание зарубежных исследователей привлекли поля невысоких дюн (барханов) в пустынях Перу на плато Пампа де Ла Хойя, наблюдения за годовыми перемещениями которых, начаты ещё в 19 веке. Проведены наблюдения условий формирования различных видов песчаного рельефа, измерены скорости их перемещения за год или несколько лет [2, 5], описаны их формы [1, 3, 11], изучен гранулометрический состав частиц песка. Получены линейные зависимости между размерами элементов формы бархана: длиной, высотой, расстоянием между рогами [18, 21, 22, 24].

И только после 70-ых годов 20 века дюны и эоловая рябь привлекли внимание физиков и математиков неизвестностью механики их формирования и динамики их движения, необходимостью борьбы против опустынивания, эоловыми процессами на Марсе [12, 23]. Произошло резкое повышение числа научных публикаций в Европейских изданиях, в США, Китае и Австралии. Число публикаций по проблеме в последние годы превысило несколько сот.

Здесь будет уместно процитировать высказывание Шуляка, опубликованное ещё в 1971 г. «Ко всему этому следует ещё отметить весьма низкий уровень большинства работ. Автору известно буквально считанное число, выполненных на высоком уровне. Поэтому обилие литературного материала в данном случае следует считать скорее отрицательным фактом, ни в коей мере не способствующем прояснению изучаемого явления»[12]. Прошло 40 лет, но ситуация с экспериментальными работами по физике эоловых форм рельефа почти не изменилась. В эти годы в основном развивалось математическое моделирование ряби. Отсутствие экспериментальных данных не позволяет создавать физическую теорию возникновения, существования и разрушения эоловых форм рельефа, которая на первом этапе своего развития всегда является эмпирической или полумэмпирической.

Количественная информация высокого качества по натурным измерениям процесса формирования эоловых форм рельефа и их перемещения ветром крайне скудная, что показано выше. Особенно это касается крупных песчаных форм – барханов, барханных цепей и гряд. Объясняется это сложными условиями, большой длительностью процесса их формирования, небольшими скоростями перемещения под воздействием ветра, и отсутствием измерений, минимально необходимых для описания процесса движения параметров: размеров частиц, синхронными измерениями ско-

рости эолового рельефа, скорости ветра и его направлений относительно форм рельефа с указанием высот и условий измерений.

Создание моделей динамики ряби началось с работы Багнольда [15]. Его идея была основана на гипотезе существования «периодического заграждения частиц», которые прыгают с одного гребня ряби на другой. Но баллистическая гипотеза была отвергнута им самим, так как наблюдения показали, что частицы прыгают на расстояния, которые намного больше, чем длина волны ряби.

Большим успехом в последние десятилетия явилось объяснение взаимодействия потоков сальтирующих частиц и слоя частиц с низкой энергией,двигающихся близко к поверхности песка. Выявлена роль ползущих частиц в формировании динамически неустойчивого поверхностного слоя и участвующих в формировании эоловой ряби. Это позволило Андерсону первому получить уравнение волновой песчаной поверхности. Его двухмерная модель дает удовлетворительное описание инициирования неустойчивости ряби, но она не позволяет предсказать последующую нелинейную динамику изменения профиля поверхности песка [13]. Совершенствование его модели в нелинейную трехмерную выполнено Ицхаком (Yizhaq) с соавторами [27].

Результаты решения имеют много общих черт с наблюдаемой рябью, но есть количественные и качественные разногласия между предсказаниями моделей и наблюдениями. Если количественное разногласие можно обойти подбором параметров моделей, то качественное расхождение объясняется несовершенством современных моделей. [24].

Наиболее существенные из них следующие. В моделях поток массы сальтирующих частиц принят однородным. Известно, что рябь исчезает при сильных ветрах. Модели не описывают разрушение ряби при больших скоростях ветра и не могут получать большую амплитуду поверхностных форм рельефа. Самым главным недостатком современных моделей формирования эоловых волн на поверхности песка – это игнорирование турбулентной структуры потока воздуха в приповерхностном слое и возрастающей роли потока диффузионных частиц в переносе песка с увеличением скорости ветра, которое приводит к разрушению эоловых форм рельефа различного масштаба: и ряби, и барханов.

Существуют версии волновых гипотез формирования ряби. Гипотеза Кука с соавторами предполагала, что рябь формируется регулярной мелкомасштабной вихревой структурой около поверхности песка, произведенной потоком воздуха в атмосферном пограничном слое [18]. Кеннеди

считал волны Гельмгольца главной причиной формирования эоловой песчаной ряби [23]. Волна Гельмгольца появляется в интерфейсе между двумя различными плотностями потоков. Они не получили распространения и развития из-за отсутствия эмпирических доказательств для их поддержки.

Но новые результаты, полученные в аэродинамических каналах, указывают на правомерность их существования. Выполнены измерения в тонком приповерхностном (пограничном) слое ветропесчаного потока вертикальных профилей массовой концентрации и твердого расхода частиц [7-10, 17]. Получены математические аппроксимации этих профилей функциями, включающими размер частиц песка и динамическую скорость. На рис. 3 и 4 хорошо видно наличие больших градиентов массовой концентрации песка в прилегающем к поверхности слое потока. В слое толщиной в 10...15 размеров частиц (ползущая часть потока) плотность двухфазного потока возрастает в 10 раз. На уровне высотой около 100 размеров частиц концентрация быстро уменьшается на порядок величины. Такой разрыв плотности потока и наличие касательного напряжения должен приводить на границе разделов плотности потока к формированию волн Гельмгольца. Очевидно, что приведенные выше экспериментальные данные подтверждают обоснованность существования волновых гипотез Кеннеди [23] и Кука [18] о причинах возникновения эоловой ряби.

В результате движения поверхностного неустойчивого слоя песка и взаимодействия его с волнами воздушного потока, образованными при его движении над поверхностью раздела, возможно образование волновых форм микрорельефа. Песчаная поверхность должна изменять свою геометрию в соответствии с масштабом упорядоченных турбулентных возмущений потока воздуха в этом слое.

Пространственный и временный масштаб формирования и развития барханов и дюн намного больше, чем песчаной ряби. Поэтому и полевые измерения, физическое и математическое моделирование дюн и барханов значительно труднее, чем исследования эоловой ряби. При математическом моделировании формирования и развития поля дюн чрезвычайно сложно решить проблему трансформации масштаба, т.е. перейти от мелкомасштабных физических процессов транспорта частиц песка к крупномасштабным физическим процессам формирования и развития барханов и их полей.

Чженг [28] отметил, что физический механизм и особенности формирования и развития дюн и барханов отличаются от механизма движения частиц песка и эоловой ряби. Однако динамическое поведение

крупномасштабных форм рельефа все-таки определяется ветровым перемещением частиц песка. Поэтому и игнорирование или полная параметризация движения песка вызвало бы неправильное отражение реального процесса формирования и развития барханов.

Морфология барханов и их скорость движения, очевидно, зависят от локальных параметров, которые не определены до сих пор. Нет систематических исследований по оценке влияния изменений скорости ветра, флуктуаций ее направления, свойств подстилающих поверхностей, функций распределения частиц песка по размерам, расходу масс песка при ветровом переносе над барханами, влияния соседних форм рельефа, и т.д.

Поэтому для прогресса наших знаний в борьбе с наступлением пустынь, необходимы дальнейшие полевые измерения во время песчаных бурь по широкой комплексной программе, включающей вопросы метеорологии и микроклиматологии, геоморфологии, гидродинамики ветропесчаного потока.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акиянова Ф.Ж., Семенов О.Е., Халыков Е.Е. Подвижные пески полуострова Бузачи (Бозашы) // Гидрометеорология и экология. – 2012. – №1. – С. 58-73
2. Вейсов С. Динамика рельефа барханных песков.– Ашхабад: Изд-во «Ылым», 1976. – 195 с.
3. Гуршев И.Г. Возможное объяснение механизма образования контура бархана // Тр. КазНИГМИ. – 1990. – Вып. 105. – С. 14-17.
4. Знаменский А.И. Экспериментальные исследования процессов ветровой эрозии песков и вопросы защиты от песчаных заносов // Материалы исследований в помощь проектированию и строительству Каракумского канала. – Ашхабад: Изд-во АН Туркм. ССР, – Вып. 3. – 1958. – 132 с.
5. Минкявичус В. Эоловая песчаная рябь, её структура и движение на подвижных дюнах Куршюнерия // Ежегодник Географ. Общества Литовской ССР. – № 6-7. – 1963-1964.
6. Петров М.П. Подвижные пески пустынь СССР и борьба с ними. – М.: Географгиз, 1950. – 350 с.
7. Семенов О.Е. Волновые формы рельефа на сыпучей поверхности и их свойства // Труды КазНИГМИ. – 1972. – Вып. 49. – С. 42-54.
8. Семенов О.Е. Введение в экспериментальную метеорологию и климатологию песчаных бурь. – Алматы: «ИП Волкова Н.А.», 2011. – 580 с.
9. Семенов О.Е. О массовой концентрации частиц в пограничном слое ветропесчаного потока // Гидрометеорология и экология. – 2009. – №2. – С. 7-27.

10. Семенов О.Е. О физическом содержании параметров профилей массовой концентрации частиц в пограничном слое ветропесчаного потока // Гидрометеорология и экология. – 2010. – №1. – С. 11-21.
11. Сенкевич Б.Н. О генезисе основных форм эолового рельефа песчаных пустынь. – Ашхабад: Изд-во «Ылым», 1976. – 183 с.
12. Шуляк Б.А. Физика волн на поверхности сыпучей среды и жидкости. – М.: Наука, 1971. – 400 с.
13. Anderson R., A theoretical model for aeolian impact ripples // *Sedimentology*. – 1987. – 34(5). – P. 943-956.
14. Andreotti, B., Claudin, P. and Pouliquen, O. Aeolian sand ripples: Experimental study of fully developed states // *Physical Review Letters* 96, 028001, 10.1103 – 2006.
15. Bagnold R.A. *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. – London: Methuen, 1941. – 265 p.
16. Barenblatt G.J., Golitsyn G.S. Local structure of mature dust storms // *J. Atmospheric Sci.* – 1974. – Vol. 31. – №7. – P. 1917-1933.
17. Butterfield G.R. Near-bed mass flux profiles in aeolian sand transport: High-resolution measurements in wind tunnel // *Earth Surface Processes and Landforms*. – V. 24. – 1999. – P. 393-412.
18. Cooke, R.U., Warren, A. and Goudie, A. 1993. *Desert geomorphology*. London: UCL Press, 534 pp.
19. Csahrok Z., Misbah C., Rioual F., and Valance A. Dynamics of Aeolian sand ripples. // *Eur. Phys. J., E* – 2000. – No 3. – P. 71–86.
20. Exploring the world's driest climate. IES Report 101. Ed. by H. Lettau and K. Lettau. Center for Climatic Research Institute for Environmental Studies. University of Wisconsin – Madison – 1978 – 264 p.
21. Hastenrath St. Mapping and surveying – dune shape and multiannual displacement / Exploring the world's driest climate. IES Report 101. Edd. by H. Lettau and K. Lettau. Center for Climatic Research Institute for Environmental Studies. University of Wisconsin – Madison – 1978 – P. 74-103.
22. Hersen P. Morphogenèse et Dynamique des Barchanes // Pour obtenir le titre de Docteur de l'Université Paris VII. Lasoutenance se déroulera le 22 Juin. – 2004. – 245 p.
23. Kennedy, J.F. 1964. The formation of sediment ripples in closed rectangular conduits and in the desert. *Journal of Geophysical Research* 69(8): 1517-1524.
24. Mousavi S.H., Dorgouie M., Vali A.A., Pourkhosravani M., Ameri A.R. A. Statistical Modeling of Morphological Parameters of Barchan Dunes (Case

- Study: Chah Jam Erg in South of Haj Ali GHoli Playa, in Central Part of Semnan Province, IRAN) // Journal of Geography and Geology. – Vol. 2. – No. 1. – 2010. – P. 98-113.
25. Semenov O.E. 1998. Experimental investigation of the wind profiles and sand discharge during sand storms. In: 1st LAS/WMO (League of Arab States/World Meteorological Organization) International Symposium on Sand and Dust Storms, WMO Program on Weather Prediction Research Report Series Project No. 10, WMO Technical Document No. 864, PP. 139-150.
26. Walker J.D. An experimental study of wind ripples.//Paper forget the Degree of master of science in Geology. Massach. Tecnology Inst. 1981. 145 p.
27. Yizhaq H., Balmforth N. J., Provenzale A. Blown by wind: nonlinear dynamics of aeolian sand ripples. – 2004. Published by Elsevier B.V. Physica D 195 – P. 207-228.
28. Zheng X. Mechanics of Wind-blown Sand Movements, Environmental Science and Engineering. – DOI 10.1007/978-3-540-88254-1_6. –Berlin – Heidelberg. Springer – Verlag – 2009. – 217 p.

Поступила 9.07.2014

Физ.-мат. ғылымд. канд. О.Е. Семенов

БЕДЕРДІҢ ЭОЛ ПІШІНДЕРІ ЖӘНЕ ОЛАРДЫҢ ЖЕЛІМЕН АУЫСУЫ

Автордың зерттеулері және шет ел жұмыстары бойынша құмның желмен ауысу механизмі туралы қазіргі заманғы түсінігі, бедердің – шымырлар және шағылдардың қозғалмалы эол пішіндерінің геоморфологиялық сипаттамасы берілген, олардың шамалары келтірілген. Шағыл пішіндерінің элементтері: l ұзындығы, H биіктігі және мүйізшелері арасында сызықтық тәуелділік бар. Осы сызықтық теңсіздіктердің коэффициенттері әлемнің әртүрлі аймақтарында әр түрлі, бұл олардың инварианттылығының жоқтығын айтады. Үлкен шағылдар үшін типті пропорциялар: енінің биіктігіне қатынасы – 9, ұзындықтың биіктікке – 6 және мүйізшелер ұзындығының биіктікке – 9. Шымырлар және шағылдардың ауысу жылдамдықтарының қысқа уақыт аралығындағы динамикалық жылдамдыққа және сандарға қатынасы табылған Fr_ . Шымырлар үшін $u_p = 130(u_* - 0,07)^2$ и $u_p = 0,09 (Fr_* - 22)$, шағылдар үшін $u_6 = 105 u_*^2$ и $u_6 = 1,05 \cdot Fr_* \cdot l / H$, (u_p – мм/мин өлшенген, u_6 – в см/сағ, а u_* – в м/с).*

УДК 551.577

Канд. геогр. наук Н.В. Пиманкина *

ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И ОПАСНОСТЬ СИЛЬНЫХ СНЕГОПАДОВ И СНЕГОВЫХ НАГРУЗОК В ГОРАХ КАЗАХСТАНА*КОЛЕБАНИЯ, ЧРЕЗВЫЧАЙНЫЕ СИТУАЦИИ, КАРТЫ*

В статье рассматриваются некоторые особенности современного климата горных районов Казахстана. Выполнен анализ и составлены карты распределения сильных снегопадов и снеговых нагрузок в горах масштаба 1:500 000. Анализ чрезвычайных ситуаций, связанных со снегом в Казахстане, показывает потенциально высокий ущерб от стихийных явлений независимо от потепления климата и охватывает территории с разной плотностью населения и объемом валового продукта.

Введение. В конце 20 – начале 21 века отмечено глобальное изменение климата. Повсеместно растет число чрезвычайных ситуаций, связанных с погодой, увеличивается ущерб. Вопросы, связанные с изменениями климата (в том числе в зимний период) и адаптации к ним, давно находятся в центре внимания ученых [2, 7, 11].

Данные последних лет о чрезвычайных ситуациях, вызванных сильными снегопадами и снегоотложениями в Казахстане, свидетельствуют о росте ущерба от стихийных явлений. Большие расходы государства и частных компаний связаны с расчисткой снежных заносов и завалов, восстановлением движения транспорта и эвакуацией людей. Причиной являются освоение новых территорий, возросшая мобильность населения, а также, возможно, климатические изменения. Требуется разработка методов управления риском экстремальных погодных явлений, включая создание карт опасности снегопадов, снеговых нагрузок, снежных заносов и снегоотложений.

Материалы и методы. В ходе работ по созданию Атласа природных и техногенных опасностей и рисков чрезвычайных ситуаций в Республике Казахстан выполнен анализ временных рядов температуры воздуха, осадков и характеристик снежного покрова горных районов Ка-

* Институт географии, г. Алматы

захстана за период 1936...1998 и частично 2010 гг. [1, 4]. Рассмотрены данные наблюдений более чем 300 метеорологических станций и временных постов, 450 снегомерных площадок Казгидромета, расположенных в диапазоне высот 600...3000 м. Произведена выборка данных о максимальном суточном количестве осадков (за холодный период), а также продолжительности и повторяемости числа дней с сильными снегопадами за период с 1966 по 1989 гг. Для составления карт опасности и риска сильных снегопадов и снеговых нагрузок использованы опубликованные данные натуральных наблюдений Казгидромета, Института географии (ИГ) РК и методические разработки ряда организаций и отдельных авторов [9]. Проведена статистическая обработка величин средней температуры воздуха, осадков холодного периода, и величины средней из максимальных высот снежного покрова за год. На отдельных снегопунктах максимальные высоты пересчитаны в отклонения от среднего значения, которое выполнено, согласно рекомендациям ВМО.

Результаты и интерпретация. Отмечено повышение температуры воздуха в среднем за год и за холодный период (ноябрь – март) во всех высотных зонах хребтов Тянь-Шаня в пределах Казахстана. На рис. 1 показаны многолетние изменения средней температуры воздуха и осадков холодного периода (в отклонениях от нормы, рассчитанной за 1970...2000 гг.) на высокогорной станции наблюдений ИГ РК Большое Алматинское Озеро (БАО, Н = 2516 м н.у.м.).

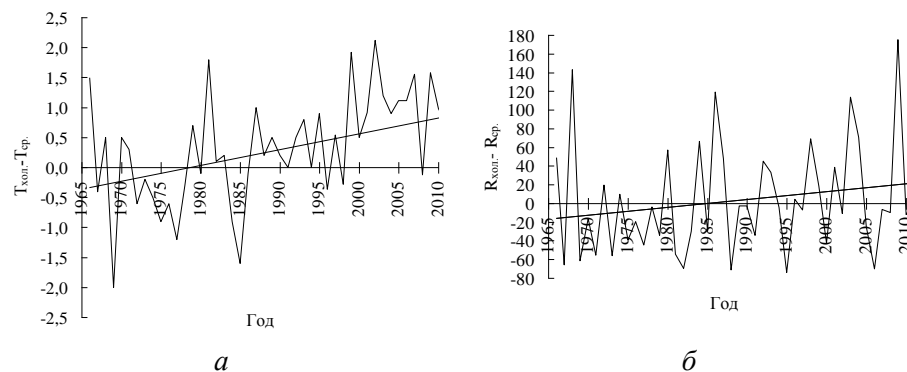


Рис. 1. Многолетний ход отклонения средней температуры воздуха (а) и сумм осадков (б) от нормы за ноябрь – март и их линейный тренд в пункте наблюдения Большое Алматинское Озеро (2516 м н.у.м.).

Заметно, что в ходе температуры воздуха за холодный период положительные аномалии преобладали. Менее уверенно можно указать на некоторое увеличение сумм осадков за ноябрь – март, начиная с 1990-х

годов. Анализ данных ряда станций показал, что и в других районах осадки холодного периода демонстрируют слабую тенденцию к увеличению.

Обобщенные данные позволяют сказать, что при большой межгодовой изменчивости существует определенная стабильность в выпадении суммарных осадков зимой в горах. В отдельные годы норма может быть превышена в 2 и более раз.

Для всей территории Казахстана нами выполнена оценка многолетних изменений сумм осадков за период залегания устойчивого снежного покрова (УСП) и рассчитаны линейные тренды. На рис. 2 представлено пространственное распределение коэффициентов линейных трендов сумм осадков, выпадающих за период УСП, за 1960...2000 гг. Наибольший рост осадков отмечается на М Ванновка (Аул Т. Рыскулова), М Блинково (Тасарык), на отдельных станциях юго-восточного Казахстана (Асы, Жаланаш, Алматы). В этих пунктах рост сумм осадков достигает 10 % \ 10 лет и более от нормы, рассчитанной для соответствующей станции за период 35...40 лет.

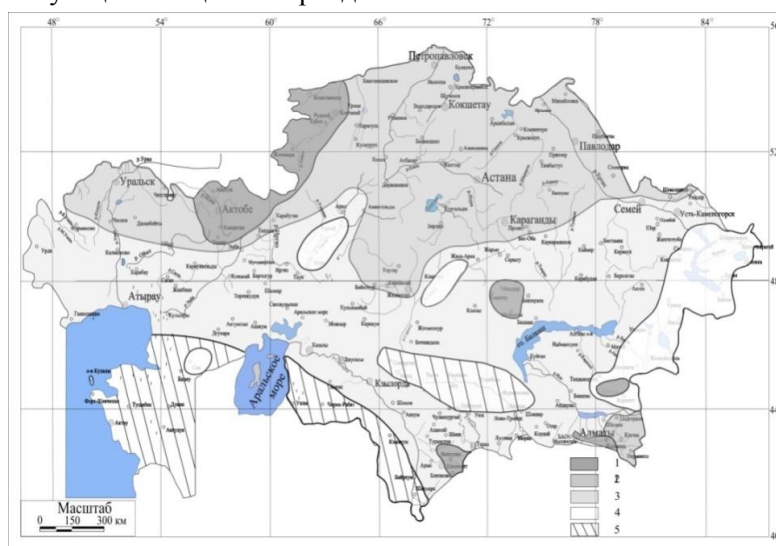


Рис. 2. Пространственное распределение коэффициентов линейного тренда сумм осадков, выпадающих за период залегания устойчивого снежного покрова, за 1960...2000 гг. 1 – $>1,0$; 2 – $0,51 \dots 1,1$; 3 – $<0,5$; 4 – отрицательный тренд; 5 – не определено.

Пункты с отрицательными тенденциями изменения осадков расположены в основном в межгорных долинах Алтайских гор, Калбинского хребта, Жетысу (Джунгарского) Алатау. На некоторых станциях бассейнов рек Сарысу и Торгай и в Приаралье также отмечается слабое уменьшение осадков.

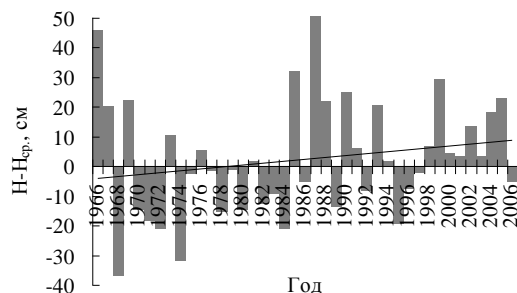
Для анализа изменения высоты снежного покрова использованы данные маршрутных снегосъемок, проводимых в бассейнах рек Шилик, Киши Алматы и Шалкодесу. Величины высоты снега, представленные в отклонениях от среднего, были осреднены для каждого бассейна. Рис. 3 дает наглядное представление об изменчивости высоты снега в этих бассейнах. Ход H_{\max} в сторону положительных отклонений от базовой нормы хорошо выражен на ряде снегопунктов бассейнов среднегорной зоны.

Большая изменчивость данного параметра снежности не позволяет установить значимую трендовую составляющую в рядах данных, однако тенденций к уменьшению не наблюдается. Как показывает анализ данных наблюдений по постоянной рейке, в начале и конце холодного периода в последние годы отмечается довольно раннее и, соответственно, позднее выпадение снега, зачастую небольшой мощности и не всегда образующего устойчивый снежный покров. Однако это приводит к тому, что площадь территории, покрытой снегом, не становится меньше год от года, что вполне согласуется с выводами об усилении атмосферной циркуляции и участвовавших в ходе южных циклонов в осенние и весенние месяцы [5, 12].

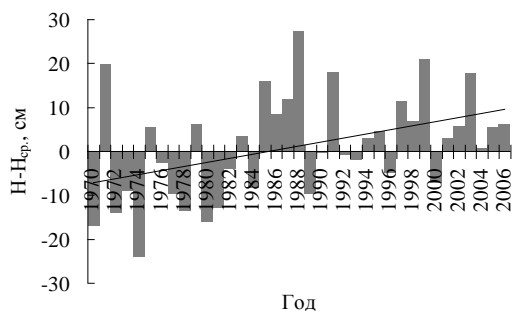
На основании данных наблюдений Казгидромета и Института географии над снежным покровом были получены 23 эмпирические зависимости средних и максимальных снегозапасов от высоты местности, которые затем были использованы для расчета снеговых нагрузок в горных районах. Рассмотрены и нанесены на карты данные о снеговой нагрузке 5 %-ной обеспеченности, которая соответствует повторяемости веса снежного покрова, возможного 1 раз в 20 лет. Кроме того, на картах отмечены пункты (местности, урочища, участки автодорог), в которых наблюдалось опасное явление с указанием даты события, его силы, интенсивности или иной характеристики. Более подробное описание события приводится в таблицах в текстовом приложении к картам.

Подготовленные материалы позволили впервые произвести районирование горной территории. Составлены карты опасности сильных снегопадов для горных районов страны в масштабе 1:500 000, где впервые достаточно детально показано распределение средней из максимальных высот снежного покрова и прирост высоты снега за отдельный снегопад. Понятие «опасности» нами рассматривалось как ситуация, в которой происходят в данный момент или могут происходить нежелательные события, вызывающие отклонения в состоянии здоровья и жизнедеятельности человека и состоянии окружающей среды. Уточним, что опасность явления мы рассматриваем с точки зрения по-

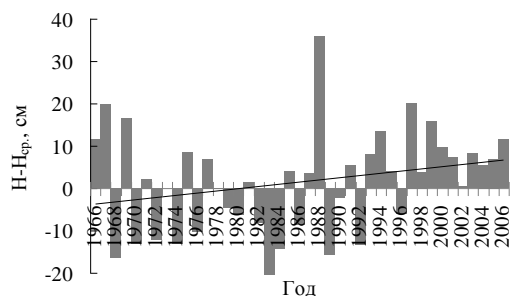
тенциальной угрозы жизни и здоровью людей, негативного влияния на жилые, промышленные, транспортные объекты, как уже в освоенных местностях с действующими сооружениями, так и в необжитых, труднодоступных, в настоящий момент, горных территориях.



1



2



3

Рис. 3. Отклонения от нормы максимальной за зиму высоты снежного покрова (см) и их линейные тренды, осредненные для бассейнов рр. Кишии Алматы (1), Шилик (2) и Шалкодесу (3). Отклонения рассчитаны относительно средней величины за 1970...2000 гг.

Большая часть средне- и высокогорной зоны хребтов, уже освоенных или перспективных для рекреационного освоения, строительства и эксплуатации жилых зданий и сооружений, попадает в градации значи-

тельной и сильной степени опасности обильных снегопадов. В горной зоне число дней со снегопадами достигает максимума: хр. Каратау (Ащысай) – 52 случая за рассмотренный период, хр. Огем (Шуулдак) – 105, Иле Алатау (Верхний Горельник) – 54, Тарбагатай (Алексеевка) – 39, Жетысу Алатау (Аралтобе) – 46, на Алтае (Карагужиха) – 69.

Значительная повторяемость сильных снегопадов отмечается в хребтах Огем, Кыргызский, Баралдай, Каратау, Каржантау, в отрогах Таласского Алатау (Южно-Казахстанская, Жамбылская области), где наблюдается от 1 до 7...10 и более дней с сильными снегопадами. Максимальный прирост снежного покрова за сутки составляет 54 см (М Ащысай), 37 см (М Шымкент). Свообразным «полюсом снежности» Казахстана являются хребты Оби, Ульби, Холзун, Тигирецкий, Листвяга на Алтае (Восточно-Казахстанская обл.). За зиму здесь наблюдается до 10 и более дней с сильными снегопадами. В пос. Малая Ульба в 1981 г. отмечен 21 день с сильными снегопадами (по данным метеорологических ежемесячников Казгидромета).

Прирост снега за сутки составляет 39 см (Зыряновск), 35 см (Риддер). Сильные снегопады наблюдаются в южных отрогах хребта Тарбагатай, на западе Жетысу Алатау (Алматинская обл.). В этих районах сильные снегопады отмечаются практически ежегодно, от 1...2 до 5...10 случаев в год. Максимальный прирост снега за сутки составляет 36 см (Бакты) и 33 см (Когалы).

Снеговые нагрузки в течение зимы вслед за увеличением высоты и плотности снега увеличиваются многократно, достигая максимума, как правило, весной. В Казахстане в многоснежные годы снеговые нагрузки в районах с устойчивым накоплением снега превышают средние многолетние значения на 50...100 %. В обычно малоснежных южных районах превышение может составить 200...300 %.

В горных районах Казахстана наблюдается наибольшая изменчивость величин снеговых нагрузок. В долине р. Громотуха (приток р. Ульби) в экстремальные по снежности годы на высоте 1400 м вес снежного покрова достигает 18 кПа за счет метелевых и снегопадных отложений.

Автором составлены карты районирования горной территории Казахстана по снеговой нагрузке в масштабе 1:500 000. В качестве примера на рис 4 показана карта опасности снеговых нагрузок для Алтая.

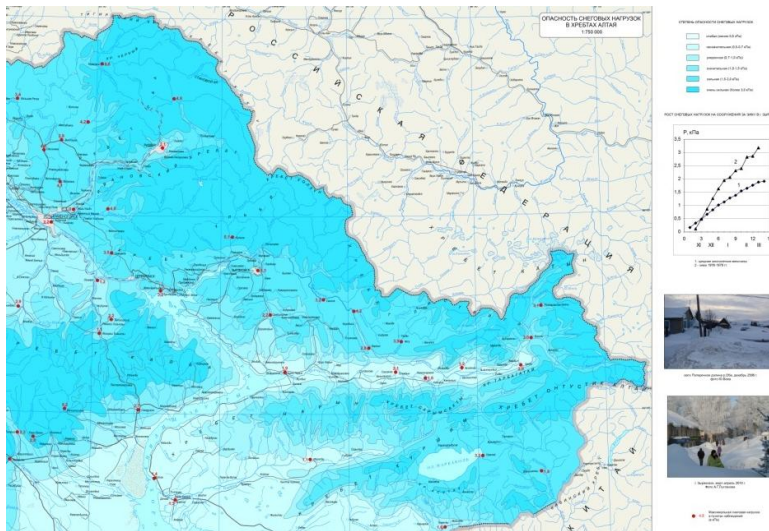


Рис. 4. Карта опасности снеговых нагрузок на Алтае. Условные обозначения: степень опасности снеговых нагрузок: слабая (менее 0,5 кПа); незначительная (0,5...0,7); умеренная (0,7...1,0); значительная (1,0...1,5); сильная (1,5...3,0); очень сильная (более 3,0 кПа).

На северном склоне Иле Алатау максимальные наблюдавшиеся снеговые нагрузки с поднятием вверх от 1000 до 4000 м изменяются от 0,6...1,2 до 6,5 кПа.

В горах Восточного Казахстана наибольшая опасность снеговых нагрузок характерна для бассейнов рек Оби, Ульби, Буктырма, снеговые нагрузки в диапазоне высот от 600 до 3000 м изменяются от 1,6 до 12 и более кПа. В Жетысу Алатау наибольшей заснеженностью отличаются бассейны рек, расположенные на макросклонах западной и юго-западной ориентаций – Коксу, Каратал. На высотах 2000...2200 м снеговые нагрузки достигают 3,0 кПа. В отрогах хребтов Кунгей и Терискей Алатау (бассейны рек Текес, Каркара, Шарын, Шалкодесу), в орографически закрытых Кегенской и Текесской котловинах, степень опасности снеговых нагрузок незначительная и большую опасность представляет метелевый перенос. Повышенное снегонакопление характерно для верховьев р. Темирлик.

В Кыргызском хребте наиболее заснежены бассейны рр. Мерке и Аспара. В хребте Каратау наибольшие снеговые нагрузки наблюдаются в районе рудника Ащысай. Здесь норма 1,0 кПа может быть превышена в 2...3 раза. Сильные зимние ветры перераспределяют снег, и опасность снеговых нагрузок возрастает. На западных и юго-западных склонах хребта Огем вес снежного покрова достигает больших значений и на высотах 3600...3800 м снеговые нагрузки могут составить 8 и более кПа. Большин-

ство населенных пунктов, расположенных в предгорьях хребтов Баралдай, Каржантау, Огем, гор Алатау и Кишиаксу, находятся в зоне умеренной и значительной опасности снеговых нагрузок. В многоснежные годы средние показатели могут быть превышены в 2...3 и более раз.

Используя карту расселения и откорректированную карту плотности населения страны (составленные В.П. Благовещенским), была сделана попытка анализа возможного ущерба от опасных явлений зимнего периода, связанных со снегом. Для обширных районов, обозначенных как «ненаселенные территории» и «постоянного населения нет», характерна незначительная и слабая опасность сильных снегопадов.

Это, прежде всего, пустынные и полупустынные районы, где повторяемость сильных снегопадов очень мала, и риск от возникновения данного явления низкий. Соответственно, опасность снеговых нагрузок оценивается как слабая.

Наибольшая площадь территории страны подвержена умеренной опасности сильных снегопадов. Эта территория включает как мало- и слабозаселенные районы, так и урбанизированные территории с плотностью населения более 100 чел/км². При этом повторяемость данного явления высока в предгорных и горных районах востока, юга и юго-востока страны. Обширные области относятся к зонам повышенного и высокого риска сильных снегопадов. Это районы Восточно-Казахстанской, Алматинской и Южно-Казахстанской областей с плотностью населения градаций «2...10» и «10...50», а также более 100 чел/ км². Для этих же районов характерна сильная степень опасности снеговых нагрузок и снегоотложений (рис. 5).



Рис. 5. На фото справа - снеговые отложения в районе гляциологической станции «Ледник Туйыксу» ИГ РК, 5 апреля 2010 г. Фото В. Мишенина. Слева - снежные заносы в пос. Поперечное (долина р. Оби, Алтай). Декабрь 2006 г. Фото Ю.С. Боева.

Полупустынные и пустынные районы, отнесенные к градациям «ненаселенные» и «постоянного населения нет», фактически являются зонами транзита, через которые проходят пути сообщения разных категорий, и независимо от плотности населения вероятность возникновения чрезвычайных ситуаций здесь высока (не исключается гибель людей). Причиной

этого являются ветры и сильная метелевая деятельность на обширных территориях, включая равнины, предгорья и низкогорья. Даже при малом количестве твердых осадков и слабой опасности сильных снегопадов метелевый перенос существенно осложняет, а иногда полностью прерывает работу и эксплуатацию автомобильных и железных дорог.

Интерес представляет сопоставление карт опасности снегоотложений с картой валового регионального продукта. Становится ясно, что все области Казахстана с разной плотностью населения и разным объемом валового продукта подвержены разной степени опасности снежных заносов и нарушения обычного ритма жизни. В зону постоянной опасности попадают все территории с объемом валового продукта от 1 000 до 2 000 и более млн. тенге. Ежегодно возникает и будет возникать угроза перерыва межгосударственного и внутриреспубликанского сообщения.

Сообщения, публикуемые в СМИ и на сайте Казавтодора [6, 8], свидетельствуют о ежегодно возникающих чрезвычайных ситуациях, связанных со снегом. Так, в феврале 2005 г. в Жамбылской области из-за обильных снегопадов была прервана связь с отдаленными населенными пунктами и животноводческими зимовками, останавливался городской транспорт, закрывались участки трассы, имелись человеческие жертвы. Общий ущерб составил более 4 млрд. тенге. 11 февраля 2012 г. в селах Шакпак, Жанаталап и Бестогай Байдибекского района 53 дома были занесены снегом, толщина которого достигала 5 м.

8-9 марта 2010 г. остановлено движение 9 поездов в направлении Семей – Алматы, Актогай – Достык – Урумчи, количество пассажиров – 2436 чел. [6].

Вероятность возникновения чрезвычайных ситуаций велика в Южно-Казахстанской и Жамбылской областях, где высока плотность населения, находится много промышленных объектов, проходит автотрасса республиканского значения Алматы – Ташкент. Не менее 60 км общей длины трассы подвержено снежным заносам. В результате сильных снегопадов и последующего массового схода лавин в горных районах Восточно-Казахстанской, Алматинской областей движение останавливается на несколько часов или даже несколько суток, так как расчистка завалов требует много времени.

В этой связи, требует более пристального внимания учет максимальных снеговых нагрузок при проектировании курорта Кокжайлау. Согласно проекту, предполагается сооружение 3 ресторанов и около 20 зданий различного назначения при максимальном присутствии 12 тыс. чел. отдыхающих и персонала в сутки [3]. В многоснежные зимы 1966, 1969, 1987, 2004 гг. средняя толщина снежного покрова в долинах

пр. Верхний Горельник, Чимбулак превышала 100 см. Приращение высоты снежного покрова за снегопад на М Верхний Горельник в марте 1966 г. составило почти 60 см. Данные факты не нашли отражения в ТЭО курорта [10]. А ведь создаваемые снеговые нагрузки превышают 3 кПа, при этом возможно разрушение сборных зданий, складов, крытых стоянок, обрушение карнизов и крыш, что создает угрозу жизни людей.

Заключение. Оценка изменения некоторых климатических характеристик горных территорий Казахстана дает возможность утверждать, что увеличение средней температуры воздуха в холодный сезон года не является показателем уменьшения снежности территории. За последние 10 лет в различных местах отмечены аномальные снегопады и повышенные снеговые нагрузки и снегоотложения. Районирование территории Казахстана по степени опасности сильных снегопадов и снеговых нагрузок показало, что ареалы со значительной и сильной степенью опасности приурочены к горным районам. Нанесенный ущерб зависит во многом от степени хозяйственного освоения, а также подготовленности территории и населения к экстремальным явлениям. При современной интенсивности туристско-рекреационной деятельности возможно увеличение степени опасности и риска освоения горной территории, что не всегда находит отражение в предпроектной документации. Географическое положение Казахстана не оставляет сомнения в том, что даже в условиях глобального потепления, население и хозяйство страны в ближайшие десятилетия будет подвержено воздействию опасных явлений, связанных со снегом.

Работы выполнены при поддержке программы научно-прикладных исследований МОН РК «Создание Атласа природных и техногенных опасностей и рисков чрезвычайных ситуаций в Республике Казахстан».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас природных и техногенных опасностей и рисков чрезвычайных ситуаций в Республике Казахстан. – Алматы: Казгеодезия, 2010. – 264 с.
2. Борзенкова А.В., Шмакин А.Б. Изменения толщины снежного покрова и точной интенсивности снегопадов, влияющие на расходы по уборке магистралей в российских городах. // Лед и Снег. – 2012. – №2(118). – С. 59-70.
3. Горнолыжный курорт Кокжайлау. ОВОС (книга 2) [Электрон. ресурс]. – 2014. – URL: <http://www.almatytourism.kz> (дата обращения: 24.04.2014)
4. Ежегодники по снежному покрову. – Л.: Гидрометеиздат, Вып. 18. 1950-1964.

5. Кононова Н.К. Календарь смены ЭЦМ за 1899-2012 гг. [Электрон. ресурс]. – URL: <http://www.atmospheric-circulation.ru> (дата обращения 20.06.2013).
6. Минтранском распространил информацию по ограничениям на автодорогах [Электрон. ресурс]. – URL: <http://www.kazavtodor.kz> (дата обращения 20.02.2012)
7. Олейников А.Д., Володичева Н.А. Экстремальные зимы 20-21 вв. как индикаторы снежности и лавинной опасности в условиях прошлого и прогнозируемого изменений климата // Лед и Снег. – 2012. – №3 (119). – С. 52-57.
8. Происшествия за 2005 г. [Электрон. ресурс]. – 2005. – URL: <http://www.inform.kz> (дата обращения 31.03.2010)
9. Северский И.В., Благовещенский В.П. Лавиноопасные районы Казахстана. – Алма-Ата: «Наука», 1990. – 172 с.
10. ТЭО лыжного курорта «Кокжайлау». ПредОВОС, т.1, ред. 3.2. [Электрон. ресурс]. – 2012. – URL: <http://www.almatytourism.kz> (дата обращения 24.04.2014)
11. Шмакин А.Б. Климатические характеристики снежного покрова Северной Евразии и их изменения в последние десятилетия. // Лед и Снег. – 2010. – № 1(109). – С. 43-57.
12. Pimankina N., Kononova N.K., Yeriskovskaya L.A. Analysis of the influence of atmospheric circulation onto the fluctuations of the Tuyuksu Glacier mass balance (Ile Alatau mountains) // Abstract Proceedings. Davos Atmosphere and Cryosphere Assembly DACA-13. July 8-12, 2013. – P. 1116.

Поступила 22.05.2014

Геогр. ғылымд. канд. Н.В. Пиманкина

ҚАЗАҚСТАН АУЛАРЫНДАҒЫ ҚАР ЖҮКТЕМЕЛЕРІ, ҚАУІПТІ КҮШТІ ҚАР КӨШКІНДЕРІ МЕН КЛИМАТТЫҚ ӨЗГЕРІСТЕР

Мақалада Қазақстанның таулы аудандарындағы қазіргі климаттың бірнеше аймырамышылықтары қарастырылған. 1:500 000 масштабта таулардағы қар жүктемелері мен күшті қар көшкіндерінің орналасу картасы құрылып және оған талдау жасалды. ТЖ талдауы жалпы өнім көлемі мен халықтың орналасу тығыздығына байланысты емес Қазақстандағы жойқын құбылыстардан болатын жоғарғы шығынды көрсетеді.

УДК 551.5(574)

Л.А. Ерисковская *

**ИЗМЕНЕНИЕ ФАЗОВОГО СОСТАВА АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ
НА ЛЕДНИКЕ ТУЙЫКСУ ЗА ПОСЛЕДНИЕ ГОДЫ***ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА, СУММА ОСАДКОВ, ТЁПЛЫЙ ПЕРИОД,
СИНОПТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ, КЛИМАТ*

Проанализированы суммы осадков и средние месячные температуры воздуха за период 1973...2013 гг. Подсчитаны доли (в %) твердых, жидких и смешанных осадков при средней многолетней температуре воздуха за теплый (май – сентябрь), летний (июнь – август) период и за каждый месяц с мая по сентябрь. Определено, при какой среднемесячной температуре воздуха выпадают твердые, смешанные, жидкие атмосферные осадки на леднике Туйыксу в летнее время при различных синоптических процессах (по типизации Б.Л. Дзердзеевского) за периоды: 2003...2012 гг. и 1971...2012 гг. Рассмотрено изменение элементарных циркуляционных механизмов (ЭЦМ) за летний сезон.

Введение. В связи с глобальным потеплением климата повышается средняя температура воздуха, что вызывает увеличение абсолютной высоты снеговой линии. Вместе с тем в питании ледников немалую роль играют не только твердые и смешанные, но также жидкие осадки. Это зависит от абсолютной высоты и от подстилающей поверхности, на которую они выпадают. Известно, что с увеличением высоты на 100 м температура воздуха в летнее время в районе ледника Туйыксу (Туюксу) Илейского Алатау (Заилийского Алатау) уменьшается на 0,7 °С [1], что позволяет с достаточно высокой точностью определить на каком температурном фоне выпадают летние осадки и при каких условиях происходит переход осадков из одного фазового состояния в другое. Если жидкие осадки в верхних зонах ледников падают на снежную поверхность, то они поглощаются снежной толщей и прогревают ее. В практике исследований наблюдалось, что осадки, выпавшие из теплой воздушной массы вплоть до водоразделов ледников, полностью смывали снег, отложенный в зим-

* Институт географии, г. Алматы

ний сезон, и обнажали фирновые и ледяные поверхности. Граница питания или, иначе говоря, снеговая линия в этих случаях резко уходит вверх или вообще исчезает с обнаженной поверхности ледника. В условиях холодных вторжений влажных циклонических масс идет пополнение области аккумуляции выпадающими осадками в любом фазовом состоянии.

На языках ледников твердые осадки затормаживают таяние льда и снега, так как повышается альбедо. Жидкие осадки в области языков способствуют усилению таяния снега и льда даже в том случае, когда температура дождя лишь незначительно выше 0 °С. Выпадая на ледяную поверхность, они тотчас стекают вниз.

Все эти особенности влияния осадков на режим ледника важно критически оценивать и учитывать при расчетах баланса его массы.

Ниже предпринята попытка показать, в каком фазовом состоянии находятся атмосферные осадки при разных синоптических ситуациях, чтобы получить представление о том, как это может отразиться на балансовом состоянии ледников в годовом периоде и за более длительные отрезки времени, когда четко вырисовывается картина современной эволюции оледенения.

Для рассмотрения этого вопроса взят репрезентативный ледник Туйыксу, расположенный в Илейском Алатау на северном хребте Тянь-Шаня. Его географические координаты: 43,05° с.ш. и 77,08° в.д., максимальная высота 4219 м (пик Погребецкого), средняя высота окружающих хребтов 4200 м. Он относится к ледникам долинного типа, на долю которых приходится подавляющая площадь оледенения Тянь-Шаня. Ледник Туйыксу занимает элитное место, в значительной мере являясь представительным для всей горной страны, и стоит по изученности и продолжительности периода исследований на одном из первых мест в десятке наиболее изученных ледников мира. Здесь с 1972 г. ведутся круглогодичные наблюдения на гляциологическом стационаре Института географии Казахстана, расположенном на высоте 3450 м на морене возле ледника. Обработанные данные по леднику Туйыксу, входящему в систему Мировой службы мониторинга ледников, публикуются в бюллетенях этой службы.

Метеорологические исследования. Главным фактором интенсивного таяния ледника, несмотря на увеличение накопленных зимних осадков, является повышение температуры воздуха в теплый период в основном в летние месяцы [4, 6]. За период с 1973...2013 гг. температура

воздуха и осадки на леднике Туйыксу возрастали. В начале периода температура составила 4,8 °С, в конце – 5,3 °С, сумма осадков в начале периода была равна 381,3 мм, в конце 408,1 мм. Наибольшее количество осадков было в середине последнего десятилетия 20-века (рис. 1).

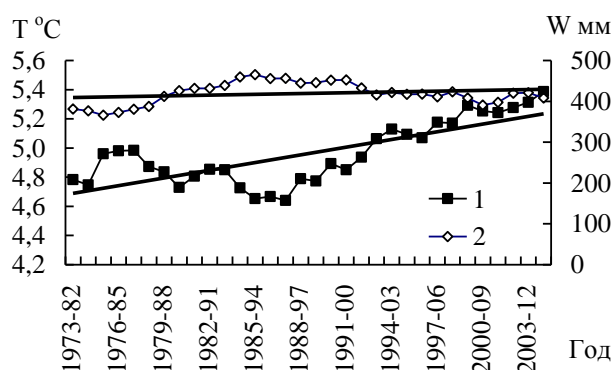


Рис. 1. Изменение скользящих метеозначений по 10-летиям за летний период и их линейные тренды на станции Туйыксу (1973...2013 гг.). 1 – температура воздуха, 2 – сумма осадков.

По данным натурных наблюдений на гляциологической станции Туйыксу, в середине 90-х годов 20-го века смешанные осадки увеличивались, твердые уменьшались, жидкие незначительно уменьшались. В целом за исследуемый период: смешанные осадки увеличиваются, твердые – уменьшаются, жидкие – возрастают (рис. 2).

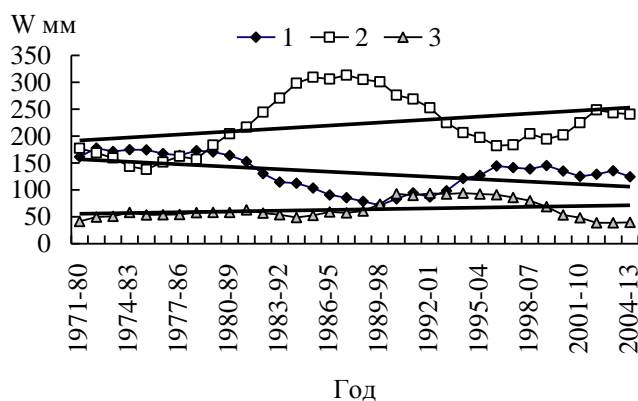


Рис. 2. Изменение скользящих сумм осадков по 10-летиям на станции Туйыксу за летний период (1971...2013 гг.). 1 – твердые, 2 – смешанные, 3 – жидкие осадки и их линейные тренды.

При более детальном рассмотрении (табл. 1) следует, что твердые осадки преобладают в мае и сентябре. В июне твердые (т) и смешанные

(с) осадки почти равны, в июле и августе преобладают смешанные осадки. В целом за летний период с июля по август преобладают смешанные осадки, а за теплый период (с мая по сентябрь) – твердые.

Таблица 1

Средние многолетние значения осадков в % по станции Туюксу за период 1971...2013 гг.

Май (Т = -0,2 °С)			Июнь (Т = 3,3 °С)			Июль (Т = 5,8 °С)			Август (Т = 5,9 °С)			Сентябрь (Т = 2,2 °С)		
т	с	ж	т	с	ж	т	с	ж	т	с	ж	т	с	ж
74	23	3	44	47	9	26	55	19	26	52	22	70	24	6
июнь – август (Т = 5,0 °С)						май – сентябрь (Т = 3,4 °С)								
т		с		ж		т		с		ж				
32		52		16		48		40		12				

Примечание: Т – средняя многолетняя температура воздуха. т – твердые, с – смешанные, ж – жидкие осадки.

Для определения того, сколько воды из смешанных осадков уйдет в сток, а сколько замерзнет на леднике – необходимы дальнейшие специальные гидрологические исследования.

Синоптические процессы. Большое влияние на все метеовеличины оказывают синоптические процессы. Для такого анализа использовалась типизация макроциркуляционных процессов, разработанная Б.Л. Дзердзеевским для Северного полушария [2, 3]. В отдельную группу им выделена меридиональная южная циркуляция (тип 13) – состояние атмосферы с циклонической циркуляцией на полюсе, отсутствием блокирующих процессов на полушарии и тремя-четырьмя одновременными выходами южных циклонов в разных секторах полушария. Именно с этой группой с начала 1980-х годов (максимум приходится на 1989 г.) и в настоящее время связано большинство метеорологических экстремумов, в том числе и в Арктическом бассейне, и в горных районах. Наблюдается рост повторяемости южных циклонов, имеющих малые радиусы действия, большие скорости перемещения и резкие контрасты температур на фронтах, вызывающие увеличение амплитуды колебаний температуры воздуха и атмосферных осадков в разных регионах, в частности, в горных районах в тёплое время года [7].

При исследовании синоптических процессов использовались данные с сайта [http:// www.atmospheric-circulation.ru](http://www.atmospheric-circulation.ru). На их основе устанавливалась продолжительность выпадения осадков (сутки) при различных

типах циркуляции. Наибольшее количество осадков на леднике Туйыксу, как отмечалось в работе [4], выпадало при ЭЦМ 13л в основном в летний период [6]. В случае ЭЦМ 13л полярное вторжение отсутствует, отмечаются обширная депрессия над Арктическим бассейном и циклоническая деятельность на континентах [8]. В 20 в. число суток с ЭЦМ 13л возросло. Правда, в конце столетия число суток с выпадением осадков при ЭЦМ 13л на леднике Туйыксу стало уменьшаться, но влияние данного типа циркуляции ещё велико.

Как рассматривалось в статье [4], на леднике Туйыксу обильные осадки в основном выпадали при южном меридиональном типе 13л. В середине 20-го века произошло резкое увеличение количества суток с выпадением осадков при ЭЦМ 13л, тогда как количество с ЭЦМ 4 (северные вторжения), более благоприятные для оледенения, уменьшилось [6]. В связи с уменьшением ЭЦМ 13л происходит увеличение других синоптических процессов в основном 12-й тип (рис. 3а, 3б). При ЭЦМ 12бл и 12вл средиземноморские циклоны выходят на Казахстан. Рост суммарной продолжительности ЭЦМ 12-го и чередование их с ЭЦМ 13-го типа создали наилучшие условия для обострения атмосферных фронтов, формирования обильных осадков и резких контрастов температуры воздуха [7].

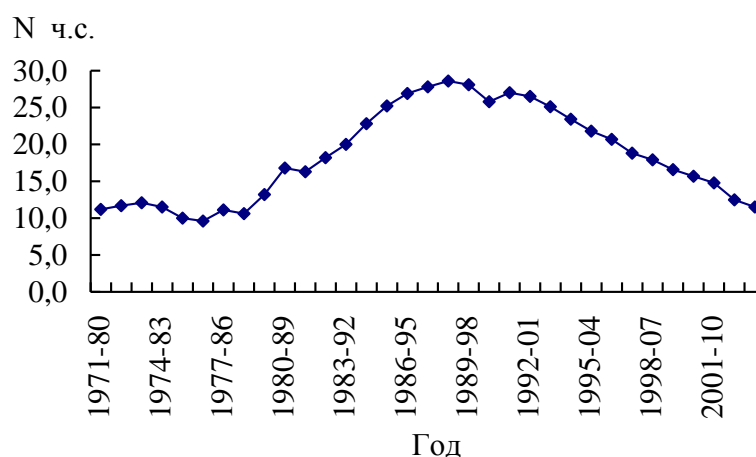


Рис.3 а. Изменение скользящих по 10-летиям числа суток с осадками за летний сезон за период 1971...2013 гг. при ЭЦМ 13л на леднике Туйыксу.

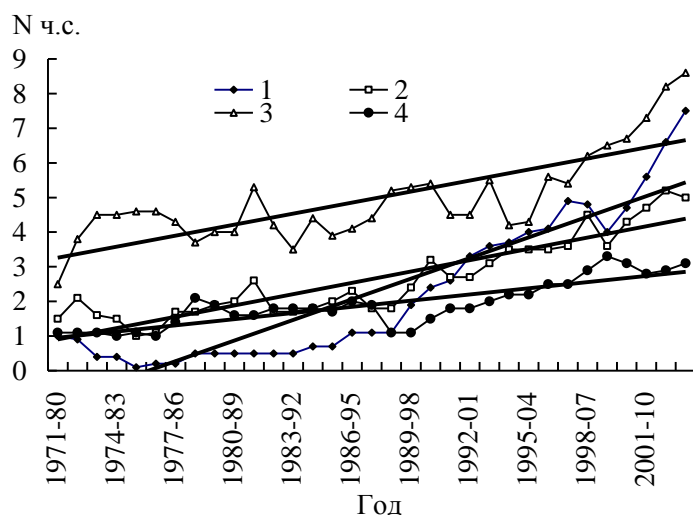


Рис. 3б. Изменение скользящих по 10-летиям числа суток с осадками при различных ЭЦМ на леднике Туйыксу за летний сезон и их линейные тренды за период 1971...2012 гг.: 1 – 12а, 2 – 12л, 3 – 9, 4 – 3.

Осадки на станции Туйыксу за летний период с 1971...2002 гг. выпадали при более низкой температуре [5] – твердые при 2,1 °С, смешанные при 3,9 °С, жидкие при 5,9 °С. За период с 2003...2012 гг. твердые осадки выпадали при 3,6 °С, смешанные – при 4,8 °С, жидкие – при 6,2 °С (табл. 2а). В целом за период наблюдений с 1971...2012 гг твердые – при 2,8 °С, смешанные – при 4,2 °С, жидкие – при 6,1 °С (табл. 2б). Несмотря на глобальное потепление, количество твердых осадков в процентном отношении почти не уменьшилось за последнее десятилетие, по сравнению с периодом 1971...2002 гг.[5] (табл. 1), но выпадали они в основном в ночное, утреннее и вечернее время, когда температура воздуха значительно ниже средней суточной.

Таблица 2а

Метеозначения при различных типах ЭЦМ за летний период (2003...2012 гг.) на леднике Туйыксу

ЭЦМ	N	Твердые		Смешанные		Жидкие	
		W, мм	T, °C	W, мм	T, °C	W, мм	T, °C
1	3	-	-	18,9	5,2	-	-
2	14	98	3	30,3	3,9	37,7	5,0
3	32	97,6	12,3	58,3	16,9	40,9	12,0
4	25	43,6	1,2	140,9	5,2	41,0	5,0
6	15	77,3	3,2	5,0	4,3	35,5	5,9

ЭЦМ	N	Твердые		Смешанные		Жидкие	
		W, мм	T, °C	W, мм	T, °C	W, мм	T, °C
7л	8	19,3	4,4	17,7	3,8	37,1	6,2
8а	10	4,3	2,9	9,1	5,5	18,1	1,6
8б	16	76,0	4,5	39,3	4,4	85,1	5,4
8в	7	10,7	4,6	9,9	0,7	19,3	5,7
8гл	4	9,4	4,2	9,2	2,8	5,9	7,6
8гз	2	6,8	2,2	-	-	-	-
9	89	356,4	3,2	326,9	3,7	115,7	6,6
10	31	34,8	4,0	230,6	4,4	18,9	5,3
12а	70	268,6	4,7	350,6	10,5	112,5	8,9
12г	1	-	-	10,0	0,5	-	-
12л	50	190,2	2,0	164,3	3,8	69,8	5,8
12з	3	21,0	-0,9	10,5	2,4	-	-
13л	107	248,8	2,5	456,4	4,4	170,7	6,2
Σ	487	1562,8	58,0	1887,9	82,4	808,2	87,2
Ср. зн.			3,6		4,8		6,2

Примечание: N – количество суток, при которых выпадают осадки, W – сумма осадков, T – средняя суточная температура воздуха, Σ – сумма величин по столбцам.

Таблица 26

Метеозначения при различных типах ЭЦМ за летний период
(1971...2012 гг.) на леднике Туяксу

ЭЦМ	N	Твердые		Смешанные		Жидкие	
		W, мм	T, °C	W, мм	T, °C	W, мм	T, °C
1	6	0,2	5,9	20,2	5,2	-	-
2	174	415,1	2,6	606,6	4,1	236,5	5,8
3	84	291,7	6,6	183,5	11,1	170,0	9,0
4	204	560,0	2,2	684,3	4,6	180,4	5,8
5	14	58,0	3,8	15,9	5,9	11,7	8,3
6	73	265,3	2,7	256,2	3,6	119,6	5,7
7л	62	234,7	3,3	293,2	3,4	89,3	5,6
8а	56	225,9	2,2	166,4	5,0	35,1	3,8
8б	47	119,8	3,2	201,0	4,2	172,5	6,0
8в	36	71,6	4,2	165,4	2,4	98,4	5,7
8гл	36	87,0	2,4	82,7	3,3	27,4	6,4
8гз	2	6,8	2,2	-	-	-	-
9	227	736,3	2,8	879,6	4,0	286,3	6,4
10	140	307,5	3,1	768,5	4,1	88,8	5,4
11	17	36,9	-0,1	53,0	3,2	24,1	6,0
12а	123	398,3	4,1	489,3	7,3	172,1	8,2
12г	2	0,7	2,2	10,0	0,5	-	-

ЭЦМ	N	Твердые		Смешанные		Жидкие	
		W, мм	T, °C	W, мм	T, °C	W, мм	T, °C
<i>12л</i>	128	392,2	2,2	549,8	3,8	163,4	6,1
<i>12з</i>	7	96,1	-1,8	24,8	1,6	0,2	3,5
<i>13з</i>	1	-	-	2,0	3,8	-	-
<i>13л</i>	746	1643,8	2,4	3107,4	4,0	779,7	6,2
Σ	2185,0	5947,9	56,2	8559,8	85,1	2655,5	103,9
<i>Ср.зн</i>			2,8		4,2		6,1

Примечание: См. табл. 2а.

Как сказано выше, несмотря на увеличение северных вторжений, на леднике Туюксу за летний период (1973...2013 гг.) сумма осадков увеличилась, но незначительно (рис. 1). Средняя месячная температура воздуха возрастала, так как сказывалось еще влияние ЭЦМ *13л*, который начал уменьшаться [4] (рис. 3а), но количество суток с выпадением осадков еще достаточно велико при данном типе циркуляции. Стали возрастать другие типы циркуляции, в основном *12-й* (табл. 3б).

Закключение. Для оледенения Заилийского Алатау и соседних хребтов увеличение северных вторжений с понижением температуры воздуха в летний период является благоприятным, так как уменьшается таяние снега и льда. Это влияет на изменение фазового состава осадков, увеличивается количество твердых, уменьшается испарение. Твердые осадки преобладают в мае и сентябре, в летний период – смешанные. За последнее десятилетие осадки стали выпадать при более высокой температуре воздуха. Количество суток с выпадением осадков при ЭЦМ *13л* уменьшается, и стали возрастать другие типы циркуляции, в основном *12-й*. При ЭЦМ *12бл* и *12вл* средиземноморские циклоны выходят на Казахстан. Рост суммарной продолжительности ЭЦМ *12-го* и чередование с ЭЦМ *13-го* типа создали наилучшие условия для обострения атмосферных фронтов, формирования обильных осадков и резких контрастов температуры воздуха.

Несмотря на процесс глобального потепления, горные ледники, играющие важную роль в водном балансе аридных территорий, не будут катастрофически разрушаться.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вилесов Е.Н., Уваров В.Н. Эволюция современного оледенения Заилийского Алатау в 20 веке – Алматы: Казахский университет, 2001.– 252 с.

2. Дзердзеевский Б.Л. Проблемы колебаний общей циркуляции атмосферы и климата. // Воейков и современные проблемы климатологии. – Л.: 1956. – С. 109-122.
3. Дзердзеевский Б.Л. Общая циркуляция атмосферы и климат. – М.: Гидрометеиздат, 1975. – 285 с.
4. Ерисковская Л.А. Метеорологическая обусловленность колебания границы питания на леднике Туюксу // Гидрометеорология и экология. – 2005. – № 2. – С. 79-88.
5. Ерисковская Л.А. Фазовый состав атмосферных осадков на леднике Туйыксу // Гидрометеорология и экология. – 2006. – № 4. – С. 108-117.
6. Ерисковская Л.А. Метеорологическая характеристика режима ледника Туюксу // МГИ. – 2009. – Вып. 107. – С. 130-136.
7. Кононова Н.К. Исследование многолетних колебаний циркуляции атмосферы Северного полушария и их применение в гляциологии // МГИ. – 2003. – Вып. 95. – С. 45-65.
8. Кононова Н.К. Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б.Л. Дзердзеевскому / Отв. ред. А.Б. Шмакин; Ин-т географии РАН – М.: 2009. – 372 с.

Поступила 18.02.2014

Л.А. Ерисковская

СОҢҒЫ ЖЫЛДАРДАҒЫ ТҰЙЫҚСУ МҰЗДЫҒЫНА ТҮСКЕН АТМОСФЕРАЛЫҚ ЖАУЫН-ШАШЫНДАРДЫҢ ФАЗАЛЫҚ ҚҰРАМЫНЫҢ ӨЗГЕРУІ

1973...2013 жж көпжылдардағы кезеңінде орташа айлық ауа температурасы мен жауын-шашын жиынтығының өзгерісіне талдау жасалды. Жылы кезеңдегі (мамыр-қыркүйек) орташа көпжылдық ауа температурасы кезінде қатқыл, суық, аралас жауын-шашындардың (%-дағы үлесі есептелінді, жаз кезіндегі (маусым-тамыз), әр айдағы мамырдан қыркүйек аралағындағы, ал мұндай орташа айлық ауа температурасында әртүрлі синоптикалық процесс кезінде жазғы уақытта Тұйықсу мұздығына қатқыл, аралас, сұйық атмосфералық жауын-шашындар түседі 2003...2012, 1971...2012 жж кезеңдердегі (Б.Л.Дзердзеевскийдің типизациялауы бойынша). Жазғы маусымдағы уақтылы ҚЦМ (қарапайым циркуляциялық механизмдер) өзгерістері қарастырылған.

УДК 551.324.86

Доктор геогр. наук Е.Н. Вилесов *
В.И. Морозова *

**ДИНАМИКА ОЛЕДЕНЕНИЯ БАССЕЙНА РЕКИ ЧЕРНЫЙ ИРТЫШ
(КАРА ЕРТИС) В ГРАНИЦАХ МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ ВО
ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ 20 – НАЧАЛЕ 21 ВВ.**

*ДИНАМИКА ЛЕДНИКОВ, АККУМУЛЯЦИЯ, АБЛЯЦИЯ, БАЛАНС
МАССЫ, ЛЕДНИКОВЫЙ СТОК, ПРОГНОЗ*

Рассматриваются пространственно-временные изменения размеров оледенения китайской части Монгольского Алтая в верховьях р. Черный Иртыш (Қара Ертіс) за 1959...2011 гг. Установлено, что за 52 года площадь оледенения сократилась на 116,88 км² (42 %). Объём ледников уменьшился на 5,7655 км³ (48 %). Среднее значение баланса массы оледенения составило 46 г/см². Безвозвратная потеря массы со всей площади ледников равна 24 м в слое воды. Даже полное исчезновение оледенения к концу 21 в. не скажется, сколько-нибудь заметно, на водности Черного Иртыша, обусловленной количеством осадков в высокогорье бассейна и забором воды по каналу Иртыш – Карамай.

В последние годы политики, общественные деятели и географы нашей Республики обеспокоены решением вопросов использования стока трансграничных рек, в первую очередь, Или и Черного Иртыша (его протяженность до границы Казахстана и КНР – 583 км), истоки которых находятся на территории Китая. В частности, Китай в одностороннем порядке форсирует гидротехнические работы на Черном Иртыше, где построены плотина и отводной канал к нефтяным промыслам и г. Карамай. В виде отклика на эти события в различных научных изданиях появились публикации ведущих специалистов-водников – Р.И. Гальперина, К.К. Дускаева, В.В. Голубцова и др., посвященные характеристике современных и ожидаемых водных ресурсов региона, изменению гидрографов стока и его внутригодового распределения, оценке возможных экологических последствий забора воды из реки по каналу Черный Иртыш – Карамай.

* КазНУ им. аль-Фараби, г. Алматы

Одной из составляющих водных ресурсов бассейна Черного Иртыша на территории Китая являются современные ледники, залегающие преимущественно на юго-западных склонах хребта Монгольский Алтай. Цель предлагаемого сообщения – охарактеризовать пространственно-временные изменения ледников региона за последние десятилетия, оценить сокращение запасов сосредоточенной в них воды. Основой для объективного суждения о темпах обусловленной потеплением климата деградации оледенения Монгольского Алтая послужили данные о его состоянии за два «реперных» года – 1959 и 2011. Для первого года использованы материалы Каталога ледников Монгольского Алтая, составленного на основе дешифрирования аэрофотоснимков и изданного на китайском языке [13], а для 2011 г. – космоснимки Landsat с разрешением 15 м, обработанные с помощью ГИС-технологий (программные пакеты MapInfo, ArcGIS и др.) и метода цифрового картографирования. Для 2011 г. составлены новый Каталог ледников и карта оледенения в масштабе 1:25000, анализ которых позволил выявить изменения в количестве ледников, их площади и объеме за 52 года.

Орогидрографическим центром и главным фокусом оледенения региона является массив Таван-Богдо-Ула (Табын-Богдо-Ола), расположенный на стыке границ России, Монголии, Китая и Казахстана, и поднимающийся до высоты 4082 м. К востоку от него отходит среднегорный хребет Сайлюгем, а к западу, вплоть до истоков р. Кара-Кабы (уже на территории Казахстана), – высокий хребет Южный Алтай. На востоке он поднимается значительно выше снеговой линии – до 3900 м. Гребни хребта часто представляют собой выровненные поверхности без выдающихся вершин. Но на самых высоких участках, благодаря интенсивному развитию каров, хребет приобретает типично альпийские формы в виде зубчатых гребней и пиков, увенчанных снегами.

К юго-востоку от массива Таван-Богдо-Ула отходит мощная горная система Монгольского Алтая, по водораздельному гребню которого проходит граница Китая и Монголии. Монгольский Алтай имеет протяженность почти 1200 км, имея ширину от 300 км на северо-западе до 150 км на юго-востоке, где он переходит в безледниковый Гобийский Алтай. На стыке Таван-Богдо-Ула и Монгольского Алтая расположена самая высокая вершина региона – гора Куйтэн-Уул («Холодная») – 4374 м (рис. 1). Ранее, в социалистический период она называлась Найрамдал («Дружба») и символизировало дружбу трёх братских соцстран – СССР, КНР и МНР. В постсоциали-

стической Монголии её высочайшей вершине было возвращено исконное наименование. С целью благозвучности первая буква «Х» монгольского наименования была заменена на «К» – Куйтэн-Уул. Постоянно покрытая льдом вершина Куйтэн-Уул – одна из пяти вершин массива Таван-Богдо-Ула («пять священных вершин»). Вторая по высоте вершина Мунх-Хайрхан (4362 м) находится в центральной части хребта, в истоках реки Булган-Гол, левой составляющей реки Улюнгур. Протяженность хребта, несущего ледники, между этими двумя вершинами около 400 км. К юго-востоку от г. Мунх-Хайрхан ледников практически нет.



Рис. 1 Высшая точка региона – гора Куйтэн-Уул (4374 м).

Монгольский Алтай состоит из ряда параллельных хребтов и отрогов, разделенных грабенообразными долинами. В целом рельеф характеризуется преимущественно мягкими, сглаженными формами. Весьма типичны платообразные гребни с округлыми вершинами. Поверхности остаточного пенепплена приурочены к высотам от 2000 до 2800 м. Альпийский рельеф представлен только в наиболее высоких участках хребта (выше 3500 м), для которых характерны острые гребни вершин, разветвленная сеть трогов основных долин и притоков, цирки в истоках рек, системы каров на склонах, моренные нагромождения у концов ледников.

Северо-восточные предгорья Монгольского Алтая и прилегающие к ним с востока обширные территории пустыни Гоби имеют резко континентальный климат. Зимой здесь господствует мощный Сибирский антициклон, обуславливающий морозную и малоснежную погоду. Летом в результате сильного прогрева поверхности и воздуха устанавливается пониженное

давление, но осадков выпадает также немного. Для западных предгорий, на территории КНР, характерен континентальный климат (степень континентальности, определенная по формуле В. Горчиньского, менее 70 %). По данным метеостанций Акчий (Кабахе), Бурчум и Алтай, средние годовые температуры воздуха составляют здесь 4 °С, средние летние (май – сентябрь) – 18,0...18,5 °С, атмосферные осадки – 120...180 мм/год.

В высокогорье осадков выпадает, по крайней мере, на порядок больше, особенно в северной трети хребта, в районе массива Таван-Богдо-Ула. Существенная часть осадков зимой выпадает в твердом виде. Ледники в верховьях Ак-Кабы и Бурчума основное питание получают именно в холодный сезон года. Во всяком случае, судя по соответствующим картам Атласа снежно-ледовых ресурсов мира [1], максимальные снегозапасы в высокогорье хребта достигают 1000 мм. Здесь летом, на восточноазиатской ветви полярного фронта, периодически проходят циклоны, приносящие обильные осадки – до 30...40 % годовой суммы. Летняя погода циклонического типа, нередко со снегопадами, способствует уменьшению абляции и сохранению ледников.

В распределении климатических элементов в горах проявляются закономерности вертикальной поясности. Летом температура воздуха понижается в среднем на 0,67 °С/100 м. Зимой температурный градиент значительно меньше, и нередко возникают инверсии температуры.

Современные ледники в бассейнах правых притоков р. Черный Иртыш на территории Китая располагаются в пределах 45°47' и 49°10' с.ш. и 85°27' и 91°01' в. д. (рис. 2).



Рис. 2. Оледенение Монгольского Алтая. Космоснимок 22 мая 2011 г.

Крайней с запада рекой с ледниковым питанием является р. Каба, образованная слиянием рек Кара-Каба и Ак-Каба. Бассейн р. Кара-Кабы лежит на территории Казахстана (Курчумский и Катон-Карагайский районы Восточно-Казахстанской области), а верховья р. Ак-Кабы – в Китае. Далее к востоку располагается бассейн р. Бурчум, в долине правой составляющей которой (р. Канас) находятся два больших живописных озера – Канас и Верхний Канас. Именно к истокам р. Канас приурочен главный очаг оледенения региона. Ледники здесь сосредоточены вокруг вершины Куйтэн-Уул. С нее на юго-восток спускается крупнейший в Монгольском Алтае ледник Потанина длиной до 20 км и площадью 56,5 км². Он лежит на территории Монголии и служит истоком р. Цаган-Гол – левого притока р. Кобдо. С западных склонов г. Куйтэн-Уул в долину Канаса стекает второй по величине на хребте и самый крупный в бассейне Черного Иртыша ледник Пржевальского длиной 10,8 км и площадью 30,13 км². Этот ледник назван его первооткрывателем В.В. Сапожниковым [11] в начале XX в. В [13] он фигурирует под названием Канас. Кстати, это единственный в регионе ледник с собственным именем, остальные ледники обозначены номерами. Бассейн р. Бурчум – самый «оледенелый» в бассейне Черного Иртыша.

Еще восточнее лежат истоки собственно Черного Иртыша с мелкодисперсным оледенением. Ледники теряются среди множества малоснежных вершин, в изгибах гребней, среди многочисленных пустых каров. Большинство из них находятся на грани своего существования.

Крайнее восточное положение занимает бассейн р. Кайрты, где верхний гребень хребта с высотами 3300...3500 м имеет весьма извилистую линию главного водораздела, в закоулках которого и скрываются местные ледники.

Наконец, совсем уже на востоке участка хребта, несущего оледенение, в верховьях р. Чингиль, правого истока р. Улюнгур, находится последний очаг оледенения Монгольского Алтая, содержащий 7 ледников площадью 1,22 км². Эти ледники питают р. Улюнгур, впадающую в бессточное озеро того же названия, и к бассейну Черного Иртыша уже не относятся. Поэтому ледники бассейна р. Улюнгур из дальнейшего анализа морфометрии оледенения региона исключены.

По данным первого Каталога [13], в 1959 г. в китайской части Монгольского Алтая насчитывалось 389 ледников с площадью 275,74 км² и объемом 11,91 км³. Однако при проведенном нами позднее более детальном дешифрировании тех же аэрофотоснимков были обнаружены

пропущенные в [13] 14 «новых» ледников общей площадью 0,99 км² и объемом 0,0075 км³. Поэтому было принято, что в 1959 г. здесь имелись 403 ледника с площадью 276,73 км² и объемом 11,92 км³.

Далее рассмотрим изменения основных характеристик ледников региона, выявленные в результате сравнительного анализа материалов Каталогов 1959 и 2011 гг.

Изменение количества ледников произошло за счет их полного стаявания и распада крупных ледников на более мелкие. За 52 года по региону в целом заметно преобладал первый процесс. За это время здесь полностью растаяли 150 ледников общей площадью 21,82 км². Наибольшее число стаявших ледников (97), зафиксировано в самом «оледенелом» бассейне Бурчума. В верховьях Черного Иртыша из 52 ледников растаяли 39, т.е. 75 %. Большинство из 150 растаявших ледников относится к группе склоновых (висячие, каровые, карово-висячие, шлейфовые), имевших площадь порядка 0,1 км². Самым крупным из них является карово-долинный ледник № 6 площадью 0,48 км² в бассейне Ак-Кабы. Все ледники долинного типа остались «живы» и продолжают свое существование.

В рассматриваемом регионе за 52 года 24 ледника распались на 2, 7 ледников – на 3, а самый крупный ледник Пржевальского (Канасский, № 21 по Каталогу) – на 7 отдельных ледников. Всего же в результате распада здесь появились 45 ледников. Только в трех бассейнах – Ак-Кабы, Акульгуна и верховьев Канаса – за счет распада произошло некоторое увеличение численности ледников. В остальных частных бассейнах она сократилась за счет растаявших ледников. В итоге количество ледников в регионе сократилось на 105 единиц, с 403 до 298, или на 26 % от их числа в 1959 г. При этом подавляющее большинство ледников, более 86 %, сосредоточено в бассейне р. Бурчум (табл. 1).

Таблица 1
Изменение численности ледников региона за 1959...2011 гг.

Бассейн	1959 г.	2011 г.	1959...2011 гг.	в %
Каба	37	27	-10	27
Бурчум	314	258	-56	18
Верховья Иртыша	52	13	-39	75
Всего	403	298	-105	26

Изменение площади оледенения. Сопоставление откорректированных данных Каталога 1959 г. с космоснимками 2011 г. показало существенное сокращение площади оледенения региона (имеется в виду чистая площадь ледников, без морен стадии фернау и современных) (табл. 2).

Таблица 2

Изменение площади ледников региона за 1959...2011 гг., км²

Бассейн	1959 г.	2011 г.	1959...2011гг.	в %
Каба	19,58	8,63	-10,95	56
Бурчум	248,44	149,75	-98,69	40
Верховья Иртыша	8,71	1,47	-7,24	83
Всего	276,73	159,85	-116,88	42

Величина сокращения площади ледников в разных бассейнах различная и зависит от характера оледенения. Очевидно, наибольшие потери площади понесло оледенение верховьев Иртыша (на 83 %), где оно носит дисперсный, рассредоточенный характер и в 1959 г. было представлено мелкими ледничками со средней площадью 0,15 км². Оледенение же значительной части бассейна Бурчума – среднее полудисперсное со средней площадью ледников в 1959 г. 0,8 км² [4], оно потеряло лишь 40 % площади льда. В связи с резким сокращением размеров оледенения средняя площадь ледника в регионе уменьшилась на 0,15 км² – с 0,69 до 0,54 км².

В 1959 г. самыми крупными по размерам были три бурчумских ледника в верховьях Канаса:

- 1) ледник Пржевальского (Канасский, № 21) площадью 30,13 км² и длиной 10,8 км;
- 2) № 18 – 12,99 км² и 7,1 км;
- 3) № 24 – 11,12 км² и 6,3 км.

Несмотря на то, что ледник Пржевальского, как сказано выше, распался на 7 отдельных ледников, его основной ствол под № 21 левый все равно остался первым по размерам. В 2011 г. размеры этих трех ледников были следующими:

- 1) ледник Пржевальского (№ 21 лев.) – площадь 11,77 км², длина – 8,4 км;
- 2) № 18 – 9,16 км² и 6,6 км;
- 3) № 24 – 8,42 км² и 5,8 км.

Средняя скорость сокращения площади оледенения за 52 года составила 2,25 км²/год, или по 0,8 %/год. Отметим, что площади ледников в горах Заилийского и Джунгарского Алатау в эти годы уменьшались с такой же скоростью.

Изменение объема ледников и оценка баланса их массы. Сокращение численности и площади ледников, сопровождающееся понижением уровня поверхности льда, естественно, привело к уменьшению их толщины и объема содержащегося в них льда.

Китайские гляциологи в [13] для ледников площадью 0,1...5,0 км² объем льда определяли по средней толщине ледников H , которая рассчитывалась по ее связи с площадью ледника F :

$$H = 34,4 \cdot F^{0,45}. \quad (1)$$

Для ледников площадью 10...15 км² они приняли среднюю толщину льда 100 м, с площадью 15,1...20 км² – 110 м, площадью > 30 км² – 130 м. Рассчитанный таким способом объем ледников региона оказался равным 15,79 км³.

Мы произвели расчет объема ледников по более корректной, на наш взгляд, формуле Мазо-Глазырина [7], учитывающей реологию и уклон ледника:

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

где V – объем ледника, км³; F – площадь ледника, км²; $h_0 = 0,073/L$, L – длина ледника, км; z – разность высот высшей и низшей точек ледника, км. Результаты расчетов по этой формуле приведены в табл. 3.

Таблица 3

Изменение объема ледников региона за 1959...2011 гг., км³

Бассейн	1959 г.	2011 г.	1959...2011гг.	в %
Каба	0,6703	0,3118	-0,3585	53
Бурчум	11,1251	5,8189	-5,3062	48
Верховья Иртыша	0,1259	0,0251	-0,1008	80
Всего	11,9213	6,1558	-5,7655	48

Таким образом, объем льда в 1959 г, рассчитанный по формуле Мазо-Глазырина, равен 11,92 км³, или на 25 % меньше, чем в [13]. В 2011 г. средний объем ледника составил 0,021 км³, а средняя толщина – 38,5 м. Более 9/10 объема льда аккумулировано в ледниках бассейна р. Бурчум. Только в четырех крупнейших ледниках в истоках р. Канас (№№ 18, 21 лев. и прав. и 24) содержится 2,42 км³ льда – около 40 % объема льда региона. По нашим оценкам, максимальной толщиной обладает, очевидно, ледник Пржевальского (№ 21 лев.) – 150 м.

За 52 года относительное уменьшение объема отдельных ледников по частным бассейнам варьируется в довольно широких пределах – от 10 до 100 % (в случаях полного стаивания), составляя по ледниковой системе в целом 48 %. Средняя скорость сокращения объема льда составила 0,111 км³/год, что соответствует скорости относительного сокращения объема льда – 0,92 %/год.

Исходя из изложенных выше результатов изменения основных гляциологических показателей, можно оценить величину и знак баланса массы, как отдельных ледников, так и ледниковой системы в целом за период между измерениями в «реперные» годы по формуле:

$$B = \frac{(V_2 - V_1) \cdot \rho}{TF} \cdot 10^5, \quad (3),$$

где B – баланс массы ледника, г/см²·год; $(V_2 - V_1)$ – изменение объема ледника за расчетный интервал времени, км³; T – расчетный интервал времени, число лет; F – средняя площадь оледенения за расчетный интервал времени, км²; ρ – плотность льда, принятая равной 0,9 г/см³.

Рассчитанный по формуле (3) средний годовой удельный баланс массы ледниковой системы китайской части Монгольского Алтая за 1959...2011 гг. оказался существенно отрицательным и равным -46 г/см². Иными словами, за 52 года со всей своей площади ледники потеряли 24 м в слое воды.

При допущении о том, что дегляциация рассматриваемого региона происходит по линейному закону, как это имеет место в Заилийском и Джунгарском Алатау [2, 3], то динамика оледенения Монгольского Алтая за 52 года может быть представлена линией тренда, показанной на рис. 3.

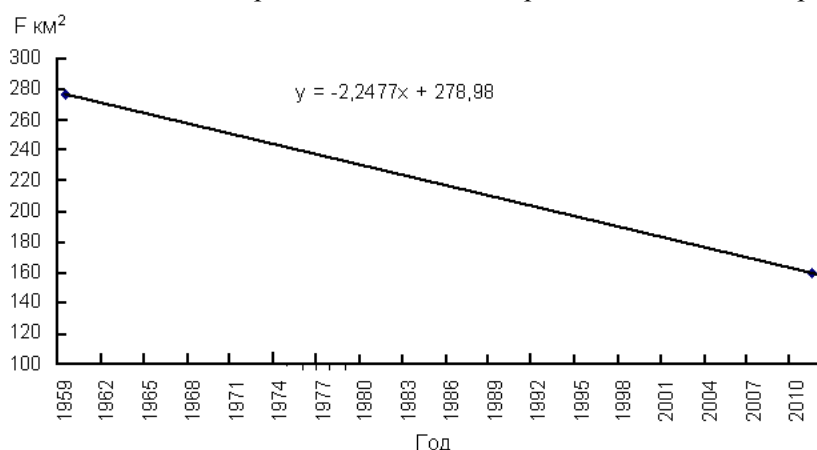


Рис. 3. Динамика сокращения площади оледенения Монгольского Алтая за 1959...2011 гг.

Таким образом, тенденция дегляциации Монгольского Алтая, проявившаяся еще с середины 19 в. и установленная В.В. Сапожниковым в начале 20 в.[11], устойчиво сохраняется. В настоящее время это четко отражается в уменьшении числа, площади, толщины и объема ледников, отрицательном балансе их массы, формировании свежего конечно-

моренного комплекса, представленного невысокими (1...1,5 м) валами. Ряд ледников из карово-долинных перешел в каровые и присклоновые. Отступление ледников шло со скоростью 8...12 м/год. Эти особенности дегляциации Монгольского Алтая отмечены и в работах [8-10, 15].

В 2011 г. 40 %, т.е. 120 из еще сохранившихся 298 ледников, имеет такие малые размеры ($< 0,1 \text{ км}^2$), что дальнейшая их деградация в ближайшие десятилетия приведет к полному их стайванию. Согласно уравнению линии тренда (в поле рис. 3), ледники здесь могут исчезнуть к 2085 г., кроме 3...4-х наиболее крупных долинных ледников. По модельным расчетам авторов работы [14], при потеплении на $0,05 \text{ }^\circ\text{C}/\text{год}$ к концу 21 в. в китайской части Монгольского Алтая останется лишь 3 % от площади льда 1959 г.

Оценка величины ледникового стока и его роли в питании реки. Для оценки величины суммарной абляции A и ледникового стока мы использовали «глобальную» формулу Кренке-Ходакова [6]:

$$A = (t_{\text{л}} + 9,5)^3, \quad (4)$$

в которой $t_{\text{л}}$ – средняя летняя (июнь – август) температура воздуха на высоте границы питания ледников (3100 м).

В качестве базовой взята М Катон-Карагай, расположенная на высоте 1081 м в 60...70 км от ледников. Средняя многолетняя температура воздуха за летний период на этой станции равна $15,8 \text{ }^\circ\text{C}$. С учетом температурного градиента в $0,67 \text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$ и температурного скачка (при переходе с неледниковой поверхности на ледниковую) в $-1 \text{ }^\circ\text{C}$ на границе питания ледников она понижается до $1,3 \text{ }^\circ\text{C}$.

Рассчитанная по формуле (4) величина удельной суммарной абляции на ледниках региона равна 1260 мм. Отсюда средняя годовая величина ледникового стока в регионе за последние два десятилетия, при средней площади льда в 200 км^2 , составила 250 млн. м^3 при годовом расходе $8 \text{ м}^3/\text{с}$.

По расчетам В.В. Голубцова и М.М. Азнабакиевой [5], средний годовой расход Черного Иртыша (в створе гидропоста с. Буран) за 1996...2005 гг. оказался равным $278 \text{ м}^3/\text{с}$. Значит, доля ледникового питания в общем стоке реки составляет менее 3 %.

Следовательно, даже при сохранении в будущем современных тенденций потепления климата, нет оснований опасаться значительного сокращения стока Черного Иртыша вследствие деградации оледенения, так как режим и колебания стока этой реки обусловлены количеством осадков в высокогорье бассейна и изъятием части стока в канал Иртыш – Карамай.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. – М.: РАН, 1997. – 392 с.
2. Вилесов Е.Н., Морозова В.И., Северский И.В. Оледенение Джунгарского (Жетысу) Алатау: прошлое, настоящее, будущее. – Алматы: КазНУ, 2013. – 244 с.
3. Вилесов Е.Н., Уваров В.Н. Эволюция современного оледенения Заилийского Алатау в 20 веке. – Алматы: Казак университеті, 2001. – 252 с.
4. Вилесов Е.Н., Хасанова З.Я. Современное оледенение китайской части бассейна реки Черный Иртыш // Вестник КазНУ. Серия геогр. – 2002. – № 1 (14). – С. 10-17.
5. Голубцов В.В., Азнабакиева М.М. О сокращении стока р. Черный Иртыш – с. Буран в связи с водопотреблением в КНР // Гидрометеорология и экология. – 2012. – № 2. – С. 88-92.
6. Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. – Л.: Гидрометеоздат. – 1982. – 288 с.
7. Мазо А.Б., Глазырин Г.Е. Метод расчета объема стационарного горного ледника // Труды САРНИГМИ. – 1986. – № 117 (198). – С. 88-98.
8. Михайлов Н.Н., Останин О.В. Ледники Южного и Монгольского Алтая и их изменения в 20 в. // География и природопользование Сибири. – 2002. – Вып. 5. – С. 3-20.
9. Нарожный Ю.К., Отгонбаяр Д. Режим и динамика ледников Монгольского Алтая // Климатология и гляциология Сибири: Международная научно-практ. конф., Томск, 16-20 октября 2012 г. – Томск, 2012. С. 173-174.
10. Отгонбаяр Д. Водно-ледниковые ресурсы бессточных районов Западной Монголии: современная оценка и тенденции изменения: Автореф. дис. ... канд.геогр. наук – Барнаул, 2012, 24 с.
11. Сапожников В.В. Монгольский Алтай в истоках Иртыша и Кобдо. – Томск: 1911. – 416 с.
12. Тронов М.В. Очерки оледенения Алтая. – М.: Географгиз, 1949. – 376 с.
13. Glacier Inventory of China. 2 . Altay Mountains. Ed. Lin Chaohai et al. – Lanzhou Institute of Glaciology and Gryopedology, Academica Sinica, 1982. – 87 p. (на китайском языке).
14. Kotlyakov V.M., Xie Zi-chu, Wang Shu-hong, Wang Xin, Khromova T.Y., Nosenko G.A. Changing of the Altai glacier system since the mid-twentieth century and its response to the climate warming in future // Лед и Снег. – 2012. – № 3 (119). – С. 17-24.

15. Wang Li-Lung, Liu Chao-hai, Wang Ping. Modern glaciers in Altay mountains of China // Acta geographica sinica. – 1985. – Vol. 40, 2. – P. 142-154. (на китайском языке).

Поступила 8.07.2014

Геогр. ғылымд. докторы Е.Н. Вилесов
В.И. Морозова

**20 Ғ. ОРТАСЫ МЕН XXI Ғ. БАСЫНДА МОНҒОЛ АЛТАЙЫНЫҢ
ШЕКАРАСЫНДАҒЫ ҚАРА ЕРТІС ӨЗЕНІ АЛАБЫНЫҢ МҰЗДАНУ
ДИНАМИКАСЫ**

1959...2011 жж. аралығында Қара Ертіс өзенінің жоғарғы бөлігінде, Монғол Алтайының Қытай бөлігіндегі мұздану көлемінің кеңістіктік – уақыттық өзгеруі қарастырылады. Дәлелденген мәліметтер бойынша мұздану ауданы 52 жыл ішінде 116,88 км² (42 %) қысқарған. Мұздық көлемі 5,7655 км³ (48 %) кішірейген. Мұздану массасының балансының орташа шамасы – 46 г/см² құрады. Мұздықтың барлық ауданының массасының жоғалуы 24 м су қабатына тең. 21 ғасырдың соңына қарай мұздықтың толық жойылуы Қара Ертіс өзенінің су толықтығына айтарлықтай әсер етпейді, бұл алаптың жоғарғы бөлігіндегі мол жауын-шашынға және Ертіс– Қарамай каналына су алуға байланысты.

УДК 633:551.50

Канд. геогр. наук С.С. Байшоланов *

**ОБ ОБЕСПЕЧЕНИИ АГРОПРОМЫШЛЕННОГО КОМПЛЕКСА
КАЗАХСТАНА АГРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИЕЙ***АГРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАЦИЯ, ФЕРМЕР, ЗЕМ-
ЛЕДЕЛИЕ, АГРОТЕХНОЛОГИЯ, ПРОГНОЗ, УРОЖАЙНОСТЬ*

Определены основные недостатки в системе подготовки и передачи агрометеорологической информации и предложены рекомендации по их устранению.

Для развития сельского хозяйства необходима достоверная агрометеорологическая информация. Для сельского хозяйства Республики Казахстан её можно классифицировать на 11 видов:

1. фактические данные наблюдений метеостанций: количество осадков, температура и влажность воздуха, температура почвы, глубина промерзания и оттаивания почвы, снежный покров, скорость ветра;
2. фактические данные наблюдений на сельскохозяйственных полях: запасы продуктивной влаги в почве, температура почвы, фаза развития, высота и густота растений, распространение болезней и вредителей, биомасса пастбищных растений;
3. аналитическая информация по оценке тепло- и влагообеспеченности декады, месяца и вегетационного периода, применительно к растениеводству;
4. аналитическая информация по оценке состояния сельскохозяйственных культур и пастбищных растений, развития болезней и вредителей в зависимости от сложившихся погодных условий;
5. аналитическая информация о неблагоприятных для сельского хозяйства погодных явлениях (заморозки, засуха, суховеи, сильный дождь, выпадение града, сильный ветер и т.д.);
6. аналитическая информация по оценке благоприятности текущих погодных условий для содержания сельскохозяйственных животных (для выпаса, стрижки, перегона и т.д.);

* Институт географии

7. агрометеорологические прогнозы (оптимальных сроков сева, условий теплообеспеченности и влагообеспеченности, фаз развития, урожайности, сроков созревания, условий в период уборки урожая);
8. зоометеорологические прогнозы (условий летнего и зимнего выпаса овец, оптимальных сроков стрижки и перегона овец, урожайности пастбищных растений и т.д.);
9. краткосрочные прогнозы погоды (на 1...3 суток);
10. долгосрочные прогнозы погоды (на месяц, на сезон);
11. штормовые предупреждения о надвигающихся стихийных и опасных погодных явлениях (вторжение холода и сильной жары, сильные ветра и метели, сильные осадки и т.д.).

В рамках аналитической информации отражаются сложившиеся агрометеорологические условия, в рамках прогностических – ожидаемые условия и урожайность, с заблаговременностью до 2 месяцев.

Согласно бюджетной программе № 214 «Развитие растениеводства и продовольственная безопасность» РГП «Казгидромет» предоставляет в Министерство сельского хозяйства Республики Казахстан (МСХ РК) 21 наименование информации, с общим количеством за год 141 единица. На основе этой информации принимаются те или иные стратегические и производственные решения в растениеводческой отрасли.

Специалисты МСХ РК анализируют поступившую от Казгидромета информацию, и часть её направляют в управления сельского хозяйства областных акиматов, а те в свою очередь – в районные акиматы. Специалист районного акимата доводит информацию до фермеров.

РГП «Казгидромет» также направляет основные агрометеорологические обзоры и прогнозы в свои областные филиалы – центры по гидрометеорологии (ЦГМ). Областные ЦГМ-ы по запросу областного управления сельского хозяйства составляют различные обзоры по территории своей области.

Прогнозы погоды, декадный агрометеорологический обзор и агрометеорологические прогнозы также размещаются на сайте Казгидромета (www.kazhydromet.kz). РГП «Казгидромет» и областные ЦГМ-ы выступают с докладами на заседаниях МСХ РК и областных акиматов.

Также РГП «Казгидромет» и его областные ЦГМ-ы по индивидуальному запросу фермерских хозяйств составляют различные аналитические материалы. При наступлении неблагоприятного явления (засуха, за-

морозки, ливни, град и т.д.) агрометеорологи, согласно Закону РК «Об обязательном страховании в растениеводстве», выдают фермерским хозяйствам подтверждающие Справки. При необходимости специалисты областных ЦГМ-ов участвуют в работе комиссии по обследованию сельскохозяйственных полей.

Составленные в РГП «Казгидромет» бюллетени, обзоры, справки и прогнозы оформляются в виде книжек с текстом, таблицами, графиками и картосхемами в Word или Publisher. Графики строятся с помощью программы Excel, а для построения карт-схем используется CorelDraw. Подготовленные информационные материалы в бумажном виде доставляются в канцелярию МСХ РК, а их электронные варианты пересылаются по электронной почте.

Однако, налаженная в РГП «Казгидромет» система подготовки и передачи агрометеорологической информации в МСХ РК имеет определенные недостатки.

В системе подготовки информации можно выделить следующие основные недостатки и предложить рекомендации по их устранению:

1) В рамках предоставляемой в МСХ РК информационной продукции отсутствуют аналитические и прогностические материалы для животноводства. В Казгидромете такие работы не ведутся. Хотя, в Казахстане в 1970...1990 гг. были разработаны множество методов зоометеорологических прогнозов и оценок (условий летнего и зимнего выпаса овец, прогнозов периода стрижки и перегона овец, урожайности пастбищных растений и т.д.). Предоставление такой информации было бы полезно для развития животноводства.

2) Отсутствуют агропрогнозы для зернобобовых, масличных, плодовых, технических и бахчевых культур. Для решения данного вопроса, во-первых, необходимо расширить наблюдения за ними, во-вторых – разработать новые или усовершенствовать ранее разработанные прогнозы. Также можно адаптировать динамическую модель А.Н. Полевого.

3) При прогнозе урожайности зерновых культур не учитывается уровень культуры земледелия в разных хозяйствах. Сегодня даже в рамках одного района фермерские хозяйства резко отличаются по обеспеченности техникой, качественным семенным материалом и применяемой технологией возделывания. Фермерские хозяйства, имеющие одинаковые природ-

ные ресурсы, но разный уровень технологий возделывания получают разную урожайность.

Сегодня Казгидромет дает прогноз урожайности в интервале ± 1 ц/га от среднего районного прогнозного значения. Например, Сандыктауский район: 13,7...15,7 ц/га. Жаркаинский район: 5,5...7,5 ц/га. Такой прогноз правильно показывает среднюю районную урожайность, но на него не могут ориентироваться как передовые, так и отсталые фермерские хозяйства. Соответственно снижается их значимость для фермеров.

Для устранения этого недостатка, наравне с классическим прогнозом урожайности, надо предлагать значения урожайности, учитывающие разные уровни культуры земледелия. Например, прогноз урожайности можно обобщать по трем уровням культуры земледелия: высокий, средний, низкий. Предлагаю уровень культуры земледелия считать высоким, если рекомендуемая для данной территории и культуры технология возделывания соблюдается на 70...100 %, средним – при соблюдении на 40...70 %, низким – при соблюдении на 40 % и менее.

Под соблюдением технологии возделывания подразумевается реализация всех необходимых агротехнических мероприятий в полном объеме и в оптимальные сроки. Например, использование высококачественных семян, сев в оптимальные сроки, применение гербицидов и удобрений, применение влагосберегающей и почвозащитной технологии и т.д. Оно также предполагает наличие современной техники и квалифицированных специалистов, обеспеченность горюче смазочными материалами (ГСМ).

Следует отметить, что технология возделывания может существенно отличаться в зависимости от типа почвы, агроклиматической зоны и рельефа. Например, нулевая технология дает хорошие результаты на обыкновенных черноземах, которые распространены в Северо-Казахстанской и Костанайской областях. В Акмолинской области почвы более тяжелые и уплотняющиеся, и во многих случаях необходима осенняя обработка почвы [3]. Поэтому, для удобства напрашивается разработка некоего пакета оптимальных агротехнических мероприятий и технологии возделывания пшеницы для каждой агроклиматической зоны областей, с внутренним разделением по типам почв. Такая информация была бы полезной и для фермера и для агропрогнозиста.

Все разрабатываемые прогностические модели и методики изначально настраиваются на средний уровень культуры земледелия фермерских хозяйств на прогнозируемой территории, т.е. они настроены на со-

блюдение технологии возделывания на 50...60 %. Но, следует иметь в виду, что с развитием сельского хозяйства республики, будет повышаться и соблюдение высоких технологий. Соответственно при существенном изменении технологии возделывания необходимо будет повторно настраивать уравнения прогностических моделей и методик (проводить адаптацию модели). Таким образом, прогнозируемое Казгидрометом значение урожайности соответствует среднему уровню культуры земледелия.

Трудность представляет прогноз урожайности при высоком и низком уровнях культуры земледелия. Для их точного прогноза нужны многолетние опытные исследования с возделыванием культуры в условиях разного уровня культуры земледелия. Сегодня подобные исследования проводятся в научно-производственном центре зернового хозяйства (НПЦ ЗХ) им. А.И. Бараева, где полевые культуры возделываются в условиях интенсивного и экстенсивного земледелия, а также с применением нулевой технологии.

Известно, что в засушливые годы слабая технология возделывания приводит к большим потерям урожая, а высокая технология минимизирует их. Высокая технология в благоприятные годы позволяет максимально использовать природные ресурсы и получать высокий урожай. По мнению казахстанских ученых внедрение ресурсосберегающих технологий повышает урожайность минимум на 15...30 %. Использование современной техники, посевных комплексов и опрыскивателей позволяет проводить все полевые операции в краткие сроки и с лучшим качеством, что может обеспечить прибавку урожая зерна еще на 15...20 % [2].

В работе [1] установлено, что уровень культуры земледелия в Акмолинской области с 1991 г. постепенно снижался, достигнув минимума в 1999 г., а далее имел тенденцию к повышению. С 2006 г. доля технологии возделывания в формировании урожая зерновых культур вышла на положительный баланс, т.е. 2006 г. можно считать годом внедрения оптимальной культуры земледелия на 50 % посевов Акмолинской области.

В нашем случае, имея прогнозное значение средней районной урожайности, соответствующее среднему уровню культуры земледелия района, можно предложить для высокого и низкого уровней культуры земледелия отклонение урожайности на $\pm 20\%$. Прогноз урожайности с учетом уровня культуры земледелия представлен в табл.

Фермер, оценивая свой процент соблюдения требуемой технологии возделывания культуры, т.е. зная свой уровень культуры земледелия,

может выбрать соответствующее прогнозное значение урожайности, что будет ближе к истине, чем средняя районная урожайность.

Таблица

Пример прогноза урожайности яровой пшеницы

Район	Уровень культуры земледелия	Урожайность, ц/га
Сандыктауский	Высокий	17,6
	Средний	14,7
	Низкий	11,8
Жаркаинский	Высокий	7,8
	Средний	6,5
	Низкий	5,2

Примечание: Уровень культуры земледелия высокий – соблюдение оптимальной технологии возделывания на 70...100 %, средний – на 30...70 %, низкий – менее 30 %.

4) Информационные продукты, предоставляемые в МСХ РК, в основном написаны научным языком, что тяжело воспринимается фермерами. Соответственно предлагается готовить те информационные продукты, которые полезны фермерам, в двух вариантах: полный – для МСХ РК и для научных организаций, сокращенный – для фермеров. При этом желательно информацию для фермеров составлять в рекомендательном ключе.

5) Представленные в аналитических материалах карты-схемы построены с низким качеством и обладают большой погрешностью. Карты-схемы составляются для всей территории республики, т.е. используется мелкомасштабная топографическая основа, соответственно невозможно точно определить, где проходит изолиния агрометеорологических показателей. Для повышения точности необходимо увеличить масштаб, т.е. построить карты-схемы для территории региона или области. Рекомендуемый масштаб 1:1 000 000.

Также в связи с тем, что растровые карты-схемы строятся трудоемким способом (рисуются в CorelDraw), не для всех агрометеорологических показателей удастся их построить.

Для решения этих задач рекомендуется использовать современную геоинформационную систему ArcGIS. Её использование способствовало бы оперативному составлению карт-схем для всех агрометеорологических показателей с высоким разрешением. Она позволяет визуализировать большие объёмы статистической информации. Материалы, наложенные слоями на топографическую карту территории (район, область, республи-

ка) могут вмещать много информации и хорошо воспринимаются потребителем. Также в ArcGIS встроен широкий инструментарий для анализа пространственной информации.

В системе передачи информации в МСХ РК можно выделить следующие основные недостатки и предложить рекомендации по их устранению:

1) В МСХ РК по электронной почте передаются файлы в формате Word бюллетеней, обзоров, справок и прогнозов. Чтобы облегчить передачу файла уменьшается их объем за счет снижения разрешения изображений рисунков, карт-схем и графиков, т.е. ухудшается их качество. Естественно это ухудшает точность восприятия материала с рисунков. В свою очередь МСХ РК передает полученную информацию далее в областные управления. При передаче информации по факсу резко ухудшается качество всего материала.

Для повышения оперативности, качества и объема передаваемой информации, дополнительно к существующей системе, можно предложить создание системы, подобной интернет порталу, работающему в режиме онлайн, на базе специального программного обеспечения, с использованием Геоинформационной системы, которая визуализирует текущую или прогностическую агрометеорологическую обстановку на карте региона.

Для этого в РГП «Казгидромет» можно создать систему с условным названием «Оперативная гидрометеорологическая аналитико-прогностическая система» (ОГАПС). Такая система должна иметь свою базу данных и быть интегрирована с ПАК GIS-Meteo (АРМ-синоптика, АРМ-агрометеоролога, АРМ-гидролога, АРМ-климатолога), а также визуализировать всю информацию в виде карт-схем, таблиц, графиков и текста. Сервер с ОГАПС должен находиться в Казгидромете, а обслуживаемые организации (министерства) должны иметь к нему доступ в оперативном режиме.

В качестве геоинформационной системы ОГАПС можно использовать ПО ArcGIS. Для просмотра всей информации в оперативном режиме, можно установить в обслуживаемых организациях бесплатное приложение ArcGIS – Arc Reader. Это приложение позволяет потребителям в оперативном режиме, в оригинале просматривать текстовую, табличную, графическую и картографическую информацию, и при необходимости копировать её.

База данных должна иметь два уровня: внутренний – доступный только подразделениям Казгидромета, внешний – для внешних потреби-

лей. Готовые информационные материалы можно комплектовать по направлениям экономики или по обслуживаемым организациям.

ОГАПС обладает следующими основными преимуществами:

- передача информации в режиме онлайн;
- материалы, наложенные слоями на топографическую карту территории, могут вмещать большую информацию;
- использование крупномасштабных топографических основ позволяет подготовить более подробные карты-схемы пространственного распределения агрометеорологических и других показателей;
- на карте территории можно просматривать текущие агрометеорологические и другие данные по населенным пунктам, где имеются метеорологические станции;
- наличие многолетней базы данных (по наблюдениям метеостанций) позволяет просматривать исторические данные по конкретной территории;
- количественные данные можно представить в виде таблиц, диаграмм или графиков;
- наличие инструмента статистического анализа позволяет проводить статистические расчеты и корреляционные анализы.

2) Казгидромет передает агрометеорологическую информацию только в административные органы (МСХ РК, областные и районные акиматы) агропромышленного комплекса (АПК). Однако в АПК также входят научно-производственные организации, фермерские хозяйства и перерабатывающие предприятия. Они также нуждаются в этой информации.

Для улучшения осведомленности АПК РК, предлагаем следующую схему передачи информации (рис.). Полный вариант информации передается в МСХ РК (административный орган) и АО «Казагроинновация» (научная организация), а фермеру предназначается сокращенный вариант.

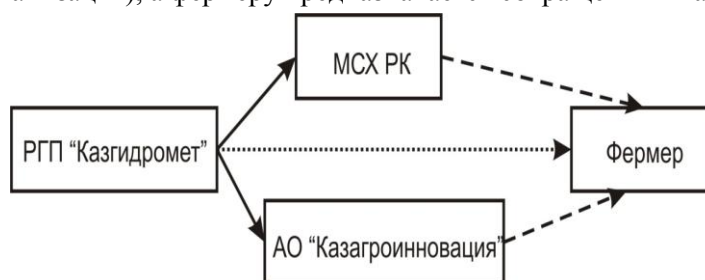


Рис. Схема передачи агрометеорологической информации.

Предлагаются следующие способы передачи информации:

- РГП «Казгидромет» → МСХ РК – бумажный вариант, электронная почта, ОГАПС;
- РГП «Казгидромет» → АО «Казагроинновация» – электронная почта, ОГАПС;
- РГП «Казгидромет» → Фермер – страница «Для фермера» на сайте Казгидромета.

В свою очередь МСХ РК, полученную агрометеорологическую информацию дополнив управленческими рекомендациями, направляет фермерам через областное управление сельского хозяйства.

АО «Казагроинновация» обобщив и дополнив научными рекомендациями агрометеорологическую информацию, также может донести до фермеров.

Так как, фермер не имеет доступа и не может пользоваться ОГАПС, предназначенную ему сокращенную агрометеорологическую информацию можно поместить на сайте Казгидромета (www.kazhydromet.kz), создав специальную страницу «Для фермера», где также можно сделать ссылку на отдельные страницы ОГАПС.

В итоге фермер будет получать трехстороннюю информацию рекомендательного характера (агрометеорологическую, управленческую и научную), что естественно будет способствовать получению более высоких урожаев.

Таким образом, существующую в РГП «Казгидромет» систему подготовки и передачи агрометеорологической информации необходимо усовершенствовать. При этом рекомендуется расширить информацию по животноводству, зернобобовым, масличным, плодовым, техническим и бахчевым культурам. Составлять прогнозы урожайности для разного уровня культуры земледелия, освоить геоинформационную систему ArcGIS и создать ОГАПС, что несомненно улучшит информированность фермеров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Григорук В.В., Аюлов А.М., Долгих С.А., Байшоланов С.С. Акмолинская область: Климат и урожай. Алматы, 2012. – 88 с.
2. Сагымбаев М., Носачева М., Акшалов К., Нелис Д. Почво-, ресурсосберегающие технологии возделывания зерновых культур: опыт испытания на уровне хозяйств элементов No-till земледелия // Международная конференция «Ноу-Тилл и плодосмен – основа аграрной политики поддержки ресурсосберегающего земледелия для интенсификации устойчивого

производства». Астана-Шортанды, НПЦ ЗХ им. А.И. Бараева, 8-10 июля 2009 г. С. 127-132.

3. Сулейменов М.К. Переход от почвозащитной до ресурсосберегающей системы земледелия Северного Казахстана. // Международная конференция «Ноу-Тилл и плодосмен – основа аграрной политики поддержки ресурсосберегающего земледелия для интенсификации устойчивого производства». Астана-Шортанды, НПЦ ЗХ им. А.И. Бараева, 8-10 июля 2009 г. С. 48-55.

Поступила 7.02.2014

Геогр. ғылымд. канд. С.С. Байшоланов

**ҚАЗАҚСТАННЫҢ АГРОӨНДІРІСТІК КЕШЕНІН
АГРОМЕТЕОРОЛОГИЯЛЫҚ АҚПАРАТТАРМЕН
ҚАМТАМАСЫЗДАУ ТУРАЛЫ**

Агрометеорологиялық ақпараттарды дайындау және жеткізу жүйесіндегі негізгі кемшіліктер анықталған және оларды жою бойынша ұсыныстар берілген.

УДК 551.501: 629.195.1

Доктор техн. наук А.Х. Ахмеджанов *
Канд. техн. наук Т.К. Караданов *

СОДЕРЖАНИЕ ОЗОНА В АТМОСФЕРЕ НА ТЕРРИТОРИИ КАЗАХСТАНА ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

СПЕКТР, КОНЦЕНТРАЦИЯ, ВЕРТИКАЛЬНЫЙ ПРОФИЛЬ, СПУТНИКОВОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ

В работе приведена методика расчета содержания озона в атмосфере на территории Казахстана на основе данных космического мониторинга. Получено содержание озона в атмосферном столбе по расчетным вертикальным профилям относительной концентрации. Показано территориальное распределение озона. Определено изменение озона за последние 10 лет.

В последние годы особое значение придается проблемам изменения климата Земли и разрушению озонового слоя нашей планеты. Воздействие озона на климат проявляется, прежде всего, в изменении температуры. Озон является источником тепла в стратосфере, поглощая ультрафиолетовое излучение солнца и восходящее инфракрасное излучение от тропосферы [1, 3, 7].

Содержание озона в атмосфере с высотой зависит не только от широты, но и от сезона. Летом обмен воздушными массами между тропосферой и стратосферой наиболее интенсивный. Максимум количества озона в приземном слое и на высотах до 7...8 км приходится на зимние месяцы (ноябрь – декабрь). На более высоких уровнях (9 км) максимум озона наблюдается не летом, а смещается на апрель, а еще выше (до высоты 25 км) – на март и февраль. Соответственно минимальное содержание озона в атмосфере отмечается в сентябре или октябре. Такое распределение общего количества озона по месяцам года связано с атмосферной циркуляцией: озон распространяется в высокие широты из более низких (в верхней части стратосферы) и затем оседает в течение всей зимы. Под влиянием антропогенных процессов распределение озона заметно изменяется, поэтому изменяется вся картина динамических процессов, включая и взаимодействие стратосферы и тропосферы [9, 10, 14].

* АО «НЦКИТ» НКА РК, г. Алматы

В настоящее время активно разрабатываются технологии дистанционного инфракрасного зондирования атмосферы для мониторинга термодинамического состояния и состава атмосферы Земли [5, 11, 15]. Созданы базы данных спектроскопической информации по атмосферным газам (HITRAN [10], GEISA [8], база данных температуры и концентраций оптически активных газовых составляющих атмосферы в базе TIGR [6], данные системы BADC [<http://badc.nerc.ac.uk>] и др.). Система GIOVANNI: GES-DISC (Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center) Interactive Online Visualization and Analysis Infrastructure (<http://daac.gsfc.nasa.gov/techlab/giovanni/>) объединяет данные многих спутниковых систем.

Для определения искомым параметров атмосферы необходимо решать обратную задачу как из спектров теплового излучения самой атмосферы и подстилающей поверхности, так и спектров пропускания атмосферой солнечного ИК излучения. Обратные задачи атмосферной оптики являются некорректными и поэтому при их численном решении используют различные методы регуляризации: статистической [12] и по Тихонову [4]. Методы регуляризации широко применялись для многоканальных спектрорадиометров с небольшим числом спектральных каналов, когда число неизвестных (количество определяемых параметров) превышало количество уравнений задачи (число используемых спектральных каналов). В настоящее время стало возможным практически отказаться от регуляризации. Для решения обратной задачи можно использовать минимизацию квадратичной невязки измеренных и расчетных спектров методом наименьших квадратов с ограничениями, без привлечения дополнительной априорной информации об искомом решении. Практическая реализация алгоритмов решения таких обратных задач для массовой обработки спутниковых спектров требует значительных вычислительных ресурсов и времени [2].

Решение уравнения переноса инфракрасного излучения от земной поверхности может быть представлено в следующем виде:

$$J_v^\uparrow(z) = \sigma_\lambda B_v(T(z_0)) \exp\left(-\frac{\tau_{0v}}{\cos \vartheta}\right) + \int_0^z B_v(T(u)) \frac{\partial}{\partial u} \exp\left(-\frac{\tau_v(u)}{\cos \vartheta}\right) du, \quad (1)$$

с граничными условиями $J_v^\uparrow(z_0) = \sigma_v B_v(T(z_0))$, $J_v^\uparrow(H) = J_{\text{спутник}}$, где $J_v^\uparrow(z)$ – уходящее инфракрасное излучение, σ_λ – коэффициент серости излучаемой поверхности, B_v – функция Планка, T – температура, z_0 –

уровень земной поверхности, $\tau_{0\nu}$ – общее значение оптической толщины атмосферы, ϑ – значение угла зондирования, ν – волновое число, $J_{\text{спутник}}$ – измеряемое на спутнике уходящее излучение.

Для удобства решения задачи восстановления сигнала уходящего излучения представим уравнение (1) в виде

$$\frac{\partial J_{\nu}^{\uparrow}}{\partial z} = B_{\nu}(T(u)) \frac{\partial}{\partial u} \exp\left(-\frac{\tau_{\nu}(u)}{\cos \vartheta}\right), \quad (2)$$

с теми же граничными условиями.

Оптическая толщина атмосферы $\tau_{\nu}(z)$ связана с коэффициентом объемного поглощения k_{ν} следующим образом:

$$\tau_{\nu}(z) = \int_0^z k_{\nu} du. \quad (3)$$

Коэффициент объемного поглощения включает:

- 1) коэффициент поглощения газовыми составляющими, который вычисляется с помощью суммирования по спектральным линиям (line-by-line) с использованием параметров известной спектральной базы данных HITRAN;
- 2) коэффициент ослабления аэрозольными компонентами атмосферы;
- 3) коэффициент континуального поглощения водяным паром.

Для безоблачной и слабоаэрозольной атмосферы спектральный коэффициент поглощения газовыми составляющими k_{ν} на высоте z обычно вычисляется, если известны лабораторные спектры поглощения молекул газа для всех возможных колебательно-вращательных переходов энергетических состояний молекулы (метод «line-by-line»):

$$k_{\nu} = N_0(z) \sum_{i=1}^{N_g} n_i(z) \sum_k r_{ik}(z) \sum_j S_{ijk}(T(z)) \Phi_{ijk}(\nu_{ijk} - \nu, T(z), p(z)), \quad (4)$$

где $p(z), T(z), N_0(z) = p(z)/(k_b T(z))$ – давление, температура и концентрация молекул на высоте z соответственно, k_b – постоянная Больцмана, $n_i(z)$ – относительная концентрация i -го газа, $r_{ik}(z)$ – т.н. распространенность k -го изотопа i -го газа, S_{ijk} – интенсивность j -й спектральной линии, Φ_{ijk} – контур линии. Моделирование объемного коэффициента поглощения (ОКП) основано на использовании лабораторных спектров высокого разрешения (0,01) изучаемых газов, зависимости спектра погло-

щения от сорта газа, температуры, давления, объемной концентрации газа в смеси.

Для приведения смоделированного спектра высокого разрешения к спектру, регистрируемого реальным сенсором низкого разрешения, используется стандартная численная процедура свертки спектра (конволюция), основанная на использовании аппаратных функций сенсора. Смоделированный спектр ОКП приводился к «реальному» спектру при помощи аппаратной функции конкретного канала сенсора MODIS и процедуры свертки спектра. На рассчитываемую область территории были выбраны данные о значениях уходящего излучения (радианс) в каналах сканера AIRS, соответствующих выбранным диапазонам спектра для конкретного вида газа. Эти данные представляют собой территориальное распределение уходящего излучения с расчетной единицей (пиксель). Из данных сканера AIRS были использованы данные вертикальных распределений температуры и давления для изучаемого района.

Для решения этой задачи необходима предварительная работа по выбору подходящего диапазона в спектре. Анализ модельных расчетов спектра поглощения показал, что для метана (CH_4) диапазон в пределах волновых чисел $1330 \dots 1390 \text{ см}^{-1}$. Коэффициенты поглощения и концентрация озона (O_3) вычисляются в пределах $1040 \dots 1070 \text{ см}^{-1}$. Выбранные диапазоны спектров поглощения позволяют рассчитывать концентрацию определенного парникового газа с наименьшими временными потерями и наибольшей точностью. Для нахождения относительной концентрации i -го газа $n_i(z)$ в выбранном диапазоне волновых чисел необходимо последовательное решение уравнений (2...4). На основе стандартного, или среднего многолетнего профиля концентрации определенного газа вычисляется объемный коэффициент поглощения, а затем восстанавливается значение уходящего сигнала на высоте спутника.

Рассмотренный способ восстановления вертикального профиля относительной концентрации атмосферных газов, был применен для различных участков на территории Казахстана, для которых имеются спутниковые данные измерений уходящего ИК-излучения радиоспектрометра TES. Вертикальное распределение концентрации озона показывает, что по высоте на различных участках (запад, север, центр, юг, восток) и по годам за 2005...2009 гг. по территории Казахстана наблюдались незначительные отклонения на высоте 200 гПа. По вертикальным распределениям рассчитывалось полное содержание озона в атмосферном столбе по расчетной области. Расчетная область по территории Казахстана с координатами с 43° по 53° се-

верной широты и 50° по 83° восточной долготы показана на рис. 1. Расчетное распределение содержания озона в атмосферном столбе за 2012 год по территории Казахстана по данным спектро радиометра TES показано на рис. 2. За этот год наблюдалось максимальное значение содержания озона порядка 371 ед. Добсона, минимальное значение 330 ед. Добсона, среднее значение 344 ед. Добсона со среднеквадратичным отклонением 5,37 ед. Добсона.

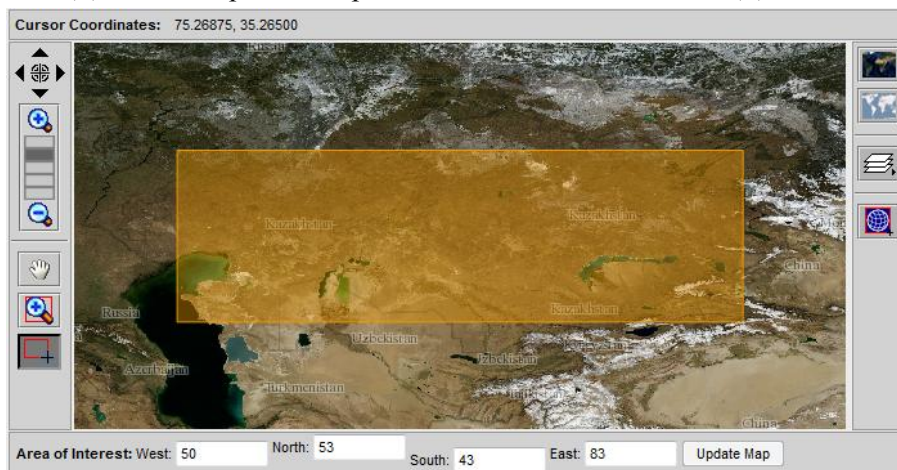


Рис. 1. Расчетная область по территории Казахстана.

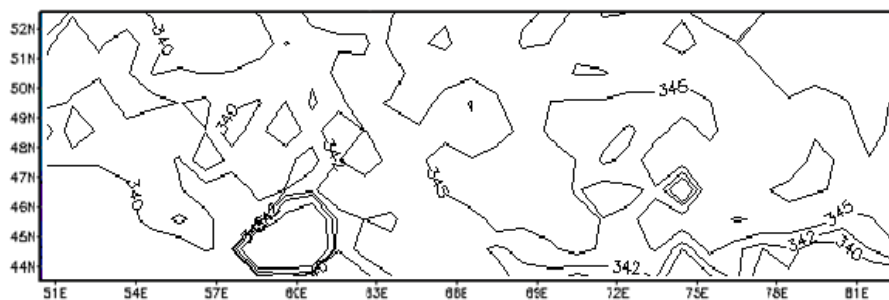


Рис. 2. Распределение содержания озона в единицах Добсона за 2012 год по расчетной территории.

Статистический анализ содержания озона в атмосфере Казахстана за период 2003...2012 гг. представлен в табл. Максимальное значение содержания озона порядка 415 ед. Добсона наблюдалось в 2005 г., минимальное – 323 ед. Добсона в 2008 г.

Таблица

Статистический анализ содержания озона в атмосфере Казахстана

Год	Минимум, ед. Добсона	Максимум, ед. Добсона	Среднее, ед. Добсона	Среднеквадратическое отклонение, ед. Добсона
2003	368	396	384	4,75

2004	351	396	379	6,54
2005	364	415	393	11,41
2006	360	407	382	8,38
2007	343	382	360	7,02
2008	323	355	333	3,61
2009	324	351	339	5,51
2010	338	374	357	7,03
2011	327	367	342	4,91
2012	330	371	344	5,37

Среднегодовые изменения содержания озона по территории Казахстана представлены на рис. 3. Графики показывают, что максимум содержания озона на территории Казахстана наблюдался в 2005 году, минимум в 2008 году, локальный максимум в 2010 году, локальный минимум в 2011 и некоторое увеличение в 2012 году.

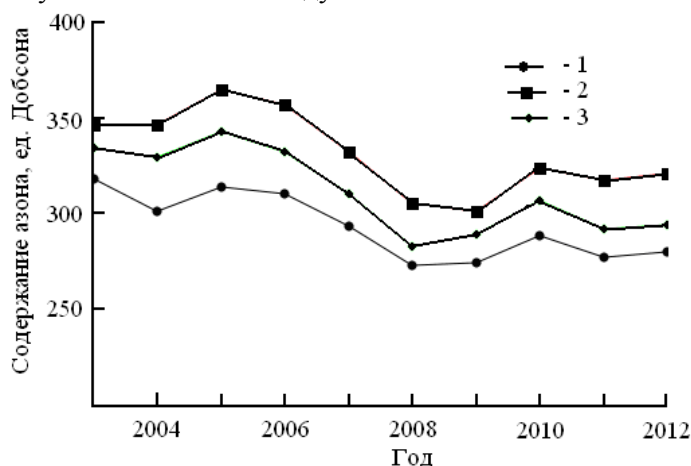


Рис. 3. Среднегодовое содержание озона в единицах Добсона по территории Казахстана. 1 – min, 2 – среднее, 3 – max.

Статистический анализ за период 2003-2012 годы показал рост среднего содержания озона до 393 ед. Добсона в 2005 года, затем уменьшение до 333 ед. Добсона в 2008 году, затем некоторый подъем содержания озона до 357 ед. Добсона в 2010 году.

В дальнейшем планируются совместные работы с озонными станциями, входящими в систему мониторинга параметров атмосферы для исследования закономерностей временного тренда озона, а также влияние этих изменений на радиационный баланс атмосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1) Белан Б.Д. Тропосферный озон. / Содержание озона в тропосфере. Механизмы и факторы, его определяющие. // Оптика атмосферы и океана. – 2008. – Т. 21. – № 07. – С. 600-618.
- 2) Грибанов К.Г., Захаров В.И., Ташкун С.А. Пакет программ FIRE-ARMS и его применение в задачах пассивного ИК-зондирования атмосферы // Оптика атмосферы и океана. – 1999. – Т. 12. – №4. – С. 372–378.
- 3) Еланский Н.Ф. Российские исследования атмосферного озона в 2007–2010 гг. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2012. – Том 48. – № 3. – С. 314-333.
- 4) Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. – М.: Наука, 1986. – 288 с.
- 5) Beer R., Glavich T.A., Rider T.M. Tropospheric emission spectrometer for Earth Observing System's Aura satellite // Applied Optics. 2001. – V. 40. – № 15. – P. 23-56.
- 6) Chevallier F., Morcrette J.J., Chedin A., Cheruy F. TIGR-like atmospheric-profile databases for accurate radiative-flux computation // Quart. J. of the Roy. Met. Soc. – 2000. – V. 126. – № 563. – P. 777-785.
- 7) Grewe V. The origin of ozone // Atmos. Chem. Phys. – 2006. – V. 6. – P. 1495-1511.
- 8) Jaquinet-Husson N., Scott N.A. and etc. The GEISA spectroscopic database: Current and future archive for Earth and planetary atmosphere studies // Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer. – 2008. – V. 109. – № 6. – P. 1043-1059.
- 9) Marecal V., Riviere E.D., Held G., Cautenet S., Freitas S. Modelling study of the impact of deep convection of the utls air composition. Part 1: Analysis of ozone precursors // Atmos. Chem. Phys. 2006, V. 6. № 6, P. 1567-1584.
- 10) Mitra A.P. Atmospheric chemistry // Indian J. Radio and Space Phys. 1990.- V. 19, № 5-6, p. 383-399.
- 11) Parkinson C.L. Aqua: an Earth-Observing Satellite mission to examine water and other climate variables // Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions, 2003. – V. 41. – № 2. – P. 173-183.
- 12) Rodgers C.D. Inverse methods for atmospheric sounding. Theory and practice. World Scientific, 2000.206.
- 13) Rothman L.S., Gordon I.E., and etc. The HITRAN molecular spectroscopic database // JQSRT, 2008.-V. 110, P. 533-572.

- 14) Ruy J.-H., Jenkins G.S. Lightning-tropospheric ozone connections: EOF analysis of TCO and lightning data // Atmos. Environ. 2005.- V. 39, № 32, P. 5799-5805.
- 15) Sobrino J.A. Land surface temperature retrieval from thermal infrared data: An assessment in the context of the Surface Processes and Ecosystem Changes Through Response Analysis (SPECTRA) mission // J. Geophys. Res, V. 110, 2005. P. 161-173

Поступила 13.06.2014

Техн. ғылымд. докторы А.Х. Ахмеджанов
Техн. ғылымд. канд. Т.К. Караданов

**СПУТНИК МӘЛІМЕТТЕРІ БОЙЫНША ҚАЗАҚСТАН
АУМАҒЫНДАҒЫ АТМОСФЕРАДАҒЫ АЗОН ҚҰАМЫ**

Қашықтықтан барлау мәліметтері негізінде салыстырмалы концентрацияның вертикальды пішін есептері бойынша атмосфералық бағанда азонның құрамы алынды. Қазақстан территориясы бойынша азонның территориялық таралуы құрылды. Соңғы 10 жыл бойынша атмосферадағы азон құрамының өзгеруі анықталды.

УДК 631.52:633.31

Канд. с.-х. наук	К.К. Кубенкулов *
Канд. с.-х. наук	Н.Э. Бекмухамедов *
	А.Х. Наушабаев *
	С.Б. Чоканов *

МОРФО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ПОЧВ ПУСТЫННЫХ ПАСТБИЩ КАЗАХСТАНА И ИХ ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА*СЕРО-БУРАЯ ПОЧВА, ПЛОДОРОДИЕ, МОНИТОРИНГ, ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ ЗЕМЛИ, КОЭФФИЦИЕНТ СПЕКТРАЛЬНОЙ ЯРКОСТИ*

Изложены результаты исследований морфо-генетических признаков и оптических свойств зональных и интразональных почв пустынной зоны Казахстана для целей разработки технологии космического и наземного мониторинга пастбищ. Определены коэффициенты спектральной яркости почв, которые в среднем составили для серо-бурых почв – 0,38 %, такыров – 0,60 % и солончаков – 70 %.

Казахстан – крупнейшее животноводческое государство в Центральной Азии и располагает большим резервом для дальнейшего развития, как самой отрасли, так и ее кормовой базы. Из 182 млн. га природных кормовых угодий 124 млн. га находятся в зоне пустынь и полупустынь – регионах отгонного животноводства. В настоящее время здесь на фоне общей аридизации планеты, а так же многолетнего бессистемного использования пастбищ наблюдается их масштабная деградация, и снижение кормоемкости.

Указанные обстоятельства требуют непрерывного систематического слежения за экологическим состоянием огромной территории пастбищ, выполнение которых традиционным наземным методом малочисленными отрядами геоботаников и почвоведов невозможно. Выход видится во внедрении новых средств и технологии сбора и обработки информации о состоянии главных природных объектов пустынных пастбищ – растительного и почвенного покровов. На наш взгляд таким приемом мониторинга пастбищ может являться использование современных средств и методов наземного исследования и увязка их результатов с данными дистанционного зондирования земли (ДЗЗ).

* КазНАУ, г. Алматы

Цель почвенного мониторинга – раннее выявление и устранение негативных изменений в состоянии почвенного покрова [1, 2]. При этом следует учесть, что почва представляет собой систему менее динамичную и более буферную, чем растительный покров и почва в сочетании с климатом определяет состояние растительного покрова. Поэтому изучение почвенного покрова, особенно аридных регионов, в значительной степени предопределяет состояние пастбищ.

Известно, что использование материалов ДЗЗ обеспечивает высокую обзорность и естественную генерализацию изображения с высокой масштабной и спектральной разрешающей способностью (значительно больше информации, чем человеческое зрение). Это позволяет одновременно изучать объекты обширной территории столь детально, что может определить отдельные виды растительности и изменение состояния почвы по отдельным признакам [3, 4]. При подборе соответствующих режимов космоснимок позволяет раскрыть направление и темп почвенных процессов в динамике. Поэтому умелое сочетание наземного мониторинга с космическим, значительно повышает точность и оперативность наблюдений. А тесная увязка информативно-диагностических признаков почв с данными ДЗЗ позволяет решить главную задачу мониторинга – распознавание состояний почвенного покрова безконтактным обследованием.

Последние десятилетия при оценке состояний почвенного покрова, параметров ее дешифровочных признаков – гумусированность, влажность, засоленность, гранулометрический состав и других, широкое распространение получили дистанционные методы [5-10]. При этом следует иметь в виду, что почва, как целостный природный объект, имеющая набор определенных горизонтов, ни на аэроснимках, ни на космоснимках, непосредственно, не может быть изображена. Но, наличие явлений парагенетичности – совместного закономерного расположения горизонтов в профиле почв позволяет по отдельным индикативно-диагностическим признакам дневной поверхности определить ее генетическую принадлежность и соответственно установить полное номенклатурное наименование, где отражаются ее качественные состояния. Данное обстоятельство является теоретической основой космического мониторинга почв. При этом главным и прямым дешифровочным признаком почв является тон изображения космоснимка, физической основой которого является спектральные свойства почвы. На космоснимках пустынной зоны, тоны изображения песка и солончаков более четко различаются в зеленой, особенно в синей зоне спек-

тра, а серо-бурые солончаковатые от серо-бурых солонцеватых в зеленой и красной зонах [11]. Следовательно, установление количественных показателей индикативно-диагностических признаков поверхностного горизонта почвы, полученного контактными (наземными) исследованиями, в сроки, наибольшей степени отражающие специфику его состава и свойств, соответственно, и состояние всей почвы, с одной стороны, и их проявление и корреляция с тоном изображения на космоснимках с другой, позволяет решить проблему ведения мониторинга пустынных пастбищ высокой оперативностью с малым затратам средств.

Цель настоящей работы показать возможности технологии космического мониторинга, которая кооперирует усилия специалистов узких отраслей знаний – геоботаников и почвоведов и использует достижения современного космического земледения. Для этого изучение почвенного и растительного покровов пустынных пастбищ проводилось в сочетании с данными ДЗЗ, полученными синхронно.

Изучаемые объекты расположены в центральной подзоне пустынной зоны суббореального пояса Туранской и Центральноазиатской почвенно-климатической фации и используемые как пастбище для отгонного животноводства.

Объектами исследования были почвенные покровы 4-х полигонов: Северные Кызылкумы – песчаный массив расположенный южнее сухого русла р. Жанадарьи и западнее р. Сырдарьи на широте с. Жанакуртан, Южные Кызылкумы – песчаный массив западнее с. Кызылкум, Плато Бетпақдала – территории пастбищных стоянок Мешыткудык, Жылыбулак и Сарытоган и Юго-восточное Прибалхашье – территории в междуречий Аксу – Лепси и между последней и озером Балхаш. При определении представительности полигонов руководствовались среднemasштабными топографическими и геоботаническими картами и космическими снимками. Основными условиями выбора полигонов были почвенные и геоботанические контуры с наиболее сложными рисунками и максимальными значениями варьирования его основного параметра – оптической яркости, а ключевых участков – степени их деградированности.

Изучение и оценка эколого-мелиоративного состояния почв и их варьирование в пределах пилотных участков проводилось на основе учета изменений в сочетаниях факторов почвообразования: мезо и микроформ рельефа, ботанического состава и состояний растительного покрова и почвообразующих пород. При подборе ключевых точек и описании морфоло-

гических признаков разрезов особое внимание акцентировалось на контролируемые параметры ранней диагностики развития негативных процессов. Описание морфологических признаков генетических горизонтов профилей почв и их поверхности проводилось в ясные безоблачные дни в интервале времени от 10 до 16 часов. Оно сопровождалось определением количественной характеристики отражательной способности почв – коэффициента спектральной яркости (КСЯ), являющегося фотометрической функцией, характеризующей структуру отраженного излучения поверхностью почвы. Определение проводилось портативным гиперспектрометром Field spec Hand Held UV/VNIR с разрешающей способностью в пределах 325...1075 нм.

Для объективности данных полевых визуальных наблюдений отбирались образцы почв для анализа на содержание гумуса, влажности, состава водной вытяжки, гранулометрического состава и состава поглощенных оснований. Методы анализов общепринятые, адаптированные для почв пустынной зоны Казахстана.

Важным и необходимым условием сопряженных полевых исследований пастбищ являются сроки проведения наблюдений. В наших условиях они соответствовали промежутку времени между третьей декадой апреля и второй декадой мая – период максимального отрастания и формирования весенней урожайности пастбищной растительности.

На ключевых участках проводились: определение GPS координат; описание макро, мезо и микроформ рельефа местности; проведение фотоснимков поверхности пастбищ (надир и перспективу); проведение спектротрической съемки дневной поверхности почвы без- и с растительностью, а так же поверхности генетических горизонтов; осуществление наблюдений за видовым составом, фенологическим состоянием пастбищной растительности; определение урожайности пастбищной растительности, путем взятия растительных образцов с полукустарников и травянистых укосным способом; определение проективного покрытия и степени деградированности пастбищ по состоянию почвенного и растительного покровов; описание профиля почвы с установлением ее полного номенклатурного названия (тип, подтип, род, вид, разновидность, разряд).

Полученные результаты наземных наблюдений и измерений были внесены в таблицы установленного образца для проведения совместного анализа их с данными ДЗЗ и разработки спутниковых методов определения эколого-мелиоративного состояния территории.

Особенности условий почвообразования и информативно-диагностические признаки почв пустынных пастбищ. Почвы центральной пустынной подзоны представлены зональными (серо-бурые) и интразональными (песчаные пустынные, такыры, такыровидные, солонцы и солончаки) почвами [12-15]. Почвообразование в подзоне протекает в особо жестких климатических условиях, характеризующихся резкоконтинентальностью, засушливостью, свойственной внутриматериковым пустыням умеренного пояса [16]. Среднегодовая температура воздуха изменяется от 5,3 до 11,8 °С, летняя – от 22 до 28 °С, зимняя – от 2,6 до 15,6 °С, сумма эффективных температур составляет 3200...4000°. Количество осадков – 100...160 мм с максимумом выпадения (60...70 %) в зимне-весенний период. Глубина промачивания почв не превышает 0,6...1,0 м, среднемноголетние запасы продуктивной влаги к началу вегетации растений в верхнем 0,5 м слое серо-бурых почв не превышают 40 мм [17]. Из всех изучаемых объектов наименее увлажнены почвы полигона Южные Кызылкумы. Гидротермический коэффициент (ГТК) подзоны за период с температурой воздуха выше 10 °С изменялся в пределах 0,1...0,3, что соответствует сильно аридным территориям мира с пустынными почвами [18].

Серо-бурые почвы формируются под боялышево-биюргуновой, биюргуновой, полынно-боялышевой и полынной ассоциацией со слабо развитыми эфемерами и эфемероидами. Наиболее характерной морфогенетической особенностью почвы является наличие на её поверхности хрупкой пористой уплотненной корки мощностью от 1...3 до 5...10 см и залегающий под ним слоегато-чешуйчатый горизонт. К главным особенностям этих почв относятся малая мощность гумусового горизонта (5...15 см) с низким содержанием (0,5...1,5 %) гумуса фульватного состава. Они могут встречаться однородными массивами, но чаще в комплексе и в сочетании с такыровидными почвами, такырами и солонцами. При этом здесь солонцы часто замещаются такырами. Такыры формируются в замкнутых депрессиях и западинах, служащих аккумулятором атмосферных вод, твердых минеральных веществ и растворимых солей, намываемых с более высоких поверхностей. Это своеобразные эфемерно-поверхностно-гидроморфные почвы. Основным диагностическим признаком является наличие на поверхности очень плотной палево-серой пористой корки, разбитой трещинами на полигональные отдельные мощности до 5...7 см. Они чаще солонцеваты и солончаковаты. Высшая растительность на такырах почти отсутствует, лишь местами на их поверхности

поселяются редкие экземпляры неприхотливых солянок (в основном биюргун), единичные, чахлые кусты саксаула или тамарикса. Такыры так же встречаются отдельными участками среди песчаных массивов.

Такыровидные почвы получили распространение в подзоне серобурых почв. Это сильноопустыненные бывшие пойменные почвы, формирующиеся под изреженным покровом саксаулово-солянково-полынной растительности. Им свойственно наличие на поверхности палево-серой слоеватой, сильно пористой, рыхловатого сложения корки, разбитой трещинами на полигональные отдельности. Горизонт является информативно-диагностическим, определяющим спектральный образ этих почв на космоснимках.

Песчаные пустынные почвы формируются на песчаных массивах с полого- и мелкобугристым и слабоволнистым рельефом, закрепленном растительностью, где в верхней толще (до 20...30 см) получил развитие почвообразовательный процесс под эфемерово-полынными и саксаульно-эфемеровыми ассоциациями. Профиль слабо дифференцирован на горизонты. На поверхности выделяется тонкая 0,5...1,5 см сероватого цвета хрупкая корочка, нередко замещенная сыпучим песчаным слоем. Под ней залегает сильно корешковатый слабо гумусированный горизонт А (5...10 см), переходящий в менее корешковатый горизонт В (10...15 см). Ниже следует рыхлая песчаная толща.

Солонцы формируются на микропонижениях равнин на засоленных породах под покровом биюргуна или черной полыни. Диагностирующим признаком служит поверхностный элювиальный надсолонцовый горизонт А, имеющий палево- или светло-серый цвет.

Солончаки и солончаковые почвы занимают пониженные части мезорельефа и формируются под солянками. Главным диагностирующим признаком является наличие на поверхности почвы скопления солей в виде налета, порошка или корки.

Из характеристик почв природной зоны пустынь следует, что на аэро- и космоснимках могут быть довольно контрастно изображены отдельные поверхностные горизонты, принадлежащие к той или иной почве и их состояние. При этом главными индикативными признаками почв подзоны следует считать следующие показатели состава и свойств почв, проявляемые через дневную поверхность: гранулометрический состав, влажность, солончаковость, осолонцованность, каменистость, трещиноватость, эродированность.

Морфогенетические признаки почв полигонов и их спектральная отражательная способность.

Северные Кызылкумы. Почвенный покров песчаного массива представлен песчаными пустынными почвами, а на древних долинах рек аллювиально-луговыми опустынивающимися и такыровидными почвами.

Мезорельеф песчаного массива в целом грядово-бугристо-ячеистый. Гряды высотой 15...20 м ориентированы с СВ на ЮЗ с межгрядовым расстоянием около 3 км, заполненные песчаными буграми высотой 5...6 м с замкнутыми понижениями овальной формы от 20 до 50 м. Растительный покров представлен саксаулом, жузгуном, осокой вздутоплодной, бурачком, тюльпаном, маком, эбелеком, костром. Проективное покрытие варьирует от 15 до 40 %, уменьшаясь от донной части котловин и ложбин к водораздельной. На северо-восточных экспозициях в растительном покрове место осоки замещает полынь белоземельная, обладающая более высоким проективным покрытием. Поверхностный горизонт почвы, получивший развитие под осокой представлен слабоскрепленным песчаным слоем (4...6 см), а под полынью – скрепленным песком с трещиноватой поверхностью. Ниже приведено описание профиля почв, сформировавшиеся под осокой. Разрез заложен 26.04.2013 г. на средней части юго-восточной экспозиции котловины.

- A₁ 0-4 Светлобуровато-серый ($10YR \frac{6}{2}$ по шкале Манселла), сухой, рыхлый, сыпучий, песчаный, без корней, но со стеблями осоки, переход ясный по корешковатости;
- A₁ 4-12 Светлобуровато-серый ($10YR \frac{6}{2}$), свежий, сильно пронизан мелкими корнями осоки, скрепляющей почвенную массу горизонта в дернину, но легко освобождающийся от песка при встряхивании, песчаный, переход постепенный по окраске и степени корешковатости;
- B 12-27 Светложелтовато-бурый ($10YR \frac{6}{4}$), слегка влажный, слабо уплотнён, песчаный, пронизан мелкими корешками осоки, переход постепенный по окраске и влажности;
- C 27-135 Светложелтовато-бурый ($10YR \frac{6}{4}$), влажный, слабо уплотнён, песчаный, редкие корни.

Глубина промачивания профиля 110 см.

Поверхность почвы, сформировавшаяся под растительностью с преобладанием полыни (60 % от растительного покрова) отличается трещиноватостью и наличием лишайника. В профиле почвы отсутствует слабоскрепленный песчаный слой подгоризонт $A1_1$, что указывает на отсутствие дифференциации гумусового горизонта на подгорizontы. Гумусовый горизонт А характеризуется наличием слоеватости в верхней части и рыхло-комковатой структуры остальной части. Содержание гумуса – 0,36 %, физической глины – 6,5 %.

Изучение морфо-генетических признаков пустынных песчаных почв массива позволяет заключить, что закрепление подвижного песка и формирование на нем устойчивого почвенного покрова, соответственно и рельефа обязаны осоке вздутоплодной и полыни белоземельной.

Южные Кызылкумы. Полигон отличается более южным расположением (на 170 км) и более высокой (на 100 м) абсолютной отметкой по сравнению с Северными Кызылкумами. Указанные особенности полигона, несмотря на идентичность гранулометрического состава и мезорельефа, под влиянием более засушливых атмосферных условий формирует тот же состав растительности, но их более ксероморфные формы. Ниже приведён профиль песчаной пустынной почвы, сформировавшийся под осокой толстостолбиковой и маком, произрастающим среди саксаула и жузгуна. Проективное покрытие 45...50 %.

- | | |
|-------------|--|
| $A1_1$ 0-2 | Светло-буровато-сероватый ($2,5Y \frac{6}{2}$), сухой, уплотнен, стебли осоки, отходящие от узла кущения, переход ясный по корешковатости; |
| $A1_2$ 2-11 | Светло-буровато-сероватый ($2,5Y \frac{6}{2}$), сухой, слабоуплотнен, песчаный, сильно пронизан и переплетен корнями, скрепляющими почвенную массу в дернину, однако легко освобождающиеся от песчаных частиц при встряхивании, переход постепенный по степени корешковатости; |
| B 10-38 | Светло-желтовато-бурый ($2,5Y \frac{6}{4}$), сухой, слабоуплотнен, непрочнокомковатый, песчаный, пронизан корнями, переход постепенный по окраске; |
| C 38-140 | Светло-желтовато-бурый ($2,5Y \frac{6}{3}$), до 60 см сухой, свежий ниже опять сухой, слабоуплотнен, песчаный. |

Из описанных профилей видно, что песчаные пустынные почвы Южных Кызылкумов отличаются от Северных:

а) более светлой окраской поверхностного горизонта и в целом всего профиля с преобладанием светло-желтоватого оттенка горизонтов В и С;

б) меньшей увлажненностью верхней части профиля при почти одинаковой глубине промачивания (~1 м);

в) малой мощностью (до 2...3 см) верхнего гумусового подгоризонта А₁, при 4...7 см для Северных Кызылкумов.

В отличие от Северных все зимовки и колодцы на территории Южных Кызылкумов в полной мере используются для нужд отгонного животноводства.

Бетнакдала. Полигон расположен в пределах Жамбылской области и представляет собой постепенно повышающуюся с юго-запада на северо-восток холмисто-волнистую равнину с отдельными сопками и множеством замкнутых понижений. В связи с чем, почвообразующие породы и растительность, соответственно и почвенный покров при однородности климатических условий, характеризуются большей пестротой. Основной почвенный фон – серо-бурые почвы. В зависимости от смены рельефа, экспозиции и почвообразующих пород она подвержена значительной вариации – от нормальных (обычных) до малоразвитых родов, от легкосуглинистых сильно защебненных до глинистых, от незасоленных до сильно солончаковых и солонцеватых. Они формируются под полынно-боялычевой ассоциацией и, как правило, в той или иной степени засолены.

Для профилей серо-бурых почв, сформировавшихся на плоских водоразделах слабоволнистой равнины и верхней части ее слабонаклонных склонах характерно следующее строение профиля.

- А 0-11 Светло-сероватый, сухой, уплотнен, в верхней части слоеваточешуйчатая пористая корка, легкосуглинистый, слабозащебнен, редкие корни, переход ясный по окраске;
- В_{са} 11-29 Темно-бурый, свежий, легкосуглинистый, комковатый, редкие мелкие корни, карбонатные белоглазки, слабозащебнен, переход постепенный по окраске;
- ВС 29-46 Бурый, свежий, уплотнен, легкосуглинистый, карбонатные белоглазки, защебнен;
- С 46-66 Розоватый, свежий, плотный, гипсосодержащий, легкосуглинистый.

Профили подобных почв, чаще всего на глубине до 1 м подстилаются рудляком-элювием коренных пород, а для сформировавшихся в средней части склонов характерен более мощный профиль с ясно выраженным карбонатным горизонтом. Ему свойственно подстиание гипсовой почвообразующей породой.

Такыры получили распространение в наиболее низких частях замкнутых понижений. Поверхность их ровная, лишена растительности, гладкая весной, полигональная трещиноватая летом.

Пастбищные ресурсы полигона практически не используются.

Юго-восточное Прибалхашье. В пределах полигона почвенный покров изучен на 2-х массивах:

а) песчаный массив междуречий Аксу – Лепси;

б) холмисто-волнистое повышение южного побережья озера Балхаш.

Почвы полигона представлены двумя типами: серо-бурыми и песчаными пустынными. Серо-бурые почвы сформировались на слабоволнисто-холмистом приозерном повышении под разнотравно-белоземельно-полынной ассоциацией с житняком. Они имеют следующее строение профиля.

- | | |
|----------|---|
| A 0-8 | Сероватый, сухой, слабо уплотнен, комковато-пылеватый, супесчаный, сильно пронизан корнями эбелека и полыни, переход ясный по корешковатости и окраске; |
| B 8-22 | Серовато-светло-бурый, свежий, уплотнен, комковатый, слабо защебнен, супесчаный, пронизан мелкими корнями, переход постепенный по окраске; |
| BC 32-53 | Светложелтовато-светлобурый, свежий, слабо уплотнен, пронизан мелкими корнями, супесчаный, переход по окраске постепенный; |
| C 53-98 | Желтовато-светлобурый, свежий с глубиной слегка влажный, уплотнен, супесчаный, карбонатные новообразования в виде светложелтоватых пятен и прожилок, слабощебнистый нижняя поверхность покрыта карбонатной пленкой. |

Профили этих почв отличаются от Бетпакдалинских более легким гранулометрическим составом, менее ясной дифференциацией на генетические горизонты, более глубоким залеганием и менее слабой выраженностью карбонатного горизонта.

Песчаные пустынные почвы полигона формировались на бугристо-ячеистом рельефе с перепадом высот 5...10 м под полынно-изеневотерскеновой растительностью. Поверхность почвы представлена слабобы-

раженной легко разрушающейся трещиноватостью. Проективное покрытие 20...30 %.

- А 0-11 Сероватый, сухой, слабоуплотнен, сыпучий, песчаный, сильно пронизан мочковатыми корнями изеня, переход ясный по корешковатости;
- В 11-31 Светлобуроватый, свежий, слабоуплотнен, сильно мелкокорешковатый, песчаный, бесструктурный, переход постепенный по влажности, корешковатости и окраске;
- ВС 31-82 Желтовато-светлобурый, свежий, слабоуплотнен, песчаный, менее пронизан корнями чем горизонт В, переход постепенный по влажности и окраске;
- С 82-110 Бурый с желтоватым оттенком, влажный, слабоуплотнен, песчаный, единичные корни.

Песчаные пустынные почвы полигона отличаются от аналогичных почв Кызылкумов по рельефу (отсутствием грядовой формы), по составу растительного покрова (отсутствием осоки, саксаула и жузгуна) и строением профиля (отсутствием подгоризонта А₁ и наличием горизонта ВС).

Из описаний морфо-генетических признаков профилей типов почв полигонов следует, что им свойственны определенные диапазоны параметров информативно-диагностических признаков, интегрально проявляемых главным образом через окраску. Однако, визуальная оценка окраски почвы из-за сложности почвенных окрасок и их зависимости от многих факторов позволяет сделать приблизительные выводы только о качественном состоянии процессов, происходящих в почве, т.е. она субъективна и неточна.

Усовершенствование методики визуальной оценки окраски почв привели к использованию атласа цветовых шкал Манселла, разработанного в 1951 г. в США. Тем не менее, недостатки визуальной оценки цвета почвы привели исследователей к замене субъективного определения почвенной окраски объективными измерениями оптических свойств. Рассмотрев связь между цветом и оптической характеристикой почв, считая, что спектральная отражательная способность не является цветом почвы, а представляет ее физическую характеристику, которая обуславливает ее окраску [19]. Отсюда вывод – единственный путь перехода от субъективного определения к объективной оценке окраски почвы – анализ отражательной способности почвы. Таким прибором является спектрометр, позволяющий выразить цвет в числовой форме в виде графиков, показы-

вающих зависимость светоотражения от длины волн. Записи показаний прибора выражены на координатной сетке в виде кривых, где по оси абсцисс даны размеры длины волн видимого диапазона (400...750 нм), а по оси ординат – спектральная яркость почв, выраженная в виде КСЯ объекта, как по длинам волн, характеризующая структуру отраженного света поверхностью, так и по условиям наблюдения и освещения [20]. Использование спектрометров открыло возможность точного количественного анализа почв и исследования коррелятивных связей между спектральной отражательной способностью и вещественным составом почвы.

Выяснено [21], что для всех почв отражение возрастает с увеличением длины волн излучения, при этом расхождение показателей возрастает от коротких волн к длинным, т.е. от области синего спектра (400...500 нм) к области красного (600...700 нм) спектра. Установлено, что оптические свойства почв обусловлены адсорбционной способностью слагающих их частиц [22]. Светлоокрашенные соединения отражают по всей видимой области и обуславливают высокую отражательную способность. Гумусовые вещества снижают степень отражения. Окисные формы соединений железа максимально отражают энергию длинных волн, чем гидратированные. Поэтому человеческим глазом первые оцениваются как красноватые, а вторые как желтоватые тона. Закисные формы железа имеют максимальное отражение в сине-зеленой части спектра (300...400 и 400...500 нм). Влияние других веществ, за редким исключением невелико.

Таким образом, результаты спектрометрических исследований почв позволяют перейти от констатации явления отражения к исследованию закономерностей взаимодействия световой энергии с почвой. Последняя является узловым вопросом при интерпретации материалов космической съемки, поскольку их расшифровка основана на знании отражаемой почвами световой энергии, и ее качественного состава. В настоящее время известны количественные закономерности спектральной отражательной способности главных почвенных типов [23] и растительности [24] Казахстана.

На спектральный состав, отраженного почвой света влияет не только вещественный состав почвы, но и ее состояние. Почвы, сложенные из частиц 0,25...1,0 мм имеют близкие и низкие значения, а у частиц < 0,25 мм более высокие значения. Увлажнение снижает отражательную способность (15...25 %) без заметных изменений форм спектральных кривых. Влажная почва имеет в 1,5...2 раза меньше коэффициент яркости, чем сухая. Увлажнение почвы изменяет более тусклые оттенки в более яркие или темные то-

на. Поэтому для улучшения сравнимости светоотражения почв определение светоотражения следует проводить в воздушно-сухом состоянии.

Поскольку основной задачей наших исследований является установление тесноты связи между интегральной отражательной способностью почвы, полученную контактным (наземным) путем и ее спектрально-яркостным образом, запечатленным на космоснимках, ниже приводятся графики состояния КСЯ поверхности почв и их генетических горизонтов для разных полигонов.

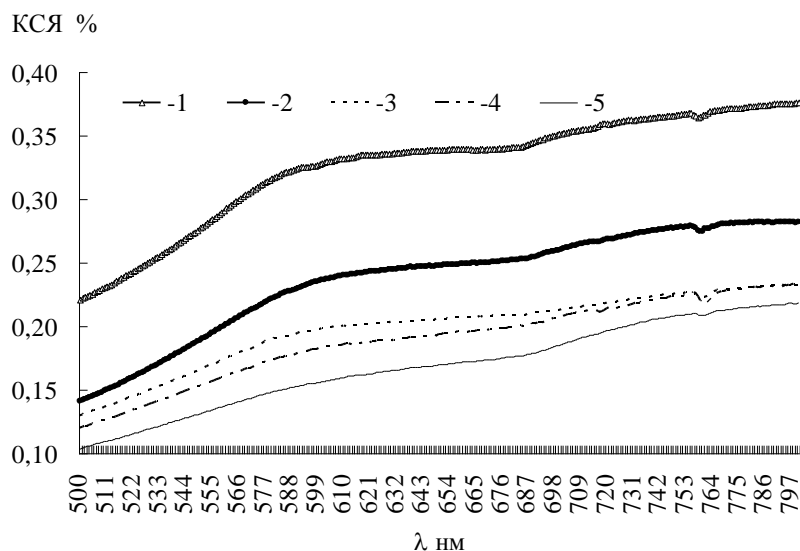


Рис. 1. Спектральные образы дневной поверхности почв Южных и Северных Кызылкумов. 1 – такыровидная легкосуглинистая (Т4); 2 – пустынно-песчаная (Т1); 3 – аллювиально-луговая опустынивающаяся (Т3); 4 – пустынно-песчаная (Т3); 5 – пустынно-песчаная (Т2).

Данные рис. 1 показывают, что характер отражения разных длин волн света дневной поверхностью песчаных пустынных почв Южных и Северных Кызылкумов идентичны: низкое ($< 0,10 \dots 0,14 \%$) в диапазоне коротких волн (400...500 нм) области синего спектра, возрастающее (до $0,150 \dots 0,240 \%$) в диапазоне средних волн (500...600 нм) области зеленого спектра с незначительным ростом (до $0,170 \dots 0,250 \%$) – диапазоне длинных (600...700 нм) – области красного и с дальнейшим, очень плавным ростом (до $0,220 \dots 0,270 \%$) в области ближнего инфракрасного (0,75...0,80 нм) диапазона. Исключение составляют такыровидные почвы, обладающие таким же характером изменения кривой спектральной яркости, но с высокими показателями КСЯ (до $0,370 \%$).

Показатели КСЯ генетических горизонтов пустынно-песчаных почв оказались более низкими, чем их дневная поверхность (рис. 2). При этом КСЯ верхнего гумусового подгоризонта A_{1_1} , имеющего светло-буровато-серую окраску, находящуюся в сухом состоянии оказался наиболее низким (0,03...0,07 %), т.е. тусклым и более равномерно отражающим свет разных длин волн. Примыкающий к нему снизу, задерненный гумусовый подгоризонт A_{1_2} , такой же окраски, но «свежий» по увлажненности, имеет более высокую отражательную способность (0,06...0,13 %). Горизонты В (11...29 см) и С (30...70 см) светло-желтовато-буроватой окраски показали разные уровни отражательной способности: более высокую (0,09...0,18 %) горизонт В и низкую (0,05...0,10 %) горизонт С.

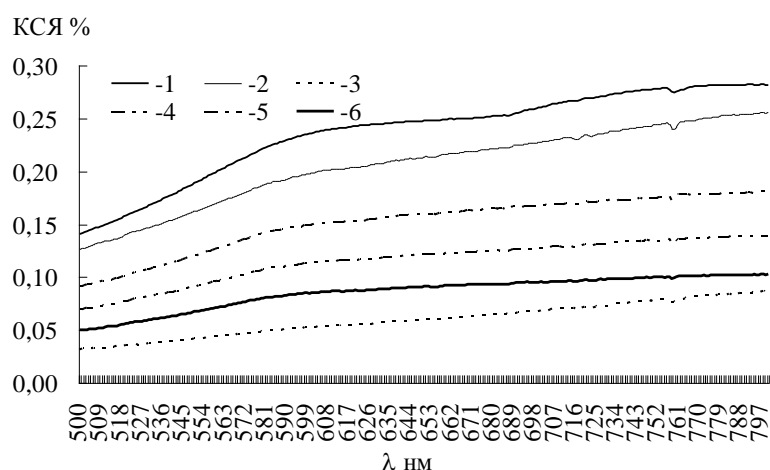


Рис. 2. КСЯ генетических горизонтов пустынно-песчаных почв полигона Южные Кызылкумы (разрез 9). 1 – почва, 2 – 0-ой горизонт, 3 – В, 4 – A_{1_1} , 5 – С, 6 – A_{1_2} .

Спектральная отражательная способность аллювиально-луговой почвы, встречающейся по окраинам песчаного массива, так же оказалась низкой. Характер изменений кривых спектральной яркости, как поверхности почвы, так и генетических горизонтов имеют аналогические черты, но более низкими и близкими показателями по всей длине волн.

Спектральные образы почв Бетпақдалинского полигона в силу особенностей структуры почвенного покрова, выраженного широким распространением солончаков, такыров, такыровидных почв, а так же засоленности и защебненности основного почвенного фона – серо-бурых почв формируют изреженный растительный покров. В результате спектральная отражательная способность поверхности почв полигона в целом была вы-

сокой по всей длине волн, особенно поверхности солончака и такыра. В диапазоне зеленого спектра она составила 0,70 и 0,55 % соответственно и 0,30 % поверхности серо-бурой почвы без растительности (рис. 3).

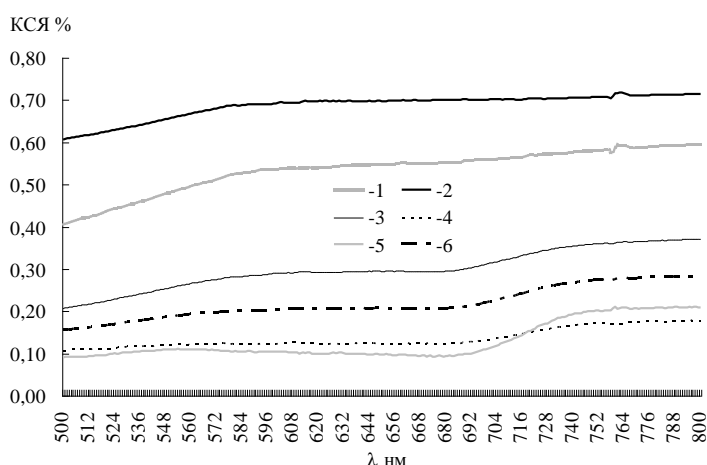


Рис. 3. Спектральные характеристики поверхности почв Бетпакдалинского полигона (разрез 19, точка 5). 1 – такыр, 2 – солончак, 3 – серо-бурая без растительности, 4 – солянки, 5 – разнотравье, 6 – среднее.

При всем этом следует учесть, что существенным моментом спектрального образа поверхности пастбищ является то обстоятельство, что семейство растительных кривых спектральной яркости (солянки и разнотравье) резко отличается от почвенных. Они значительно ниже почвенных и редко выходят за пределы 0,10 % КСЯ с наибольшим распределением яркости по спектру в области красного диапазона. Отсюда следует, что сравнивая величины КСЯ почв с определенным растительным покровом, но имеющим различные проективные покрытия можно установить состояние пастбищ.

КСЯ серо-бурых почв подвержен значительным колебаниям в зависимости от засоленности, гранулометрического состава и щебненности верхнего горизонта. Он является диагностическим показателем почв, отражающим особенности всех нижележащих горизонтов и является следствием парагенеза почв (рис. 4). Наиболее высокими показателями КСЯ обладают серо-бурые солончаковые, затем незасоленные среднесуглинистые. Облегчение гранулометрического состава верхнего горизонта серо-бурых почв до легкосуглинистого и супесчаного, сопровождающегося ростом щебненности, также снижает КСЯ. Наиболее низкой отражательной способностью обладают серо-бурые почвы, формировавшиеся на красновато-бурых супесчаных отложениях (точка 2, разрез 23) и почвы, поверхность которых на 90 % покрыта щебнем (точка 10, разрезы 15 и 16). Отмеченные еще раз под-

тверждают, что бесструктурные почвы отражают больше световой энергии, чем почвы с хорошо выраженной структурой [16-18].

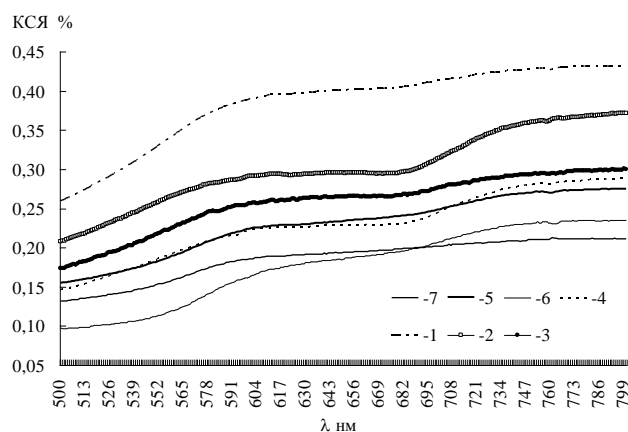


Рис. 4. Спектральные характеристики поверхности почв Бетпакдалинского полигона. 1 – серо-бурая солончаковая, 2 – серо-бурая среднесуглинистая, 3 – суглинистая, 4 – серо-бурая среднесуглинистая, 5 – серо-бурая неполноразвитая слабозацебненная, 6 – серо-бурая супесчаная, 7 – серо-бурая легко суглинистая.

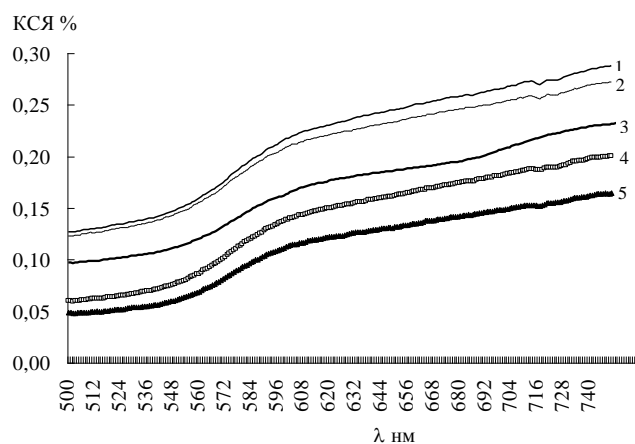


Рис. 5. Спектральные характеристики генетических горизонтов серо-бурой супесчаной почвы Бетпакдалинского полигона (разрез 23, точка 2). 1 – A, 2 – B₁, 3 – поверхность почвы без растительности, 4 – Cca, 5 – B₂.

Величина спектральной отражательной способности генетических горизонтов серо-бурой почвы, формировавшейся на красновато-коричневых элювиях плотных пород находится в пределах свойственных для дневной поверхности почв, причем верхние A и B₁ горизонты обладают значительно большей отражательной способностью, чем горизонт B₂. Формы кривых отражательной способности, где наблюдается резкий пе-

репад в диапазоне коротких волн (500...600 нм) показывают повышение интенсивности их отражения с последующим медленным ростом в зонах средних и длинных волн.

Таким образом, спектральный образ почв Бетпақдалинского полигона характеризуется большей величиной и значительной амплитудой коэффициента яркости по сравнению с почвами полигонов Северных и Южных Кызылкумов, причем, каждому почвенному типу свойственны свои пределы КСЯ, что позволяет использовать их для идентификации почвенного покрова при дешифровании космоснимков.

Юго-восточное Прибалхашье. Спектральная яркость дневной поверхности и генетических горизонтов профилей пустынно-песчаных и серобурых супесчаных почв, являющихся основным почвенным фоном юго-восточного Прибалхашья, заметно отличается как между собой, так и от аналогичных почв, вышеописанных полигонов. Крайне низкие значения КСЯ (0,01...0,02 %) диагностического горизонта пустынно-песчаных почв в ультрафиолетовом спектре (< 400 нм), связаны с сильным поглощением атмосферы, неуклонно возрастают (до 0,20 %) в области синего спектра с последующим медленным ростом в области зеленого спектра (до 0,25 %) (рис. 6). В районе красного, особенно инфракрасного диапазона КСЯ всех генетических горизонтов скачкообразно падает, хотя здесь следует отметить, что именно на этих длинах волн (750...1100 нм) отражательная способность зеленых листьев достигает максимума (40...60 %). Перепад значений КСЯ в пределах гумусового горизонта данного почвенного типа, особенно в областях синего и зеленого спектра, могут достигать значительных величин, что объясняется степенью корешковатости горизонта *A*.

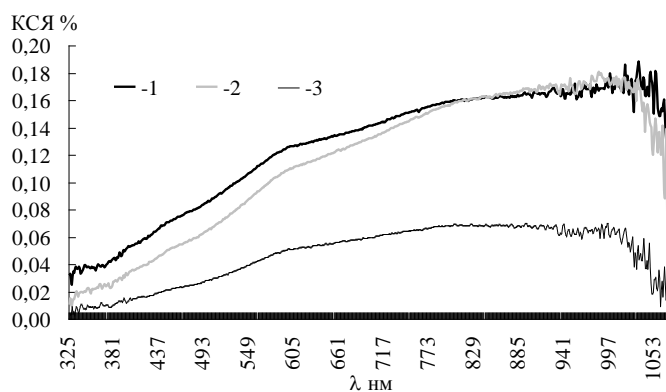


Рис. 6. Спектральные характеристики генетических горизонтов песчано-пустынной почвы Южного Прибалхашья (разрез 1, точка 001). 1 – *A*, 2 – *B*, 3 – *AB*.

Диагностические горизонты (*A* и *B*) серо-бурых супесчаных почв Южного Прибалхашья характеризуются меньшими значениями КСЯ, чем аналогичные почвы Бетпакдалинского полигона. В области ультрафиолетового они составляют – 0,02...0,05 %, синего – 0,05...0,08 %, зеленого – 0,08...0,14 %, ближнего красного – 0,20...0,22 % с дальнейшим скачкообразным ростом до 0,25 % в инфракрасном участке спектра (рис. 7).

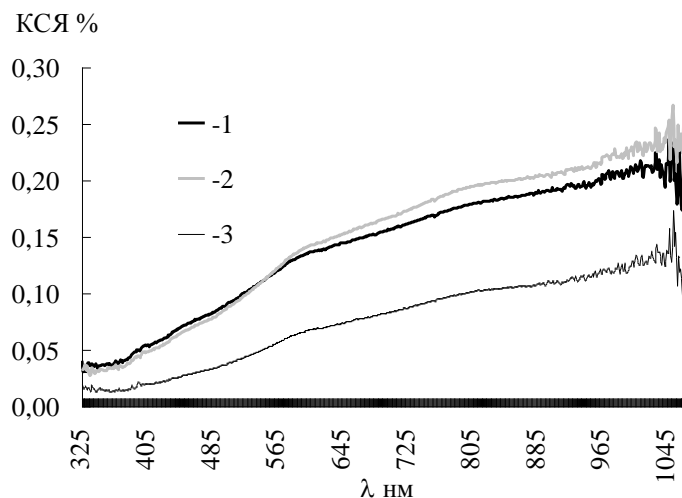


Рис. 7. Спектральные характеристики генетических горизонтов серо-бурых супесчаной почвы Южного Прибалхашья (разрез 4, точка 1). 1 – *A*, 2 – *B*, 3 – *AB*.

Проведенные исследования по изучению морфо-генетических признаков и спектрометрических характеристик почв полигонов пустынных пастбищ центральной подзоны суббореального пояса пустынной зоны Казахстана позволяют сделать следующие выводы:

- закрепление песчаных массивов и формирование устойчивого почвенного покрова и форм рельефа Кызылкумов и Юго-восточного Прибалхашья обязано главным образом осоке и полыни, а так же полынно-изеново-терескеновой ассоциации;

- песчаные пустынные почвы Южных Кызылкумов отличаются от Северных более светлой окраской и меньшей увлажненностью верхней части профиля при, почти одинаковой, глубине промачивания (~1 м);

- почвенный покров Бетпакдалинского полигона отличается значительной пестротой и контрастностью. Его основной тип – серо-бурые почвы, подверженные значительной вариации: от нормальных до малоразвитых, от легкосуглинистых щебненных до глинистых, от незасоленных до сильносолончаковых и солонцеватых;

- спектральная яркость почв, выраженная в КСЯ представляет собой серию кривых с максимальными значениями ординат в областях зеленого (500...600 нм) и красного (600...700 нм) спектров и минимальным – в областях ультрафиолетового и синего спектров (< 400 нм);

- существует устойчивая связь между величинами КСЯ дневной поверхности почв с их составом и свойствами. В среднем КСЯ составляет 0,38 % у серо-бурых почв, 0,60 % – такыров и 0,70 % – солончаков, где у серо-бурых почв его величина варьирует в широком диапазоне: от 0,40...0,43 % – солончаковых до 0,20...0,25 % – супесчаных защебненных;

- спектральная яркость растительности значительно ниже почвы и не выходит за пределы 0,10 % КСЯ в области синего и зеленого и 0,20 % красного диапазонов;

- спектральные образы пустынно-песчаных почв Кызылкумов и Южного Прибалхашья идентичны и характеризуются низким КСЯ во всех длинах волн.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андроников В.Л. Использование многозональных космических снимков для изучения почвенного покрова // Почвоведение. – 1979. – №2. – С. 14-26.
2. Ачасов А.Б., Бидолах Д.И. Использование материалов космической и наземной цифровой фотосъемки для определения содержания гумуса в почвах // Почвоведение. – 2008. – №3. – С. 280-286.
3. Боровский В.М. Экология аридных пастбищ мира. / В кн: Генезис и мелиорация почв Казахстана. – Алма-Ата: Наука, – 1989. – С. 208-221.
4. Виноградов Б.В. Аэрокосмический мониторинг экосистем. – М.: Наука, 1984. – 320 с.
5. Горохова И.Н., Новикова А.Ф. Опыт почвенно-экологического мониторинга с использованием геоинформационных технологий на ключевом участке в Нижнем Поволжье // Почвоведение. – 2002. – №6. – С. 734-740.
6. Деградация и охрана почв / Под ред. Г.В. Добровольского. – М.: Изд-во МГУ, 2002. – 654 с.
7. Закарин Э.А., Спивак Л.Ф., Архипкин О.П., Муратова Н.Р., Терехов А.Г. Методы дистанционного зондирования в сельском хозяйстве Казахстана. – Алматы: Гылым, 1999. – 174 с.
8. Карманов И.И. Спектральная отражательная способность и цвет почв как показатель их свойств. – М.: Колос, 1974. – 351 с.

9. Ключко Т.А. Исследование современного состояния проблем выявления засоленных почв по данным космических съемок. / Ученые записки Таврического национального университета. Серия «География». – Т. 23(62). – 2010. – №2. – С. 156-566.
10. Кравцова В.И. Космические методы исследования почв. – М.: Аспект Пресс, – 2005. – 190 с.
11. Левицкая З.П. Водно-физические свойства и запасы продуктивной влаги пустынно-пастбищной зоны Казахстана / Справочник. – Алма-Ата: Отдел ОБГМ КазУГКС, Алма-Атинская Гидрометеорологическая Обсерватория. – 1973. – С. 46-51.
12. Лобова Е.В. Почвы пустынной зоны СССР. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – 562 с.
13. Лобова Е.В., Хабаров А.В. Почвенные ресурсы аридных и полуаридных зон мира. / В кн: Аридные почвы, их генезис, геохимия, использование. – М.: 1977. – 7 с.
14. Матузов Г.В., Безуглова О.С. Экологический мониторинг почв. – М.: Гаудеамус, 2007. – 237 с.
15. Михайлова Н.А., Орлов Д.С. Оптические свойства почв и почвенных компонентов. – М.: Наука, 1986. – 117 с.
16. Обухов А.И., Орлов Д.С. Спектральная отражательная способность главных типов почв и возможность использования диффузного отражения при почвенных исследованиях // Почвоведение. – 1964. – №2. – С. 83-94.
17. Орлов Д.С. Количественные закономерности отражения света почвами. / Науч. докл. высшая школа, Биолог. Науки. – 1967. – №9. – С. 116-119.
18. Орлов Д.С., Бильдебаева Р.М., Садовников Ю.Н. Количественные закономерности отражения света почвами. VII, Спектральная отражательная способность главных почв Казахстана. – Науч. докл. высш. школы. Биол. науки. – 1976. – №2. – С. 109-112.
19. Романов А.Н. Дистанционная оценка степени деградации почв по их радио излучательным свойствам // Почвоведение. – 2009. – №3. – С. 355-363.
20. Рухович Д.И., Панкова Е.И., Черноусенко Г.И., Коралева П.В. Многолетняя динамика засоления орошаемых почв голодно-степного плато и методы ее выявления по материалам дистанционного зондирования // Почвоведение. – 2010. – №6. – С. 728-739.
21. Савин И.Ю. Инвентаризация почв с использованием ГИС технологий // Почвоведение. – 2003. – №10. – С. 1189-1196.

22. Успанов У.У. Географо-генетические исследования почв и качественный учет земель Казахстана. / В кн: Успехи почвоведения в Казахстане. – М.: 1975. – С. 16-23.
23. Фаизов К.Ш. Почвы пустынной зоны Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1980. – 133 с.
24. Шашко Д.И. Климатические ресурсы сельского хозяйства СССР. /В кн. Почвенно-географическое районирование СССР. – М.: 1962. – 275 с.

Поступила 29.05.2014

А.-ш. ғылымд. канд.	К.К. Кубенкулов
А.-ш. ғылымд. канд.	Н.Э. Бекмухамедов
	А.Х. Наушабаев
	С.Б. Чоканов

ҚАЗАҚСТАННЫҢ ШӨЛДІ ЖАЙЫЛЫМ ТОПЫРАҚТАРЫНЫҢ МОРФО-ГЕНЕТИКАЛЫҚ БЕЛГІЛЕРІ ЖӘНЕ ОЛАРДЫҢ ОПТИКАЛЫҚ ҚАСИЕТТЕРІ

Мақалада жайылым территорияларының ғарыштық және жербеттік мониторинг технологиясын құрастыру үшін Қазақстанның шөлді аймағының зоналды және интразоналды топырақтарының морфо-генетикалық белгілері мен оптикалық қасиеттерін зерттеу нәтижелері келтірілген.

УДК 551.573

Доктор геогр. наук М.Х. Сарсенбаев *
Ж.М. Калдарбекова *

ИСПАРЯЕМОСТЬ, ЕЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПО ЛАНДШАФТНЫМ ЗОНАМ КАЗАХСТАНА

ТЕМПЕРАТУРА, ДЕФИЦИТ ВЛАЖНОСТИ, ОСАДКИ, УПРУГОСТЬ ВОДЯНОГО ПАРА, ВОДНЫЙ БАЛАНС, ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС, РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС, ТУРБУЛЕНТНЫЙ ОБМЕН, СКРЫТАЯ ТЕПЛОТА ИСПАРЕНИЯ, ТЕПЛОПОТОК В ПОЧВЕ, ПРИРОДНАЯ СРЕДА, ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ, ГЕОБОТАНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ

Впервые для Казахстана произведен расчет испаряемости по методу Будыко-Зубенок, учитывающий соотношения радиационного баланса увлажненной территории с температурой и влажностью воздуха, которые оказывают главенствующее влияние на физико-географические процессы и состояние природной среды. Определена внутригодовая изменчивость испаряемости по ландшафтным зонам, построена карта изолиний годовой испаряемости. Получены переходные коэффициенты %-ной изменчивости испаряемости от годовой ее суммы, позволяющие в дальнейшем рассчитывать месячное суммарное испарение для различных геоботанических зон Казахстана.

Испаряемость, как это следует из работ [1, 2, 6], представляет собой потенциально возможное испарение при данных метеорологических условиях с достаточно увлажненной поверхности, и дает наглядное представление о верхнем пределе испарения с суши, когда оно не лимитируется недостатком влаги в почве.

Испаряемость – характеристика, широко используемая в географических и климатических исследованиях при расчете безвозвратных потерь влаги на испарение. Она определяется следующими метеорологическими факторами: теплоэнергетическим балансом территории, дефицитом влажности воздуха и интенсивностью турбулентного влагообмена в погранич-

* КазНУ им. аль-Фараби, г. Алматы

ном слое лито- и атмосферы. Испаряемость принято считать комплексной характеристикой процессов тепло- и влагообмена в различных географических зонах. Поэтому определение этой характеристики необходимо для расчета суммарного испарения, основного расходного элемента уравнений теплового и водного балансов любой территории. Различное сочетание теплового и водного балансов в пространстве и во времени приводит к разнообразию физико-географических условий и ландшафтов.

Испарение является определяющим параметром при разработке конкретных схем рационального использования водных и земельных ресурсов для оптимально-логистического развития экономики региона.

Следует отметить, что за испаряемость ряд исследователей принимали испарение с водной поверхности, другие – максимально возможное испарение с оптимально увлажненной поверхности суши. К настоящему времени имеются достаточно большое количество методов для расчета этой характеристики, которые неоднократно обсуждались в научной литературе [1, 6, 7, 8, 9, 11].

В работе приведен обзорный анализ ранних исследований испаряемости в Казахстане по методикам Н.Н. Иванова и В.С. Мезенцева [4, 5], и дано сравнение с результатами расчётов авторов по методу Л. Тюрка и М.И. Будыко, до настоящего времени не проводимых для территории РК.

Формула Н.Н. Иванова [7], широко распространена для расчета испаряемости в середине прошлого столетия, имеет вид:

$$E_0 = 0,0018(T + 25)^2 \cdot (100 - r), \text{ мм/с}, \quad (1)$$

где E_0 , T , r – среднемесячные значения испаряемости, температуры и относительной влажности воздуха соответственно.

Эта формула получена по водному балансу крупных водоемов. Однако, как следует из [2, 6, 9, 11], из-за различия радиационных и теплофизических условий и шероховатости поверхностей водной глади и суши испаряемость с воды не может представлять энергетические ресурсы процесса суммарного испарения с поверхности почвы и растительности. Это приводит к значительным погрешностям. В условиях достаточного увлажнения данный метод дает приближенные результаты E_0 , в условиях сухого пустынного климата – слишком высокие значения (табл. 1).

Согласно В.С. Мезенцеву [9] испаряемость представляет собой энергетические ресурсы испарения, которые равны сумме положительных, «направленных к поверхности почвы» основных элементов теплового ба-

ланса – R^+ , P^+ , B^+ (положительные значения радиационного баланса, теплового потока в почве и турбулентного теплообмена в атмосфере). Трудности их определения привели автора этого метода к расчету испаряемости через суммы среднесуточных температур воздуха выше 10°C , т.е. его формула была разработана для теплого периода:

$$E_0 = 0,2 \sum T_{>10^\circ\text{C}} + 306, \text{ мм/год.} \quad (2)$$

Анализ этого метода, приведенный в работе [6] показал, что неучет затраты тепла на нагревание почвы завышают годовые значения максимально возможного испарения (табл. 1).

Таблица 1

Годовые значения испаряемости для различных природных условий Казахстана, мм/год

Геоботанические зоны	Расчетный метод автора			
	Иванов	Мезенцев	Тюрк	Будыко-Зубенок
Лесостепная	873	880	395	739
Степная	893	1000	395	797
Полупустынная	844	1130	470	1092
Пустынная	1446	1320	592	1255
Предгорная	973	-	437	911

Примечание: данные по формулам (1) и (2) приняты из работ [8, 9].

Уравнение Л. Тюрка [11] получено на основе обобщений и анализа элементов водного баланса для речных бассейнов. Для годового периода эта формула имеет вид:

$$E_0 = 300 + 25T + 0,05T^3, \text{ мм/год,} \quad (3)$$

где T – среднегодовая температура воздуха.

Анализ, проведенный в работе [2] показал, что формула (3) не пригодна для определения E_0 в условиях континентального климата, где среднегодовая температура не характеризует температурный режим летнего периода, когда в основном происходит максимальное испарение, т.е. для условий Казахстана данный метод не подходит и дает априори заниженные результаты (табл. 1).

В настоящее время принято считать, что теоретически обоснованным методом является метод Будыко, который используя основные положения теплового баланса установил, что при расчете испаряемости для больших территорий можно пренебречь турбулентным теплообменом с атмосферой, т.е.

$$E_0 = \frac{R_0 - P}{L}, \quad (4)$$

где R_0 – радиационный баланс увлажненной территории, P – теплоток в почве; L – скрытая теплота испарения.

В целом же за год, когда величина P близка к нулю, затраты тепла на испарение E_0L приближаются к значению радиационного баланса R_0 , т.е. для годового интервала:

$$E_0 = \frac{R_0}{L}. \quad (5)$$

Будыко разработал комплексный метод определения испаряемости, который является наиболее физически обоснованным, т.к. в нем учитываются основные определяющие испаряемость факторы – R_0 , а также температура и влажность воздуха.

Для территории СССР Л.И. Зубенок [6] усовершенствовала комплексный метод до практического использования, что позволяет определять значения E_0 для каждого месяца в зависимости от среднемесячного дефицита влажности воздуха и характера климатических условий различных геоботанических зон – от тундры до пустынь и предгорных районов. Для вычисления ежемесячных значений условного дефицита влажности используются материалы сетевых метеостанций по температуре и упругости водяного пара. Таким образом,

$$E_0 = f(d_t), \text{ мм/мес}, \quad (6)$$

где $d(t) = (e_t - e_\phi)$ – условный дефицит влажности воздуха; e_t – максимальная упругость водяного пара, насыщенного при его температуре; e_ϕ – фактическая влажность воздуха.

При определении величин испаряемости по формулам (3) и (6) были использованы материалы 51 метеостанции за период наблюдений 1990...2010 гг., расположенных в различных географических зонах. Из них, для лесостепной зоны использованы 5 метеостанций, степной – 9, полупустынь – 10, пустынь – 15, для предгорий Юго-Восточного и Восточного Казахстана – 12. Результаты расчетов E_0 усреднялись по метеостанциям для каждой геоботанической зоны в отдельности (табл. 1).

Сопоставление годовых значений испаряемости из работ [8, 9] и расчетов по формулам (3) и (6) приведены в табл. 1.

Данные табл. 1 указывают, что расчетные величины испаряемости по первым трем методам, полностью соответствуют выше проведенному анализу формул (1, 2, 3). Вместе с тем, в работе [3] формулу Тюрка, разработанную для бассейнов экваториальной зоны, пытались «адаптировать» через подобранные поправочные коэффициенты к континентальным условиям Казахстана, что, на наш взгляд, не совсем корректно, и выводы из этой статьи остаются весьма сомнительными. Поэтому, за эталон нами был принят метод Будыко-Зубенок, который, как отмечается в [9], является физически и теоретически обоснованным и показывает наиболее реальные величины испаряемости и их изменения по географическим зонам.

Следует отметить, что E_0 рассчитывалась для двух предгорных районов: для Восточного Казахстана она составила 765 мм/год, для Южных и Юго-Восточных предгорий – 1050 мм/год. Кроме того, испаряемость за зимний период для различных географических условий составляет от 0,2 до 2,2 % от ее годовой суммы, т.е. этими значениями можно пренебречь.

По результатам произведенных расчетов по методу Будыко-Зубенок впервые была построена карта изолиний годовых значений испаряемости для геоботанических зон Казахстана с шагом изолиний в 50 мм (рис.). Надо сказать, что подобной карты в географическом атласе РК нет. Справедливости ради укажем, что в работе [5] приводится карта испаряемости на основе расчетов по методике Н.Н. Иванова, которая априори даёт существенные отклонения от реальных значений E_0 .

Месячные значения испаряемости по методу Будыко-Зубенок приведены в табл. 2, где видно, что величины E_0 плавно возрастают в весенний период, достигают максимума в июне – июле и, начиная с августа, плавно уменьшаются к концу года. По широтам годовые значения E_0 увеличиваются от лесостепной зоны и достигают наибольших величин в полупустынях – пустынях, в предгорных зонах они соответственно уменьшаются на 20...38 %.

Таблица 2
Расчетные значения испаряемости по методу Будыко-Зубенок, мм

Природная зона	Месяц												Год	3-11
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		
Лесостепная	0	1	10	68	121	149	139	120	84	40	6	1	739	737
Степная	1	2	9	75	124	156	148	132	94	47	7	2	797	793
Полупустын.	3	7	30	98	154	199	200	182	130	67	17	6	1092	1077
Пустынная	6	12	52	114	163	215	223	201	145	83	31	9	1255	1228
Предгорья	5	9	25	84	128	159	164	148	106	56	18	6	907	887

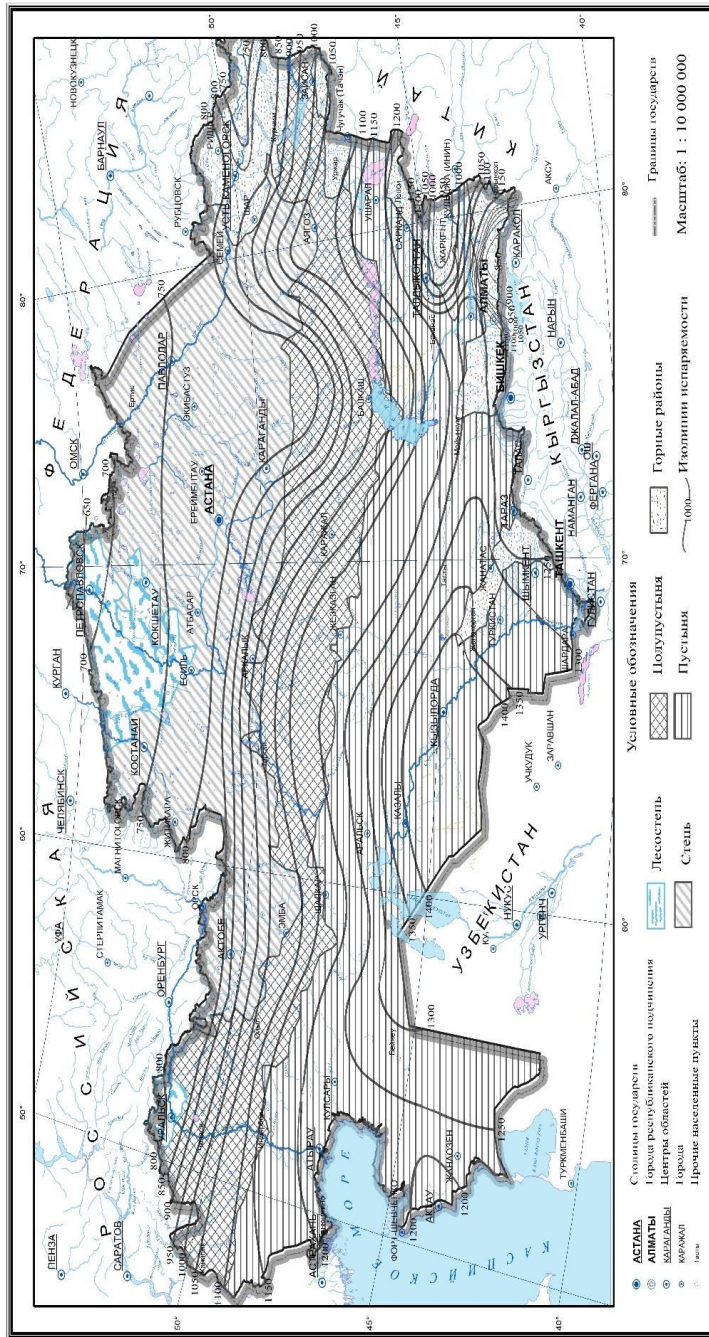


Рис. Карта годовых значений испаряемости E_0 (мм) по методу Будыко-Зубенок для геоботанических зон Казахстана.

Кроме того, на основе табл. 2 были получены переходные коэффициенты для расчета месячных величин испаряемости в %-х от годовой суммы E_0 по соотношению

$$K = \frac{E_{0, \text{мес}}}{E_{0, \text{год}}} \cdot 100 \% . \quad (7)$$

Полученные коэффициенты оказались весьма устойчивой характеристикой и закономерно изменяются как внутри года, так и по ландшафтным условиям. Значения этих коэффициентов приведены в табл. 3.

Таблица 3

Распределение для территории Казахстана месячной испаряемости в %-х от годовой суммы

Природная зона	Месяц											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Лесостепная	0,0	0,2	1,4	9,2	16,4	20,2	18,9	16,2	11,3	5,4	0,8	0,1
Степная	0,1	0,2	1,1	9,4	15,6	19,5	18,6	16,5	11,9	6,0	0,9	0,5
Полупустынная	0,3	0,6	2,7	9,0	14,1	18,2	18,3	16,7	11,9	6,1	1,5	0,5
Пустынная	0,5	1,0	4,1	9,1	13,0	17,2	17,7	16,0	11,5	6,6	2,4	0,7
Предгорная	0,6	1,0	2,8	9,3	14,1	17,5	18,0	16,3	11,7	6,2	2,0	0,7

На взгляд авторов, внутригодовой ход процессов испарения должен соответствовать аналогичным изменениям теплоэнергетических и климатических факторов, т.е. изменчивость суммарного испарения внутри года следует аналогичному ходу испаряемости. Основываясь на логическом анализе этих процессов полагаем, что полученные значения переходных коэффициентов из табл. 3 вполне позволяют использовать их для расчета суммарного испарения за месячные интервалы времени в %-х от годовой суммы. Они вполне сопоставимы с аналогичными коэффициентами для некоторых географических зон бывшего СССР, приведенных в [9]. Однако данные табл. 3 были получены по материалам двух последних десятилетий и целенаправленно только для географических зон Казахстана.

Таким образом, изменения климатических условий в последние десятилетия предопределили изучение изменчивости одного из главных элементов теплового и водного балансов – испарения для территории Казахстана. По результатам проведенных исследований авторы пришли к следующим выводам и положениям.

1. Расчеты годовых величин испаряемости из работ [4, 5] и материалы наблюдений метеостанций для различных ландшафтных зон РК показали, что значения E_0 по методикам Н.Н. Иванова, В.С. Мезенцева и

- Л. Тюрка дают существенные отклонения от результатов по комплексному методу М.И. Будыко.
2. Метод Будыко-Зубенок является наиболее теоретически обоснованным, так как учитывает соотношения радиационного баланса увлажненной территории с температурой и влажностью воздуха, которые оказывают определяющее влияние на физико-географические процессы и состояние природной среды. С учетом изложенного, данный метод вычисления испаряемости является эталонным.
 3. Исследования показали, имеет место внутригодовая изменчивость E_0 по геоботаническим зонам (табл. 2).
 4. Впервые для территории Казахстана по методу Будыко-Зубенок построена карта изолиний годовой испаряемости, которая имеет как научное, так и практическое значение. Она охватывает изменения E_0 по всем ландшафтным условиям РК.
 5. Полученные переходные коэффициенты, выражающие %-е распределение месячной испаряемости от годовой ее суммы для геоботанических зон, аналогичны внутригодовым параметрам из работы [9]. Это позволяет использовать их при последующих расчетах месячных величин суммарного испарения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Будыко М.И. Климат и жизнь. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 470 с.
2. Будыко М.И. Тепловой баланс земной поверхности. – Л.: Гидрометеиздат, 1956. – 255 с.
3. Вилесов Е.Н., Колча Т.В. О возможности использования формулы Тюрка для расчета испаряемости в условиях Казахстана. // Вестник КазГУ, серия геогр. – 2000. – №1 (10). – С. 10-14.
4. Вилесов Е.Н., Сергеева Ю.Ю. Оценка величины испаряемости и некоторых гидроклиматических параметров в условиях природных зон равнинного Казахстана // Проблемы гидрометеорологии и экологии: Матер. Междунар. научно-практ. конф. – Алматы: 2001. – С. 145-150.
5. Вилесов Е.Н., Таранец Л.К., Таранец С.А. О величине испаряемости на территории Республики Казахстан. // Вестник КазНУ, серия геогр. – 1995. – Вып. 2. – С. 188-200.
6. Зубенок Л.И. Испарение на континентах. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 264 с.
7. Иванов Н.Н. Мировая карта испаряемости. – Л.: Гидрометеиздат, 1957. – 38 с.

8. Константинов А.Р. Испарение в природе. – Л.: Гидрометеоздат, 1968. – 532 с.
9. Мезенцев В.С., Карнацевич Н.В. Увлажненность Западно-Сибирской равнины. – Л.: Гидрометеоздат, 1969. – 168 с.
10. Рекомендации по расчету испарения с поверхности суши. – Л.: Гидрометеоздат, 1976. – 96 с.
11. Тюрк Л. Баланс почвенной влаги (перев. с франц.). – Л.: Гидрометеоздат, 1958. – 228 с.

Поступила 10.07.20104

Геогр. ғылымд. докторы М.Х. Сарсенбаев
Ж.М. Калдарбекова

БУЛАНУШЫЛЫҚ, ОНЫҢ АНЫҚТАЛУЫ ЖӘНЕ ҚАЗАҚСТАННЫҢ ЛАНДШАФТТЫҚ ЗОНАЛАРЫ БОЙЫНША ТАРАЛУЫ

Алғаш рет Қазақстан үшін физико-географиялық процесстер мен қоршаған ортаға белгілі бір әсерін тигізетін, ылғалды территориядағы радиациялық баланс пен ауа температурасы мен ылғалдылығының арасындағы қатынасты ескеретін, Будыко-Зубенок әдісі бойынша буланушылықты анықтау есептелді. Ландшафттық зона бойынша жыл ішіндегі буланушылықтың өзгерісі анықталып, жылдық буланушылықтың изолиния картасы тұрғызылды. ҚР әртүрлі геоботаникалық зоналары үшін, айлық булану сомасын анықтауға мүмкіндік беретін, буланушылықтың жылдық сомасының пайыздық таралу коэффициенті анықталды.

УДК 556.047; 556.048

Канд. геогр. наук

В.В. Голубцов *

М.М. Азнабакиева *

ИЗМЕНЕНИЕ СРЕДНЕГОДОВОГО СТОКА В БАССЕЙНЕ РЕКИ ИРТЫШ (ЕРТИС) В ПРЕДЕЛАХ ТЕРРИТОРИИ КИТАЯ*ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА, УВЕЛИЧЕНИЕ РЕЧНОГО СТОКА, ВОДОПОТРЕБЛЕНИЕ*

Показано, что в бассейне р. Ертис (Кара Ертис) за последние 15...20 лет произошло существенное изменение климата – увеличение температуры воздуха и атмосферных осадков. Это привело к увеличению речного стока на 16,0...17,0 %. Сокращение речного стока за счет водопотребления в пределах территории КНР за последние 18 лет составило 17,0...17,3 %.

Современное изменение климата в верхней и средней частях бассейна р. Ертис (Кара Ертис) начало проявляться в последних десятилетиях 20 века. В процессе этих изменений в бассейне р. Ертис на территории КНР обозначилась тенденция повышения температуры воздуха и атмосферных осадков, которая продолжается до настоящего времени. На рис. 1 представлены совмещенные разностно-интегральные кривые изменения годовых значений температуры воздуха и атмосферных осадков китайской метеостанции Aletai за 1954...2010 гг., которая находится недалеко от крупного города Алтай, на высоте 735 м над у.м. Окружающая местность представляет собой плоскогорье с высотами 700...1000 м. В 7 км от метеостанции протекает р. Кран (правый приток р. Ертис).

На рис. 1 видно, что начиная с 1990...199 г., наблюдается тенденция увеличения температуры воздуха и атмосферных осадков по сравнению с предыдущим периодом. За период 1954...1995 гг. среднегодовая температура воздуха по данным этой метеостанции составила 4,2 °С, а за период 1996...2010 гг. температура повысилась на 0,7 °С и составила 4,9 °С. Годовая сумма атмосферных осадков за 1954...1995 гг. составила 190 мм, а за период 1996...2010 гг. годовая сумма осадков повысилась на 35,0 мм и составила 225 мм. Эти изменения оказывают существенное

* Казгидромет, г. Алматы

влияние на сток р. Ертис у ст. Наньвань (Irtysch – Nanwan, $F_{\text{вдсбр}} = 53800 \text{ км}^2$), расположенной на территории Китая и р. Ертис у с. Боран ($F_{\text{вдсбр}} = 55900 \text{ км}^2$), расположенного на территории Казахстана. Оба этих поста расположены вблизи границы. Наблюдения на посту у ст. Наньвань начались с 1987 г., а на посту у с. Боран с 1938 г. [2]. В связи с этим возникла необходимость восстановления среднегодового стока р. Ертис - у ст. Наньвань с 1938 по 1986 г. Для этого была использована зависимость среднегодового стока р. Ертис у ст. Наньвань от стока р. Ертис у с. Боран за 1987...1995 гг.

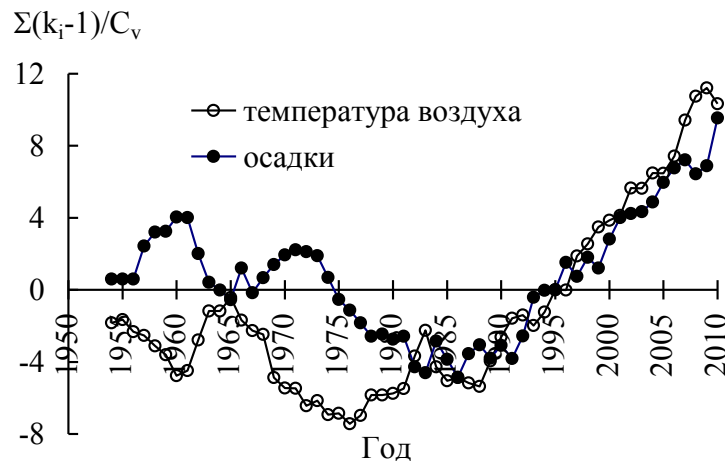


Рис. 1. Совмещенные разностно-интегральные кривые изменения годовых значений температуры воздуха и атмосферных осадков китайской метеостанции Aletai за 1954...2010 гг.

Уравнение зависимости имеет следующий вид:

$$Q_H = 1,01 \cdot Q_B - 11,5, \quad (1)$$

где Q_H – среднегодовой сток р. Ертис у ст. Наньвань, $\text{м}^3/\text{с}$; Q_B – среднегодовой сток р. Ертис у с. Боран, $\text{м}^3/\text{с}$.

Коэффициент корреляции этой связи $R = 0,99$

Анализ данных в бассейне р. Ертис показал, что, начиная с 1991...1995 гг., сток был значительно подвержен хозяйственной деятельности человека. В связи с этим возникла необходимость восстановления естественного стока р. Ертис у ст. Наньвань и у с. Боран за период 1993...2010 гг. Предварительные попытки для решения этой задачи были предприняты в 2012 г. [1]. В качестве аналога для восстановления естест-

венного стока в этих гидрометрических створах за период с 1993 по 2010 гг. были использованы данные о стоке р. Буршин у ст. Чункулей (Buerjin – Qunkule, $F_{\text{вдсбр}} = 8422 \text{ км}^2$), которая является притоком р. Ертис. Несмотря на существование в бассейне этого притока небольшого водохранилища, которое используется в основном для энергетических целей, сток этой реки можно считать естественным.

На рис. 2 приведена интегральная кривая р. Буршин у ст. Чункулей за 1957...2010 гг.

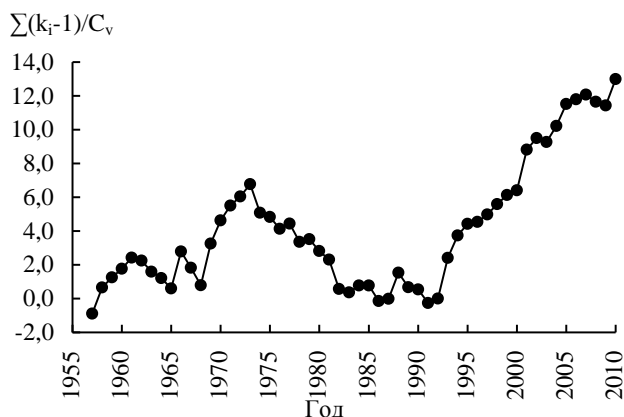


Рис. 2. Интегральная кривая р. Буршин у ст. Чункулей за 1957...2010 гг.

На этом рисунке видно, что, начиная с 1992...1993 гг., сток р. Буршин в условиях современного климата увеличивается за счет повышенного количества атмосферных осадков. Среднегодовой сток этой реки за период 1993...2010 гг., равен $151 \text{ м}^3/\text{с}$, он превышает сток за период 1957...1992 гг., равный $131 \text{ м}^3/\text{с}$, на 15,5 %.

Для восстановления естественного стока р. Ертис в створах ст. Наньвань и с. Боран были использованы зависимости годового стока этих рек от стока р. Буршин у с. Чункулей за 1961...1990 гг.

Зависимость для восстановления естественного стока р. Ертис – ст. Наньвань с 1993 по 2010 гг. представлена на рис. 3.

Уравнение зависимости имеет следующий вид:

$$Q_H = 3,04 \cdot Q_C - 124, \quad (2)$$

где Q_H – среднегодовой расход воды р. Ертис – ст. Наньвань, $\text{м}^3/\text{с}$; Q_C – среднегодовой расход воды р. Буршин – ст. Чункулей, $\text{м}^3/\text{с}$

Аналогичная зависимость среднегодового стока р. Ертис у с. Боран от среднегодового стока р. Буршин у ст. Чункулей за те же годы приведена на рис. 4.

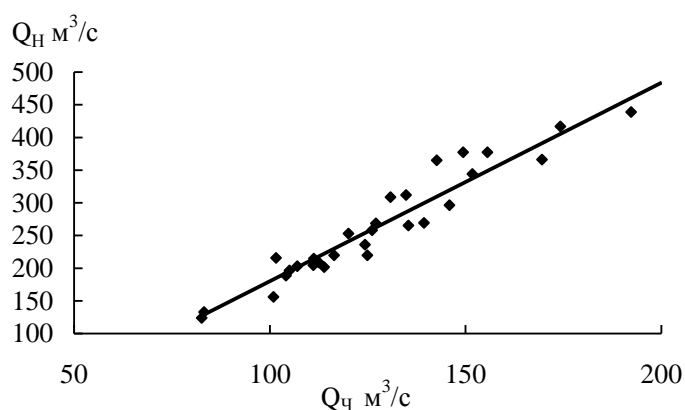


Рис. 3. Зависимость среднегодового стока р. Ертис – ст. Наньвань от стока р. Буршын – ст. Чункулей за 196...1990 гг.

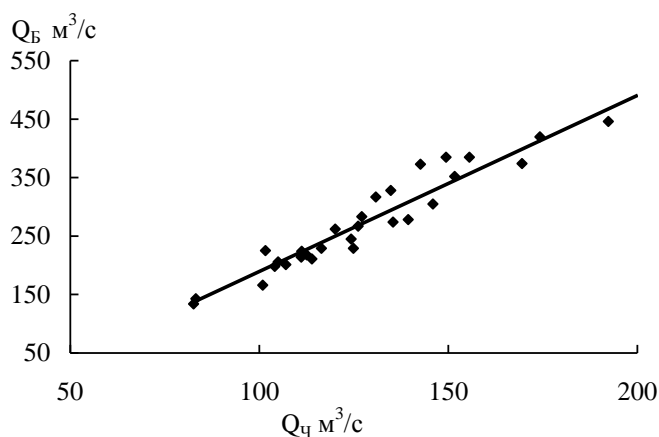


Рис. 4. Зависимость среднегодового стока р. Ертис – с. Боран от среднегодового стока р. Буршин – ст. Чункулей за 1961...1990 гг.

Уравнение зависимости имеет следующий вид:

$$Q_B = 3,01 \cdot Q_Ч - 112, \quad (3)$$

где Q_B – среднегодовой расход воды р. Ертис – с. Боран, m^3/c ; $Q_Ч$ – среднегодовой расход воды р. Буршин – ст. Чункулей, m^3/c

На рис. 5 и 6 приведены совмещенные разностно-интегральные кривые восстановленного естественного и бытового стока р. Ертис в гидрометрических створах ст. Наньвань и с. Боран, соответственно.

Данные о стоке реки, приведенные на рис. 5 и 6, показывают, что начиная с 1993 г., наблюдается существенное увеличение стока под влиянием отмеченных выше изменений климата.

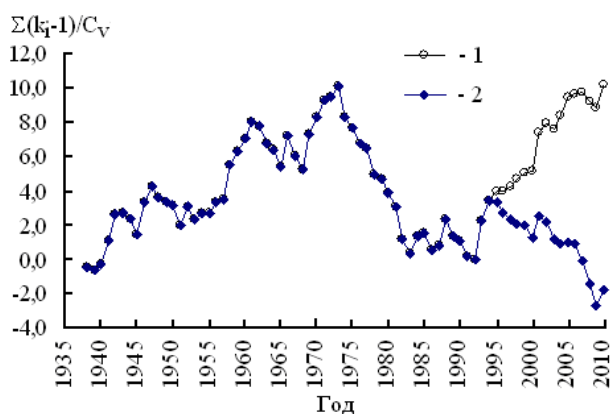


Рис. 5. Совмещенные разностно-интегральные кривые стока р. Ертис – ст. Наньвань за 1938...2010 гг. 1 – восстановленный естественный сток, 2 – бытовой сток.

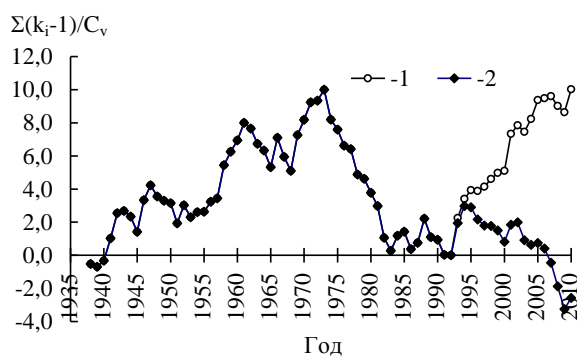


Рис. 6. Совмещенные разностно-интегральные кривые стока р. Ертис – с. Боран за 1938...2010 гг. 1 – восстановленный естественный сток, 2 – бытовой сток.

В табл. приведены данные среднегодового стока р. Кара Ертис за различные периоды

Таблица
Среднегодовой сток р. Кара Ертис за различные периоды, м³/с

Створ	Средний годовой сток за 1938...1992 гг.		Средний годовой сток за 1993...2010 гг.	
	восстановленный естественный	бытовой	восстановленный естественный	бытовой
ст. Наньвань	287	287	336	279
с. Боран	296	296	343	284

Из данных, приведенных в табл. видно, что в гидрометрическом створе Наньвань среднегодовой сток за период 1993...2010 гг. превышает сток за период 1938...1992 гг. на 48,4 м³/с или на 16,9 %. А в гидрометрическом створе с. Боран – на 47,1 м³/с или на 15,9 %. Полученные результаты показывают, что за последние 18 лет сток р. Ертис на границе Казахстана и Китая увеличился на 16,0...17,0 % по сравнению со среднегодовым стоком за период 1938...1992 гг. (55 лет), который может быть принят в качестве его нормы в условиях климатической системы 20 века.

Сопоставление естественного и бытового стока в створе Наньвань за тот же период, показывает, что сток реки уменьшился на 57,0 м³/с или на 17,0 % за счет водопотребления, а в створе с. Боран на 59,2 м³/с или на 17,3 % по той же причине.

Результаты могут быть несколько уточнены после получения материалов по количественной оценке ежегодного водопотребления в бассейне р. Буршин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Голубцов В. В., Азнабакиева М.М. О сокращении стока р. Кара Ертис – с. Боран в связи с водопотреблением // Гидрометеорология и экология. – 2012. – № 2. – С. 88-93.
2. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 15 Алтай и Западная Сибирь. / – Вып. 1. Горный Алтай и Верхний Иртыш. – Л.: Гидрометеоздат, 1969. – 317 с.

Поступила 4.06.2014

Геогр. ғылымд. канд. В.В. Голубцов
 М.М. Азнабакиева

ҚХР ТЕРРИТОРИЯСЫНЫҢ ШЕГІНДЕГІ ЕРТІС ӨЗЕНІҢ БАССЕЙІН АҒЫСЫНЫҢ ОРТАША ЖЫЛДЫҚ ӨЗГЕРУІ

Соңғы 15...20 жылда Ертис өзенінің бассейнінде климаттың елеулі өзгеріуі болған, яғни ауа температурасының және жауын шашынның өсуі көрсетілген. Осы өзгерулер өзеннің ағысының 16,0...17,0 % өсуіне алып келді. Өзеннің ағысының азаюы ҚХР территориясында суды қолдану есебінен соңғы 18 жыл ішінде 17,0...17,3 % құрап отыр.

УДК 556.166/167

Канд. геогр. наук Л.Ю. Чигринец^{*}
М.К. Байсакова^{**}

ИССЛЕДОВАНИЕ И РАСЧЁТ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКА ВОДЫ РЕК КАЗАХСТАНСКОГО АЛТАЯ

ПОЛОВОДЬЕ, ПАВОДОК, РЕДУКЦИЯ, ПЛОЩАДЬ ВОДОСБОРА, СРЕНЕВЗВЕШЕННАЯ ВЫСОТА ВОДОСБОРА, ЭМПИРИЧЕСКАЯ ФОРМУЛА, МНОГОЛЕТНИЕ КОЛЕБАНИЯ, РАЗНОСТНАЯ ИНТЕГРАЛЬНАЯ КРИВАЯ, КРИВАЯ ОБЕСПЕЧЕННОСТИ, КОЭФФИЦИЕНТ ВАРИАЦИИ, КОЭФФИЦИЕНТ АСИММЕТРИИ, АМПЛИТУДА ВЫСОТ, СНЕГОЗАПАСЫ, ПЛОЩАДЬ ОДНОВРЕМЕННОГО СНЕГОТАЯНИЯ

Проведены исследования и расчёт максимального стока воды рек Казахстанского Алтая, при наличии, недостаточности и отсутствии данных наблюдений. Исследована возможность применения формулы В.М. Болдырева [1, 2] для расчета максимальных расходов воды весенне-летнего половодья неизученных рек Казахстанского Алтая. С применением ГИС-технологий в программе ArcGIS-10 составлены: схема изученности, тематическая карта максимального стока воды рек и трёхмерная орографическая модель исследуемого региона.

Расчёт максимального стока воды представляет одну из важнейших, и вместе с тем сложных, проблем инженерной гидрологии. Несмотря на большую значимость максимального стока воды, фактических данных наблюдений за этой характеристикой недостаточно. Поэтому большое значение приобретает выявление факторов, влияющих на формирование максимального стока воды, а также разработка и совершенствование методов расчёта его основных характеристик для неизученных рек.

В работе проведены исследования и расчёт максимального стока воды рек Казахстанского Алтая – репрезентативного горного района Республики, богатого водно-энергетическими ресурсами, который относится к Восточно-Казахстанской области. Реки рассматриваемого района принадлежат к

^{*} КазНУ им. аль-Фараби, г. Алматы,

^{**} Институт Географии, г. Алматы

бассейну Верхнего Ертиса (Иртыша) – одной из главных водных артерий Казахстана. Они многоводны, соседствуют с крупными промышленными районами и всё больше вовлекаются в сферу хозяйственной деятельности. Для интенсивного освоения водных ресурсов рассматриваемого региона, их рационального и комплексного использования, для проектирования гидротехнических сооружений, и разработки водохозяйственных мероприятий, необходима надёжная, проверенная методика расчёта характеристик максимального стока воды. Вместе с тем, научные обобщения о максимальном стоке рек данного района немногочисленны [1, 2, 4].

Авторы попытались уточнить характеристики максимального стока воды рек исследуемого региона, с использованием имеющихся материалов фактических наблюдений, а также проверить применимость формулы В.М. Болдырева [1, 2] для расчёта максимальных расходов воды неизученных рек в условиях Казахстанского Алтая.

Выявлены основные факторы и закономерности формирования максимального стока рек Казахстанского Алтая. Вертикальная зональность на рассматриваемой территории является доминирующим фактором и в значительной степени определяет протекание гидрологических процессов, закономерно изменяет природные условия. Для характеристики рельефа с применением ГИС-технологий в программе ArcGIS-10 составлена трёхмерная орографическая модель исследуемого региона, которая приведена на рис. 1.

Реки Казахстанского Алтая характеризуются весенне-летним половодьем. Здесь роль талых вод является главной, и их средняя доля в формировании максимального стока колеблется на различных реках от 55 % до 100 %. Дождевая составляющая на большинстве рек не превышает 20...25 %. Таким образом, одним из важнейших факторов формирования максимальных расходов рек исследуемого региона являются запасы воды в снеге в бассейнах перед началом снеготаяния. Поэтому модули максимального стока воды выше в тех бассейнах, где величина снеготаяния больше [1]. Формирование максимальных расходов воды на реках Горного Алтая зависит от средней высоты водосбора, которая является интегральным показателем гидрологических условий бассейнов. По мере увеличения средневзвешенной высоты водосбора начало половодья смещается на более поздние сроки (с апреля на май). С возрастанием высоты наблюдается увеличение доли стока воды за половодье по отношению к годовому стоку. На реках высокогорных районов формирование стока воды осуществляется преимущественно за счёт талых вод ледников и снежников.

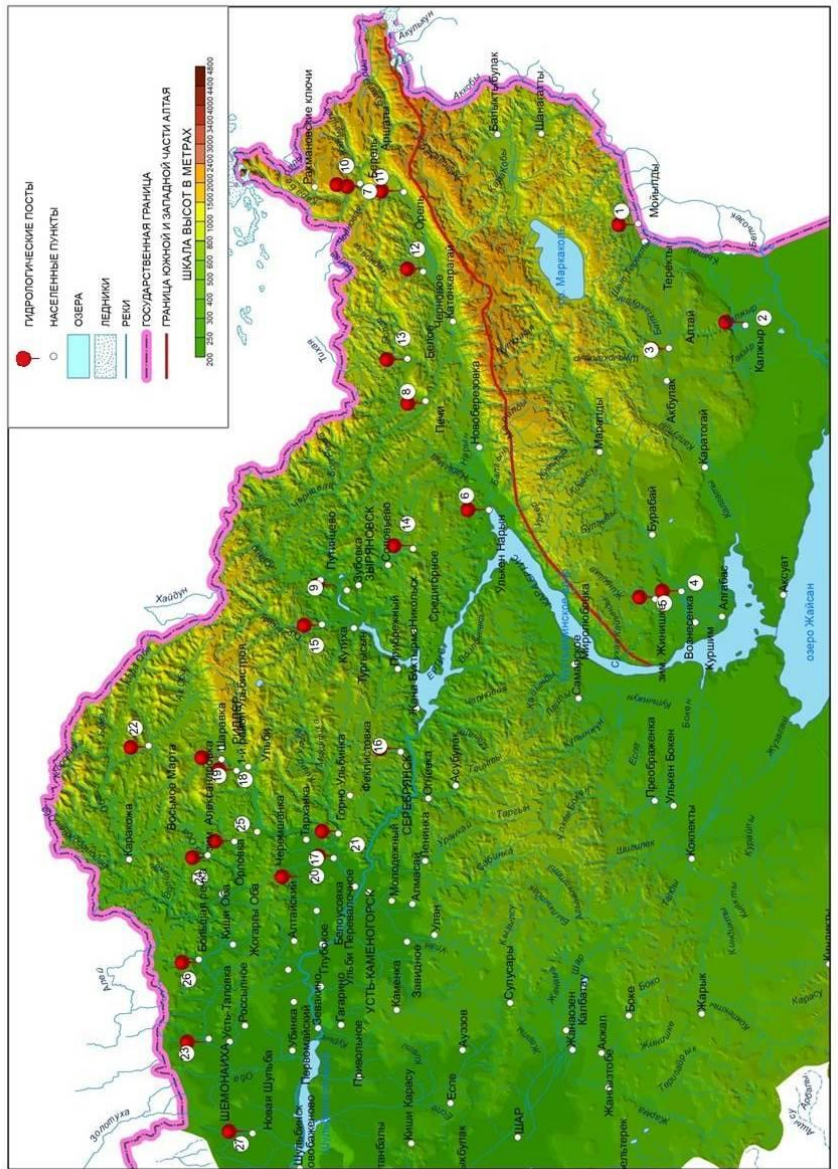


Рис. 1. Трёхмерная орографическая модель исследуемого региона.

Своеобразие формирования максимального стока воды на реках Горного Алтая, в отличие от равнинных, заключается в значительных амплитудах высот. Распределение площади по высоте на водосборе оказывает главное влияние на формирование максимального стока воды горных рек Казахстанского Алтая. Поступление талой воды на водосборах горных рек происходит только на площади одновременного снеготаяния, которая ограничивается фронтом и тылом снеготаяния. Постепенно эта площадь поднимается по водосбору. Площадь одновременного снеготаяния будет тем больше, чем интенсивней приток тепла в бассейн и чем больше снеготаяния. С другой стороны, эта площадь в значительной степени определяется характером гипсографической кривой бассейна, в частности, амплитудой высот в бассейне. Чем меньше амплитуда высот, тем больше площадь одновременного снеготаяния, а, следовательно, и модуль максимального стока воды [1].

Авторы оценили максимальный сток воды по состоянию на 2014 г., провели анализ полноты и качества наблюдений. Выявлено, что на реках рассматриваемого района в общей сложности насчитывается 27 пунктов наблюдений за максимальным стоком воды, которые относятся к сети гидрологических наблюдений РГП «Казгидромет». С применением ГИС-технологий в программе ArcGIS-10 создана карта постов наблюдений за максимальным стоком воды рек Казахстанского Алтая (рис. 2). Главным недостатком исходного материала является небольшое количество пунктов наблюдений на малых и средних реках и их неравномерное размещение по высотным зонам. Ряды максимальных расходов воды для большинства пунктов имеют пропуски в наблюдениях. Данные наблюдений, которые собраны авторами за весь имеющийся период по 2011 г. включительно, послужили исходным материалом для характеристик максимального стока. За исходные данные должны приниматься мгновенные секундные максимальные расходы воды, однако такие сведения нечасто встречаются, поэтому для расчётов используются срочные максимумы.

Продолжительность периодов наблюдений за максимальным стоком воды колеблется от 4 до 78 лет. Наибольшая продолжительность наблюдений имеется по гидропостам р. Кальджыр – а. Кальджыр (с. Черняевка) (72 года), р. Куршим – с. Вознесенка (77 лет), р. Ульби (Ульба) – с. Ульби-Перевалочная (78 лет).

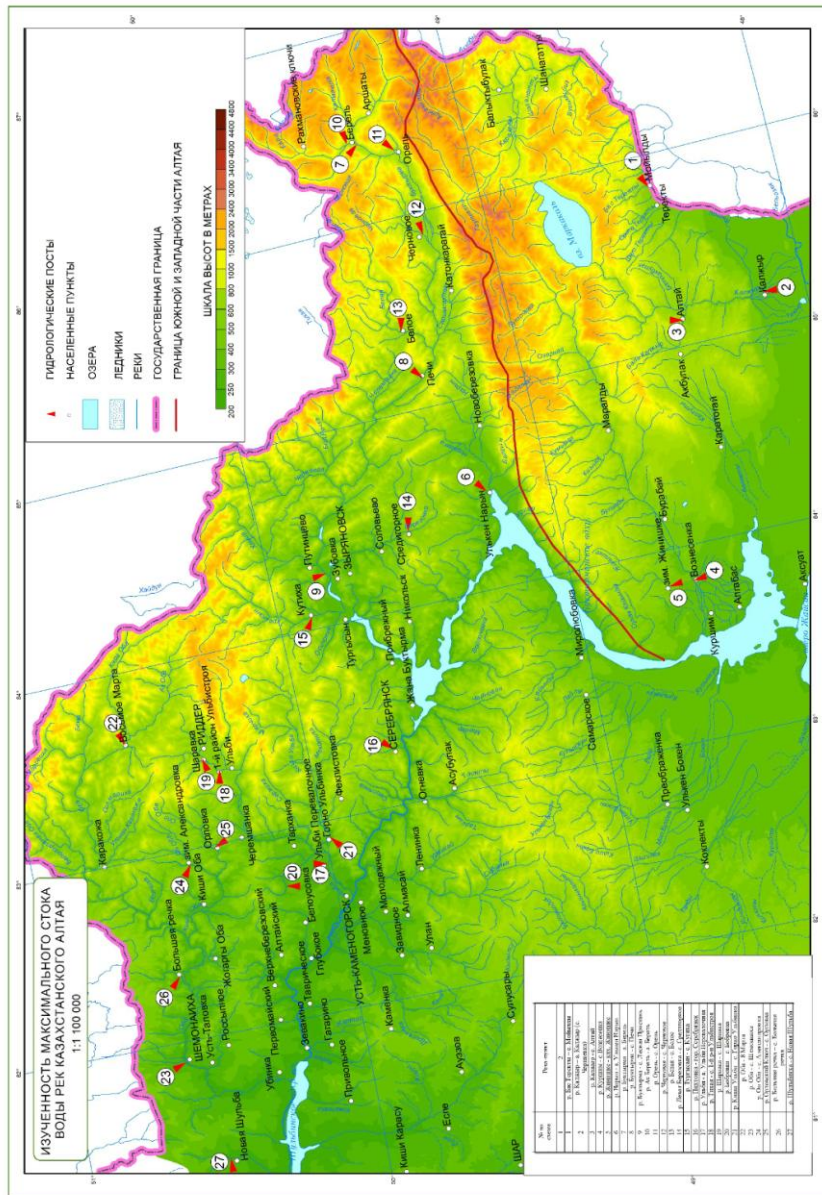
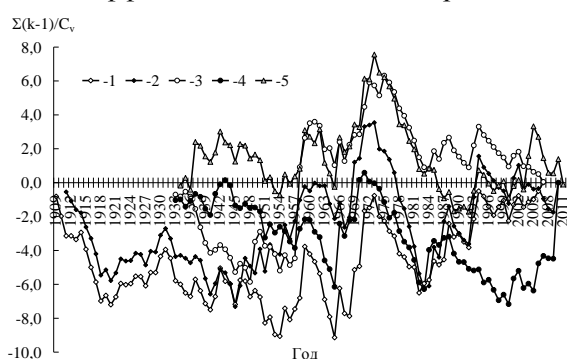


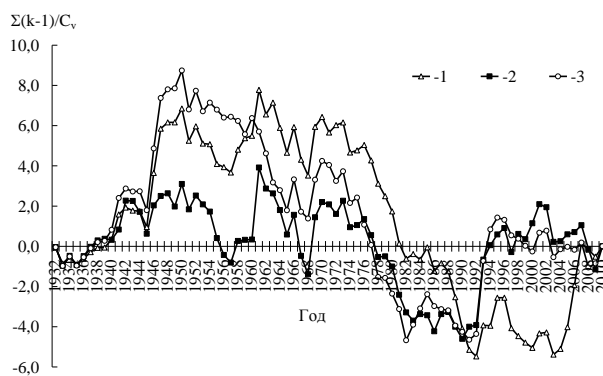
Рис. 2. Карта постов наблюдений за максимальным стоком воды рек Казахстанского Алтая.

Были восстановлены пропуски в рядах наблюдений различными методами (по связям максимальных и среднегодовых расходов воды, по связям максимальных расходов воды рек-аналогов и др.), в некоторых случаях максимальные расходы воды определены экстраполяцией кривых $Q = f(H)$ до максимальных уровней воды. Ряды проверены на однородность по суммарным интегральным кривым и статистическим критериям Фишера, Стьюдента и Вилькоксона. Пункты наблюдений за стоком воды Казахстанской части Алтая находятся в зоне формирования стока, выше водохранилищ, они не подвержены значительному влиянию хозяйственной деятельности, поэтому рассматриваемые ряды в основном однородны.

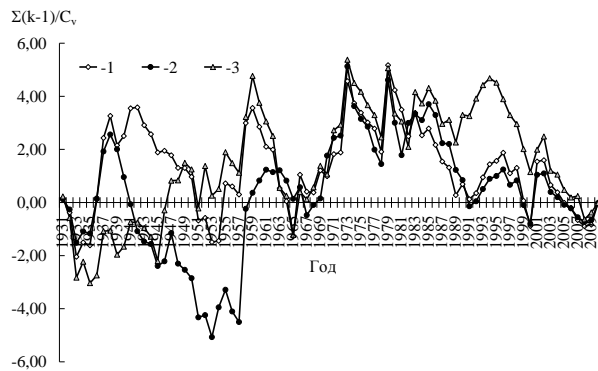
Анализ многолетних колебаний максимального стока воды и выбор репрезентативных периодов для расчета нормы максимального стока воды по различным створам проводился с использованием разностных интегральных кривых модульных коэффициентов максимальных расходов воды (рис. 3).



1 – р. Кальджыр – а. Калжыр (с. Черняевка);
 2 – р. Куршим – с. Вознесенка; 3 – р. Жинишке – клх. Жинишке;
 4 – р. Нарын – а. Улькен Нарын; 5 – р. Бас Теректы – с. Мойылды
 а

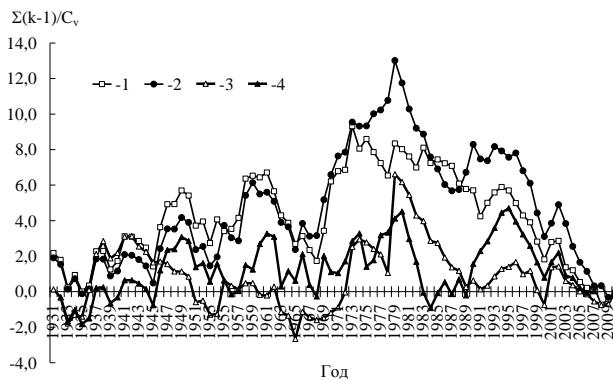


1 – р. Буктырма – а. Берель; 2 – р. Буктырма – с. Печи;
 3 – р. Черновая – с. Черновое
 б



1 – р. Ульби – а. Ульби Перевалочная; 2 – р. Шаравка – с. Шаравка;
3 – р. Киши Ульби – с. Горно Ульбинка

б



1 – р. Оба – 8 марта; 2 – р. Оба – с. Шемонаиха; 3 – р. Он Оба –
с. Александровка; 4 – р. Большая речка – с. Большая речка

в

Рис. 3. Совмещенные разностные интегральные кривые модульных коэффициентов максимальных расходов воды по гидропостам на реках Казахстанского Алтая. а – южная часть, б – западная часть (бассейн р. Буктырмы (Бухтармы)), в – западная часть (бассейн р. Ульби (Ульбы)), г – западная часть (бассейн р. Обы (Убы)).

Учитывая, что связи максимальных расходов воды даже на соседних горных реках зачастую отсутствуют, приведение рядов наблюдений за максимальным стоком к единому расчётному периоду не производилось. Выявлено, что колебания максимальных расходов воды в различных створах не всегда синхронны. Асинхронность в отдельные периоды обусловлена неравномерным выпадением осадков по территории и различием в питании рек [8].

Определены статистические характеристики максимальных расходов воды для изученных рек района, составлена тематическая карта максимального стока воды рек Казахстанского Алтая (рис. 4). Норма максимальных расходов воды рек колеблется от 5,3 м³/с (р. Орловский Ключ – с. Орловка) до 1790 м³/с

(р. Оба – с. Шемонаиха). Коэффициент вариации C_v максимального стока воды находится в диапазоне от 0,13 до 0,47, а коэффициент асимметрии C_s – от 0,02 до 1,4. Построены кривые обеспеченности максимальных расходов воды, по которым определены максимальные расходы воды различной обеспеченности, приведённые в табл. 1. Полученные результаты сопоставлены с данными, опубликованными ранее в «Ресурсах поверхностных вод» [5]. Расхождения составили от 0 до 40 % и более, что объясняется значительным удлинением рядов наблюдений и применением усеченных кривых обеспеченности максимальных расходов воды [3].

Расчёт характеристик максимального стока воды с применением вероятностно-статистических методов может быть использован только для изученных рек, продолжительность наблюдений которых превышает хотя бы 10 лет [6, 7]. Максимальные расходы воды на неизученных и малоизученных реках рассчитываются по региональным эмпирическим и полуэмпирическим формулам [2].

Проведен анализ существующих методов расчета максимальных расходов воды при отсутствии фактических данных наблюдений, и предложены уточнения к ним для рек рассматриваемого района. Множество формул обусловлено научным интересом и практической важностью вопроса, а также сложностью формирования максимального стока воды и недостаточностью материалов наблюдений. Наиболее известны формулы Д.Л. Соколовского, Г.А. Алексеева, А.В. Огиевского, В.Н. Мокляка, М.Ф. Срибного, К.П. Воскресенского, А.Н. Бефани, Н.Н. Чегодаева и др. Редукционные формулы и формулы предельной интенсивности являются однофазовыми, т.е. они освещают только максимальный расход. Объёмные формулы ставят своей задачей учитывать весь ход половодья и его объём.

Одной из главных целей работы являлась апробация формулы В.М. Болдырева [1, 2]. Она разработана на основе формулы В.Л. Шульца, предложенной им для условий Средней Азии:

$$q_{\max} = \frac{A_1 M_0^{0,75}}{F^{0,15}}, \quad (1)$$

где q_{\max} – модуль максимального стока, $\text{дм}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$, M_0 – норма годового стока, $\text{дм}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$; A_1 – коэффициент, определяемый рельефом водосбора, состоянием его поверхности, характером почв, озёрностью и прочими факторами, влияющими на величину потерь талых вод и на время добегания, F – площадь водосбора, км^2 .

Таблица 1
 Максимальные расходы воды различной обеспеченности, рассчитанные для рек Казахстанского Алтая по фактическим данным

Источник	Расчётный период (с учетом восстановленного)	Число лет	q_0	C_v	C_s	Максимальные расходы воды различной обеспеченности					
						0,1 %	1 %	2 %	5 %	10 %	25 %
2. р. Калдыжыр – а. Калжыр (с. Черняевка)											
рассчитанные	1909...2007	99	119	0,44	1,14	390	300	275	232	200	174
«Ресурсы ...»	1911...1916, 1937...1966	36	119	0,51	1,6	-	327	288	238	200	146
отклонения в %	-	-	0	-13,7	-28,8	-	-8,26	-4,51	-2,52	0	19,2
4. р. Куршим – с. Вознесенка											
рассчитанные	1911...2011	101	467	0,39	0,10	1440	1100	1000	820	721	583
«Ресурсы ...»	1911...1916, 1935, 1938...1945, 1948...1966	34	463	0,34	0,1	-	842	796	727	667	565
отклонения в %	-	-	0,86	14,7	0,00	-	30,6	25,6	12,8	8,10	3,19
5. р. Жинишке – клх. Жинишке											
рассчитанные	1933...2007	75	9,77	0,41	1,20	80	41,0	32,1	18,0	15,1	11,9
«Ресурсы ...»	1935, 1937...1940, 1947...1949, 1952, 1954, 1955, 1958...1960, 1963...1966	18	12	0,92	2,3	-	53,2	44,8	34,2	25,9	15,5
отклонения в %	-	-	-18,6	-55,4	-47,8	-	-22,9	-28,3	-47,4	-41,7	-23,2
6. р. Нарын – а. Улькен Нарын											
рассчитанные	1933...2011	79	44,5	0,47	1,35	149	112	101	84,9	72,5	55,1
«Ресурсы ...»	1955...1966	12	45,0	0,51	1,8	-	137	121	97,6	80	56,2
отклонения в %	-	-	-1,11	-7,84	-25,0	-	-18,2	-16,5	-13,0	-9,38	-1,96

Источник	Расчётный период (с учетом восстановленного)	Число лет	q_0	C_v	C_s	Максимальные расходы воды различной обеспеченности					
						0,1 %	1 %	2 %	5 %	10 %	25 %
7. р. Буктырма (Бухтарма) – а. Берель											
рассчитанные	1932...2011	80	272	0,30	0,90	630	514	483	424	382	320
«Ресурсы ...»	1958...1966	9	249	0,31	1,5	-	505	460	400	350	286
отклонения в %	-	-	9,24	-3,23	-40,0	-	1,78	5,00	6,00	9,14	11,9
8. р. Буктырма – с. Печи											
рассчитанные	1932...2011	80	663	0,25	0,08	1880	1425	1295	1020	876	775
«Ресурсы ...»	1940...1966	27	668	0,33	1,4	-	1380	1270	1100	895	775
отклонения в %	-	-	-0,75	-24,2	-94,3	-	3,26	1,97	-7,27	-2,12	0,00
9. р. Буктырма – с. Лесная Пристань											
рассчитанные	1954...2011	58	1133	0,13	0,53	1702	1531	1495	1395	1327	1226
«Ресурсы ...»	1954...1965	12	1370	0,28	1,2	-	2580	2370	2110	1890	1580
отклонения в %	-	-	-17,3	-53,6	-55,8	-	-40,7	-36,9	-33,9	-29,8	-22,4
12. р. Черновая – с. Черновое											
рассчитанные	1932...2010	79	51,1	0,39	0,33	169	124	110	90	75	62,9
«Ресурсы ...»	1954...1966	13	46,0	0,39	1,4	-	104	94,8	81	70	54
отклонения в %	-	-	11,1	0,00	-76,4	-	19,2	16,0	11,1	7,14	16,5
13. р. Белая – с. Белое											
рассчитанные	1932...2011	80	176	0,30	0,63	382	318	295	266	237	207
«Ресурсы ...»	1954...1966	13	164	0,30	0,6	-	298	278	252	229	193
отклонения в %	-	-	7,32	0,00	5,00	-	6,71	6,12	5,56	3,49	7,25
14. р. Левая Березовка – с. Средигорное											
рассчитанные	1933...2011	79	10,3	0,51	0,93	33,6	26,0	23,1	20,1	17,3	13,4
«Ресурсы ...»	1948...1957, 1959...1966	18	8,9	0,45	1,1	-	21	19,2	16,5	14,2	11
отклонения в %	-	-	15,7	13,3	-15,5	-	23,8	20,3	21,8	21,8	21,8

Источник	Расчётный период (с учетом восстановленного)	Число лет	q_0	C_v	C_s	Максимальные расходы воды различной обеспеченности					
						0,1 %	1 %	2 %	5 %	10 %	25 %
15. р. Тургысын – с. Кутиха											
рассчитанные	1927...2011	85	390	0,35	1,03	1008	802	748	647	573	468
«Ресурсы ...»	1927...1932, 1949...1947, 1959...1966	23	437	0,39	1,40	-	992	900	770	665	520
отклонения в %	-	-	-10,8	-10,3	-26,4	-	-19,2	-16,9	-16,0	-13,8	-10,0
17. р. Ульби (Ульба) – а. Ульби Перевалочная											
рассчитанные	1931...2011	81	992	0,74	1,40	3365	2516	2250	1896	1617	1215
«Ресурсы ...»	1931...1939, 1942...1966	34	973	0,46	1,30	-	2400	2160	1840	1580	1200
отклонения в %	-	-	1,95	60,9	7,69	-	4,83	4,17	3,04	2,34	1,25
19. р. Шаравка – с. Шаравка											
рассчитанные	1931...2010	80	35,7	0,36	1,03	143	97,8	83,1	62,0	51,4	42,3
«Ресурсы ...»	1939...1951, 1953...1966	27	34,5	0,48	1,3	-	87,6	78,6	66,5	56,6	42,7
отклонения в %	-	-	3,48	-25,0	-20,8	-	11,6	5,73	-6,77	-9,19	-0,94
21. р. Киши Ульби – с. Горно Ульбинка											
рассчитанные	1931...2010	80	563	0,37	0,57	1537	1207	1122	957	843	678
«Ресурсы ...»	1931...1933, 1952...1966	18	584	0,50	0,90	-	1450	1310	1130	975	748
отклонения в %	-	-	-3,60	-26,0	-36,7	-	-16,8	-14,4	-15,3	-13,5	-9,36
24. р. Он Оба (Уба) – с. Александровка											
рассчитанные	1931...2010	80	102	0,32	1,13	490	285	234	161	140	117
«Ресурсы ...»	1956...1966	11	92,2	0,34	0,5	-	176	164	148	134	112
отклонения в %	-	-	10,6	-5,88	126	-	61,9	42,7	8,78	4,48	4,46
25. р. Орловский Ключ – с. Орловка											
рассчитанные	1931...2010	80	5,3	0,33	0,25	12,3	10,1	9,32	8,13	7,41	5,95
«Ресурсы ...»	1948...1966	19	5,9	0,41	1,3	-	13,7	12,5	10,6	9	7,2
отклонения в %	-	-	-10,2	-19,5	-80,8	-	-26,3	-25,4	-23,3	-17,7	-17,4

В.М. Болдырев, анализируя формулу В.Л. Шульца, заменил площадь водосбора (F) на параметр $A_p = H_{20\%} - H_{80\%}$, где $H_{20\%}$ и $H_{80\%}$ – ординаты гипсографической кривой бассейна, обеспеченные на 80 % и 20 % (восьмая и вторая децили), что заметно улучшило точность формулы В.Л. Шульца.

Болдырев предложил структуру эмпирической формулы для расчёта максимальных расходов воды преимущественно талого происхождения, основанную на учёте двух основных факторов: максимальных снегозапасов, которые косвенно учитываются через среднюю взвешенную высоту водосбора ($H_{cp.}$), и неодновременности снеготаяния по амплитуде высот внутри водосборов (учитывается расчётной амплитудой высот A_p). Формула имеет вид:

$$q_{\max} = B \left(\frac{H_{cp.}}{A_p} \right)^m, \quad (2)$$

где B и m – региональные параметры.

Неучастие в расчётной формуле площади водосбора В.М. Болдырев объясняет тем, что в горных районах её влияние подавляется средней высотой водосбора и расчётной амплитудой высот водосбора. Преимущество данной формулы перед другими заключается в том, что в неё не входят данные о весеннем половодье, что очень важно для неизученных рек. Для расчёта модуля максимального стока воды по этой формуле требуется лишь картографический материал.

Болдыревым вся территория Горного Алтая, с включением Российской части, по условиям формирования максимальных расходов воды разделена на три больших гидрологических района. Основанием для этого послужили зависимости $\lg q_{1\%} = f(\lg F)$, где $q_{1\%}$ – модуль максимального стока воды 1 % обеспеченности, $\text{дм}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$. Согласно районированию В.М. Болдырева, часть рек Казахстанского Алтая относится к I району, часть ко II району и часть к III району (табл. 2). Значения параметров B и m различной обеспеченности в формуле (2) приведены в табл. 2.

Максимальные расходы воды были рассчитаны авторами по 27 пунктам наблюдений за максимальным стоком воды на реках Казахстанского Алтая по формуле (2) В.М. Болдырева и сопоставлены с фактическими данными. Формула дала удовлетворительные результаты. Для рек первого района ошибки расчёта максимальных расходов воды не

превышают 20,4 %, для рек второго района – 20,4 %, для рек третьего района – 24,4 %. В целом данную формулу можно использовать в качестве расчётной для максимального стока воды рек Казахстанского Алтая, но она требует предварительного анализа и уточнения на более обширном фактическом материале.

Таблица 2

Значения параметров B и m в формуле (2) [1, 2]

Район	B				m			
	$q_{0,1\%}$	$q_{1\%}$	$q_{5\%}$	\bar{q}	$q_{0,1\%}$	$q_{1\%}$	$q_{5\%}$	\bar{q}
I	513	416	330	204	0,60	0,60	0,60	0,61
II	132	110	83,0	56,4	1,1	1,1	1,2	1,0
III	63	48	31,7	20	0,73	0,75	0,93	0,77

Полученные характеристики максимального стока воды горных рек Казахстанского Алтая, выявленные закономерности и выводы могут быть применены при исследованиях и расчетах характеристик рек рассматриваемой территории. Они могут быть также полезны при аналогичных исследованиях по другим горным районам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Болдырев В.М. Исследование и расчёт стока горных рек Казахстана: Автореф. дис. ... доктор геогр. наук / КазНУ им. аль-Фараби. – Алматы, 1995. – 27 с.
2. Болдырев В.М. Региональные эмпирические формулы в гидрологических расчетах. – Алматы: Казак университеті, 1998. – 56 с.
3. Гальперин Р.И. Нюансы статистической интерпретации гидрологических рядов // Проблемы гидрометеорологии и экологии: Матер. междунаучно-практ. конф. – Алматы: КазНИИМОСК, 2001. – С. 103-105.
4. Мазур Л.П., Сагынғали З.К. Формирование и расчёт максимальных расходов воды рек Казахстанского Алтая // Вестник КазНУ, сер. географ. – 2004. – №1(18). – С. 87-92.
5. Ресурсы поверхностных вод СССР, Т. 15. Вып.1. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 317 с.
6. СНиП 2.01.14-83. Определение расчётных гидрологических характеристик. – М.: Стройиздат, 1985. – 36 с.
7. СП 33-101-2003. Определение основных расчётных гидрологических характеристик. – М.: Госстрой, 2004. – 70 с.

8. Чигринец Л.Ю. Анализ и расчёт стока наносов горных рек Юго-Восточного Казахстана: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук / КазНУ им. аль-Фараби. – Алматы, 2000. – 24 с.

Поступила 03.06.2014

Геогр. ғылымд. канд. Л.Ю. Чигринец
М.К. Байсакова

ҚАЗАҚСТАН АЛТАЙ ӨЗЕНДЕРІНІҢ ЕҢ ЖОҒАРҒЫ СУ ӨТІМІН ЗЕРТТЕУ ЖӘНЕ ЕСЕПТЕУ

Жеткілікті, жеткіліксіз және ақпарат жоқ болған жағдайда Қазақстан Алтайындағы өзендерінің ең жоғары су өтімдерінің есептелген. В.М. Болдыревтың [1, 2] зерттелмеген өзендерінің көктемгі-жазғы су тасуының ең жоғары су өтімдерін есептеу әдісінің Қазақстан Алтайындағы шарттарына қолдануға жарамдылығы тексерілген. ArcGIS-10 бағдарламада – ГИС-технологияларын қолдануымен келесі параметірлер жасылған: зертелу сұлбасы, өзендерінің ең жоғары су өтімдерінің тематикалық картасы және зерттелетін аймақтың үш өлшемді орографиялық үлгі.

УДК 551.510.42

Канд. хим. наук
Доктор геогр. наукН.Г. Верещагина *
В.Е. Чуб *
А.А. Щетинников *
А.М. Мухаметзянова ***ОЦЕНКА ВЫНОСА ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ НА ОРОШАЕМЫЕ
ЗЕМЛИ С ПОЛИВНОЙ ВОДОЙ ИЗ РЕКИ АМУДАРЬИ И
ПИТАЮЩИХСЯ ИЗ НЕЕ КАНАЛОВ***ЮЖНЫЕ РАЙОНЫ, БУХАРСКАЯ, ХОРЕЗМСКАЯ ОБЛАСТЬ, ЛЕГКИЕ ПОЧВЫ, ТЯЖЕЛЫЕ ПОЧВЫ, ОРОСИТЕЛЬНАЯ НОРМА*

В статье приводятся результаты расчетов выноса взвешенных наносов с поливной водой на орошаемые земли в четырех областях Узбекистана. Расчеты произведены с учетом мутности воды в р. Амударьи величин оросительных норм для основных сельхозкультур и особенностей почв.

Во время поливов на орошаемые земли вместе с водой выносятся содержащиеся в ней взвешенные частицы. Нами рассчитано их количество, поступающее на поля в южных районах Сурхандарьинской, Кашкадарьинской, Бухарской областей и во всей Хорезмской области. Вода для поливов изымается из верхнего и среднего течений р. Амударьи. Две первые области являются самыми южными: Сурхандарьинская лежит между 37°20' и 38° с.ш., Кашкадарьинская несколько севернее – между 37°40' и 40° с.ш.; орошаемая из Амударьи часть Бухарской области – между 39° и 40°, а Хорезмская область уже севернее – между 42-м и 43-м градусами с.ш. В Сурхандарьинской и Кашкадарьинской областях суммы эффективных температур, т.е. температур выше 10 °С, составляют 5000...6000 °С – самые высокие в республике [1], что позволяет выращивать здесь теплолюбивые и наиболее ценные тонковолокнистые сорта хлопка [6].

В Бухарской и Хорезмской областях эти суммы ниже, соответственно составляют 4800...5800 и 4000...5000 °С, и поэтому площади под хлопчатником здесь заметно меньше, чем в двух первых.

По данным Госкомстата Республики Узбекистан в 2011 году в четы-

* Научно-исследовательский гидрометеорологический институт,
Ташкент, Республика Узбекистан

рех вышеперечисленных областях орошалось 1 240 651 га земель. Из них под хлопчатник использовалось 43 % или 536 058 га, а под зерновые несколько меньше – 39 % или 483 556 га. Рис выращивался главным образом в Хорезмской области, где его посевы заняли 8,3 % от посевных площадей в области (табл. 1). Эти цифры показывают стремление нашей страны к продовольственной независимости: хотя сейчас под хлопчатник занята большая часть орошаемых земель, но она не достигает и половины их, а во времена СССР его посевы занимали до 80 % [6]. Сейчас посевные площади под продовольственные культуры превышают площади, занятые хлопком.

Таблица 1

Площади орошаемых земель под различными сельхозкультурами в 2011г., га

Область	Общая орошаемая площадь	Зерновые и зернобобовые	Рис	Хлопчатник	Картофель	Бахчевые
Бухарская	239733	92620	4	109641	3908	1893
Кашкадарьинская	396520	166867	-	162171	6351	5340
Сурхандарьинская	265569	115126	-	119041	9148	2919
Хорезмская	210376	59749	17500	95562	5520	6144
Всего	1240651	483556		536058		

Чтобы рассчитать количество взвешенных наносов, поступающих на орошаемые земли, нужно знать оросительные нормы, то есть количество воды, подаваемое на один гектар поля за вегетационный период (апрель-сентябрь) в кубометрах. Величина оросительных норм зависит от вида сельскохозяйственной культуры, глубины залегания грунтовых вод, объемного веса почв – на тяжелых почвах они выше, чем на легких.

Оросительные нормы в зависимости от состояния почвы – тяжелая, легкая – могут различаться на 1...2-м и 7...8-м гидромодульных районах почти вдвое (табл. 2).

Несмотря на высокую транспирацию в самых южных областях Узбекистана – Сурхандарьинской и Кашкадарьинской, и недостаток воды для орошения, в этих областях характерна низкая продуктивность использования воды. Поливные нормы завышаются в 1,5...2 раза и достигают 1,5...2 тыс. м³/га, а число поливов уменьшается до 4...5 за вегетацию. Поливы в основном бороздковые, наиболее приспособленные к природно-климатическим условиям, однако, они мало производительны – 0,3...0,5 га/сут на одного поливальщика при доле ручного труда 90...100 %.

Научно обоснованные расчетные оросительные нормы (проектные) для почв повышенной водопроницаемости, например, для хлопка от 6000 до 7500 м³/га, а в табл. 2 приведены фактические оросительные нормы при 4...5 поливах, вместо положенных 7...8 [3]. Для тяжелых почв низкой водопроницаемости нормы научно обоснованные от 8000 до 9200 м³/га, а фактические нередко превышают 11000 м³/га.

Таблица 2

Оросительные нормы, м³/га

Гидромодульный район *	Оросительные нормы для				
	зерновые и зернобобовые	рис	хлопчатник	картофель	бахчевые
Бухарская					
1-й...2-й	5800	30000	10250	10000	7100
7-й...8-й	3750	23000	6300	6000	4350
Кашкадарьинская					
1-й...2-й	6600	30000	9500	9800	8100
7-й...8-й	4000	23000	6000	5400	3400
Хорезмская					
1-й...2-й	3900	30000	7200	8500	5800
7-й...8-й	2500	23000	4300	5600	3400
Сурхандарьинская					
1-й...2-й	6700	30000	10000	9500	8300
7-й...8-й	4500	23000	6400	5000	4000

Примечание: * 1-й...2-й – тяжелые почвы; 7-й...8-й – легкие почвы.

На южную половину Сурхандарьинской области вода из Амударьи подается системой каналов Аму-Занг, Галаба и Занг, из которых поливаются земли пяти районов. В южную и центральную части Кашкадарьинской области вода для орошения поступает по Каршинскому магистральному каналу, берущему воду из р. Амударьи, а на запад области по каналу Миришкор, забирающему воду из Каршинского выше Талимарджанского водохранилища. Из этого канала орошаются земли трех районов, а из Каршинского – еще четырех.

В южную часть Бухарской области вода для орошения приходит по каналу Аму-Бухарскому, увлажняющему земли трех районов. Вблизи города Хамза-I от Аму-Бухарского отходит канал им. Карякина, дающий воду Каракульскому и Бухарскому районам.

Хотя в Хорезмской области площадь орошаемых земель наименьшая из рассмотренных нами (табл. 1), но в ней наиболее разветвленная сеть оросительных каналов [2]: только крупных с водозаборами свыше 50 м³/с семь.

Крупнейший из каналов – Ташсака с пропускной способностью 550 м³/с берет воду из Туямуюнского гидроузла на Амударье. Следующий по величине канал Турангасака с максимальным расходом воды в 125 м³/с питается из Амударьи ниже г. Беруни. От 100 до 120 м³/с пропускная способность еще четырех крупных каналов: Шават, Палван-Газават, Ургенч-арна и Дарьялык. Канал Ургенч-арна забирает воду тоже из Амударьи, а Палван-Газават – из канала Ташсака.

По югу Хорезмской области проходят такие крупные коллекторы как Озерный коллектор Дружба и Диванкульский с средними годовыми расходами 86 и 72 м³/с соответственно, питающие соленое озеро Сарыкамыш на территории Туркменистана.

В Хорезмской области сеть коллекторов наиболее развита. Так, в районах Гурленский, Янгибазарский, Шаватский и Ургенчский сбрасывают дренажный сток в коллектор Диванкульский и в то же время забирают из него воду на орошение и промывку рисовых чеков. То же отмечается еще в шести районах, но здесь не только сбрасывают коллекторно-дренажные воды в коллектор Озерный, но и забирают из него воду на орошение. В Хорезме издавна существует практика забора воды на орошение из коллекторов: он составляет обычно от 1 до 5 % оросительной воды. Если ее минерализация меньше 3 г/дм³, то она используется в чистом виде, если больше, то ее смешивают с речной водой, подаваемой по каналам.

Количество взвешенных наносов, выносимых на орошаемые земли с поливной водой, рассчитывалось как произведение оросительной нормы на расчетную мутность воды в том канале, из которого поливаются земли данного района. Во всех четырех областях оросительные нормы брались в двух вариантах: для тяжелых почвы и для легких почвы. Для тяжелых почв оросительные нормы почти в два раза выше, чем для легких хорошо водопроницаемых. Результаты расчетов приведены в табл. 3. Как видно из данных табл. 3, самые высокие наносы следует ожидать на посевах хлопка и на поля картофеля в Кашкадарьинской и Бухарской областях. Так, в Бухарской области в 1-2-м гидромодульных районах на хлопковые поля за апрель – сентябрь на 1 га может поступить почти 26 т наносов, а на картофельные (или других овощей) – свыше 25 т на га. На поля 1-го-2-го гидромодульных районов (легкие почвы) – почти 16 т на га (табл. 3).

В Хорезмскую область вода поступает из Амударьи ниже Туямуюнского водохранилища, где мутность более чем на порядок меньше, чем выше него. Поэтому и величины выноса взвешенных наносов на поля на порядок меньше, чем в трех вышеописанных областях.

Таблица 3

Расчет количества взвешенных наносов, выносимых оросительной водой на поля (на 1 га)

Ирригационный район*	Мутность воды, г/м ³	Зерновые и зернобобовые		Хлопчатник		Картофель и овощи		Бахчевые	
		Оросительная норма, м ³ /га	Количество взвешенных наносов, т/га	Оросительная норма, м ³ /га	Количество взвешенных наносов, т/га	Оросительная норма, м ³ /га	Количество взвешенных наносов, т/га	Оросительная норма, м ³ /га	Количество взвешенных наносов, т/га
Сурхандарьинская область (Ангорский, Джаркурганский, Кызырыкский, Музrabатский, Термезский районы)									
1-й...2-й	1750	6700	11,72	10000	17,5	9500	16,62	8300	14,52
7-й...8-й	1750	4500	7,87	6400	11,2	5000	8,75	4000	7,0
Кашкадарьинская область (Касбинский, Нишанский, Чиракчинский, Мубарекский, Дехканабадский, Мишикорский районы)									
1-й...2-й	2440	6600	16,10	9500	23,18	9800	23,91	8100	19,76
7-й...8-й	2440	4000	9,76	6000	14,64	6400	15,62	3400	8,30
Бухарская область (Алатский, Каракульский, Бухарский, Каганский, Караулбазарский районы)									
1-й...2-й	2530	5800	14,67	10250	25,93	10000	25,30	7100	17,96
7-й...8-й	2530	3750	9,49	6300	15,94	6300	15,94	4350	11,01
Хорезмская область (Гурленский, Янгобзарский, Шаватский, Ургенчский, Хивинский, Янгиарьский, Ханкинский, Багатский, Кашкуырский, Хазараспский районы)									
1-й...2-й	220	3900	0,86	7200	1,58	8500	1,87	5800	1,28
7-й...8-й	220	2500	0,55	4300	0,95	5600	1,23	3400	0,74

Примечание: * Усл. обозн. см. табл. 2

При расчетах выноса взвешенных наносов районы, подкомандные различным каналам, определены по справочным административным картам соответствующих областей и перечислены в табл. 3.

Вынос наносов на поля способствует повышению урожайности культур, так как с ними поступают илистые фракции, содержащие органические вещества. Именно поэтому один из древнейших видов орошения – лиманное было не только увлажнительным, но и удобрительным [5].

Во время поливов не только происходит вынос наносов на поля, но и размыв почв, и смыв их частиц в коллектора. В результате формируется мутность воды в них, но ни гидрометеослужба, ни Минсельводхоз твердый сток коллекторов не изучают. Поэтому мы попытались на основе литературных данных рассчитать мутность воды в концевых крупных коллекторах.

Известно, что коллектора собирают грунтовые воды, и в то же время значительная часть отбираемой на орошение воды из рек преобразуется в коллекторно-дренажные.

В бассейне Амударьи выше Туямуюнского водохранилища эта часть составляет 45...50 %. Огромные потери оросительной воды на формирование дренажного стока и пополнение запасов подземных вод происходят из-за несовершенства оросительной сети – низких КПД (45...50 %) и техники полива [3].

Коллекторно-дренажные воды – воды, вытекающие из дрен и коллекторов с орошаемой территории и попадающие снова в реки или сбрасываемые в различные природные понижения – озера, впадины, овраги. Эти воды – часть, так называемых, возвратных вод, забранных в верховьях рек на орошение и частично вернувшиеся в русла поверхностным и подземным путем ниже по течению. Раньше часто практиковалась откачка воды из вертикальных дрен на полях и подача ее в концевой коллектор, откуда она попадала в реку. Сейчас многие вертикальные дрены забиты наносами и не работают.

Х. Махсудов с соавторами экспериментально изучал ирригационную эрозию на полях в зоне, подкомандной Левобережному каналу из Тюябугузского водохранилища в Букинском районе Ташкентской области. Согласно данным этих исследователей, поливы хлопчатника, например, производят с интенсивностью – 0,05...0,06 дм³/с, которая, с их точки зрения, является наиболее рациональной. Но даже при такой интенсивности средний смыв может составлять 7,3 т/га [4]. Из этого количества смытой почвы, 20 % попадает в концевой коллектор, то есть 1,46 т/га.

В среднем течении Амударьи коллекторно-дренажные воды в основном получают питание от оросительных вод, причем их доля составляет 50...60 %. Средний объем дренажных сбросных вод в этой орошаемой зоне – от 500 до 800 м³ с га [7]. Из них ирригационное питание, т.е. сброс вод с орошаемых полей, составляет 80 % или 520 м³ с га в среднем. В Сурхандарьинской орошаемой зоне коллекторно-дренажные воды ирригационно-подземного питания, где средний объем дренажно-сбросных вод в реки равен 1000 м³/га, а из них сброс вод с орошаемых полей 60...70 %, то есть 600...700 м³ с га. Выше указывалось, что в концевые коллекторы с полей смывается за полив 7,3 т наносов с га. Итак, сброс вод с полей (дренажный сток) в бассейне Сурхандарьи составляет 600...700 м³/га, и с ними в концевой коллектор выносятся 20 % смыва, то есть 1,46 т с га. Следовательно, средняя мутность этой воды может достигать $1\,460\,000\text{ г} : 650\text{ м}^3 = 2250\text{ г/м}^3$. Это для условий долины р. Сурхандарьи вполне реальная величина мутности: в мае-июне мутность р. Сурхандарьи может превышать 6000 г/м³ [6] и достигать еще больших значений в селевых саях. Однако от концевого коллектора на орошаемом поле до крупного коллектора-собирателя вод с целых орошаемых массивов вода течет по многим мелким коллекторам медленно, и при этом идет седиментация наносов.

Предположим, что только 20 % стока наносов, сформировавшихся на орошаемых массивах, доходит до крупных коллекторов, выносящих свой сток в р. Сурхандарью – 20 % от 2250 г/м³ составят 450 г/м³. Будем считать эту величину средней мутностью воды в коллекторах в бассейне р. Сурхандарьи.

В среднем течении Амударьи смывается также 7,3 т с га наносов. Здесь сброс вод дрен с полей составляет 520 м³/га, а поскольку в концевой коллектор доходит примерно 20 % этого смыва – 1,46 т с га, то средняя мутность воды в коллекторах Кашкадарьинской и Бухарской областей составляет: $1\,460\,000\text{ г} : 520\text{ м}^3 = 2808\text{ г/м}^3$. Предположим также, что только 20 % этих наносов поступит в концевые коллекторы и из них в р. Амударью. Тогда мутность воды в коллекторах в среднем течении Амударьи составит ориентировочно 560 г/м³.

Исходя из этих расчетных значений, был подсчитан общий сток взвешенных наносов крупных коллекторов в реку Амударью от г. Термеза до Туямуюнского водохранилища, который составил весьма ориентировочно 4 млн. 142 тыс. т в год или 3 % от поступления наносов в систему Туямуюнских водохранилищ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас Узбекской ССР (комплексный). – М.-Ташкент: Главное управление геодезии и картографии при СМ СССР, 1982. – С. 69.
2. Карта «Ирригация и мелиорация Республики Узбекистан». – Ташкент: Госкомземгеодезкадастр, 2012. – 1 лист.
3. Мавлянов Н.Г., Икрамов Р.К. О путях рационального использования водных ресурсов Узбекистана. // Создание систем рационального использования поверхностных и подземных вод бассейна Аральского моря. – Ташкент: из-во ГИДРОИНГЕО. – 2003. – С. 8-9.
4. Максудов Х., Пагасян К., Зусина И. Ирригационная эрозия на хлопковых полях и некоторые меры борьбы с ней // Засоленные почвы Узбекистана и вопросы их освоения и мелиорации // Тр. Института почвоведения и агрохимии АН Уз. – 1978. – Вып. 16. – С. 126-134.
5. Плешков Я.Ф. Регулирование речного стока. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 560 с.
6. Средняя Азия. – М.: Наука, 1968. – 484 с.
7. Чембарисов Э.И., Бахритдинов Б.А. Гидрохимия речных и дренажных вод Средней Азии. – Ташкент: Укитувчи, 1989. – 232 с.

Поступила 9.07.2014

Хим. ғылымд. канд.	Н.Г. Верещагина
Геогр. ғылымд. докторы	В.Е. Чуб
	А.А. Щетинников
	А.М. Мухаметзянова

АМУДАРИЯ ӨЗЕНІНЕН ЖӘНЕ ОДАН ҚОРЕКТЕНЕНТІН АРНАЛАРДАН СУАРМАЛЫ СУЛАРМЕН СУАРЫЛАТЫН ЖЕРЛЕРГЕ ШЫҒАТЫН ҚАЛҚЫМАЛЫ ҮЙІНДІЛЕРДІ БАҒАЛАУ

Мақалада Өзбекстанның төрт облысындағы суармалы жерлерге суармалы сулармен түсетін қалқымалы үйінділерді есептеу нәтижелері келтірілген. Есептеулер Амудария өзен суының лайлылығын, суару ережелерінің негізгі ауыл шаруашылық дақылдар және топырақ ерекшеліктері үшін шамаларын ескере отырып жүргізілген.

УДК 551.510.42

Доктор геогр. наук В.Е. Чуб *
А.А. Щетинников *
Т.Ю. Смирнова *

СПОСОБ РАСЧЕТА МУТНОСТИ ВОДЫ В КАНАЛАХ, ПИТАЮЩИХСЯ ИЗ РЕКИ АМУДАРЬИ

*ВОДОЗАБОР, РАСХОД ВОДЫ, ЗАВИСИМОСТЬ, КОЭФФИЦИЕНТ
КОРРЕЛЯЦИИ, СООТНОШЕНИЕ, ПОЛОВОДЬЕ, МЕЖЕНЬ, ГИД-
РОСТВОР*

В статье приводится метод расчета мутности воды в каналах, где её не измеряют. При этом используются данные измеренной мутности в другом канале, питающемся из этой же реки.

Знание мутности воды в каналах, берущих воду из р. Амударьи, необходимо для расчетов выноса взвешенных наносов на орошаемые земли с поливной водой. В водохозяйственной и гидрологической литературе преобладает мнение о том, что мутность воды в каналах такая же, как в реках, из которых они питаются. Большинство крупных каналов в бассейне Амударьи текут в земляных руслах [2, 3]. В них наблюдаются чередования быстротоков, где идут процессы размыва, и участки с малыми скоростями течения, на которых отмечается заиление каналов [1, 5]. В Средней Азии наблюдения за стоком взвешенных наносов велись только на Каракумском канале. Каракумский канал – уникальное гидротехническое сооружение. До его постройки, гидротехническая практика не имела опыта переброски больших объемов воды на сотни километров через одну из крупнейших пустынь мира Каракумы. Строительство канала было начато в 1954 г., и уже в 1959 г. амударьинская вода пришла в Мургабский оазис, а к 1975 г. были сданы уже три очереди канала, длина его достигла 837 км. К настоящему времени построены еще две очереди канала, длина его превышает 1000 км, а водозабор в летние месяцы – свыше 500 м³/с.

Авторами сделана попытка выявить зависимость среднедекадной мутности воды в канале от водозаборов воды в него в надежде обнаружить усиление процесса размыва земляного русла канала при увеличении водо-

* Научно-исследовательский гидрометеорологический институт,
Ташкент, Республика Узбекистан

подачи в него. Выявилась лишь слабая тенденция такого явления. Логично предположить наличие зависимости мутности воды в канале от расходов воды в реке, из которой он наполняется.

Так как лишь на одном Каракумском канале велись наблюдения за стоком взвешенных наносов, мы и попытались по этим данным выявить какие-либо закономерности, которые можно было бы использовать для расчетов мутности воды в других каналах при известной мутности воды в реке, из которой они питаются. Так, в период 1959...1967 гг. Туркменским институтом гидротехники и мелиорации (ТуркменНИИГиМ) измерялись расходы воды и взвешенных наносов в нижнем бьефе головного сооружения Каракумского канала [1]. При поступлении воды из Амударьи в канал значительная часть наносов крупных фракций оседает вблизи головного сооружения, поскольку скорость течения воды в канале существенно ниже, чем в реке [4].

В 1959...1962 гг. велись наблюдения за стоком воды и взвешенных наносов в голове Каракумского канала и на р. Амударье у гидропоста «водозабор Каракумского канала» узбекской гидрометеослужбы. По этим данным по следующей формуле рассчитана мутность воды р. Амударьи и Каракумского канала:

$$\rho = \frac{R}{Q},$$

где R – расход взвешенных наносов, кг/с, Q – расход воды, м³/с, ρ – мутность воды, кг/м³.

Затем сделана попытка построить зависимость мутности воды в Каракумском канале от мутности воды в реке Амударье: у головы этого канала. Зависимость оказалась более тесной, чем для других гидропостов: коэффициент корреляции равен 0,89 (рис. 1); согласно полученному уравнению связи мутность воды в канале должна быть существенно меньше мутности воды в р. Амударье.

Зависимость на рис. 1 вполне может использоваться для расчетов мутности воды в Каракумском канале, так как из 3-х лет наблюдений – 1959 г. – многоводный (106 % от нормы), 1960 г. – близкий к среднему (93 % от нормы) и 1962 г. – маловодный (81 % от нормы). Поэтому данные о стоке воды и взвешенных наносах за 3 года репрезентативны. Связь мутности воды в Каракумском канале с мутностью воды в р. Амударье в этом створе оказалась более тесной (коэффициент корреляции равен 0,89), чем аналогичная зависимость для гидропоста у г. Керки, где коэффициент корреляции для периода половодья – 0,66.

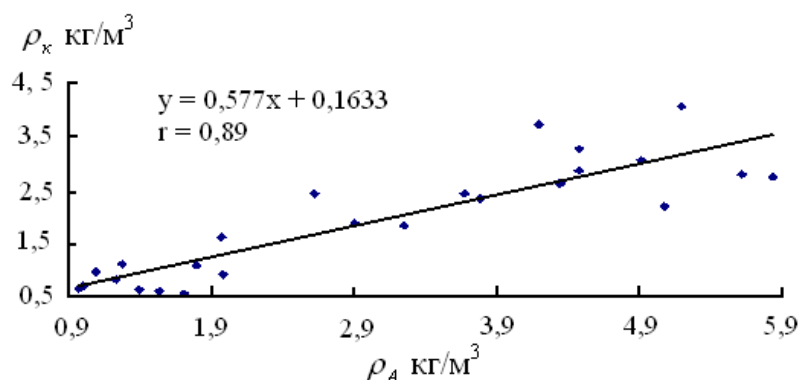


Рис. 1. Зависимость мутности воды ($\text{кг}/\text{м}^3$) в Каракумском канале от мутности в р. Амударье у гидропоста «водозабор Каракумского канала».

Затем подсчитаны соотношения мутности воды в канале и в реке: средняя величина из 26 значений равна 0,66. При расчете выноса взвешенных наносов на поля с водой Каракумского канала, на эту величину должна быть умножена средняя мутность р. Амударьи у гидропоста «водозабор Каракумского канала», равная $3,12 \text{ кг}/\text{м}^3$, т.е. расчетная мутность воды в канале равна $2,12 \text{ кг}/\text{м}^3$.

В 1959...1967 гг. стационарной экспедицией ТуркменНИИГиМ измерялись расходы воды и взвешенных наносов Каракумского канала в голове [3]. По среднемесячным расходам воды и расходам взвешенных наносов за этот период нами рассчитаны значения мутности воды в Каракумском канале и в р. Амударье у гидропоста Керки. По ним построены хронологические графики мутности воды в этих водотоках за период половодья (апрель – сентябрь) и межени (октябрь – март) (рис. 2а, 2б). И в половодье, и в межень мутность воды в канале заметно ниже, чем в реке у гидропоста Керки. За неполные девять лет наблюдений мутность воды в канале всего дважды оказалась несколько выше, чем в реке Амударье: в феврале очень маловодного 1962 г. и в сентябре (1964 г.) близкого к среднему по водности году.

Для приближенных расчетов мутности воды в каналах получены соотношения мутности в голове Каракумского канала и в реке Амударье. По этим соотношениям рассчитана мутность в других каналах, питающихся из реки. Соотношение для створа у водозабора Каракумского канала в половодье 1959...1962 гг. в среднем равно 0,68.

При расчетах мутности воды в канале Аму-Занг в Сурхандарьинской области средняя мутность воды в Амударье в створе Верхнеамударьинский за период 1965...1972 гг. умножена на коэффициент 0,68 и она

оказалась равной $1,75 \text{ кг/м}^3$. Этот гидроствор находился на 1409-м км от устья. Река Амударья от слияния Вахша и Пянджа до устья имеет длину 1437 км [6], т.е. это был самый верхний створ в 28 км ниже от начала реки, где сток воды и сток наносов сравнительно мало искажены заборам воды в каналы и сбросами коллекторно-дренажных вод.

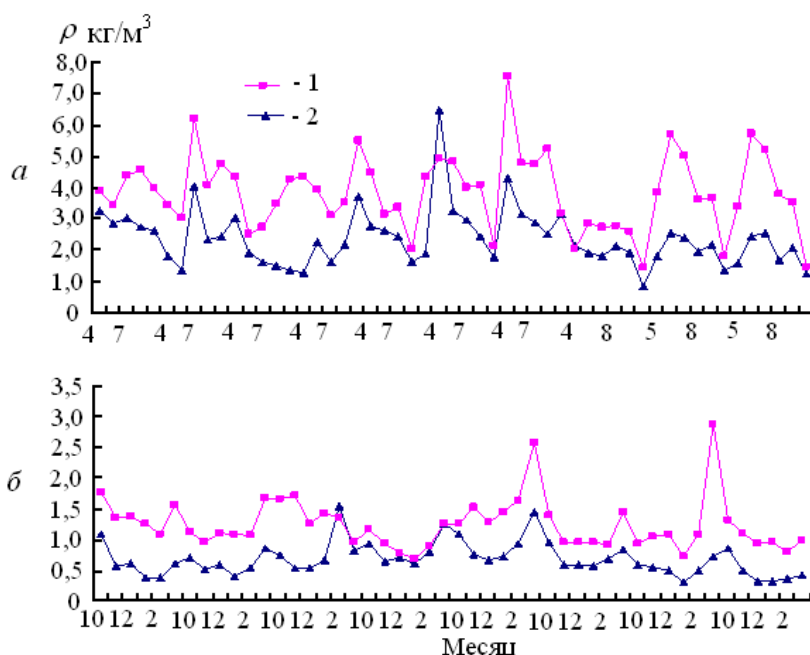


Рис. 2. Изменения мутности воды в реке Амударье у гидропоста Керки (1) и в голове Каракумского канала (2) за 1959...1967 гг. а – в период половодья; б – в период межени.

В 133 км от Верхнеамударьинского находится гидроствор у г. Термеза ниже впадения р. Сурхандарьи, но в этом пункте сток взвешенных наносов не изучался. Следующий пост, где изучался сток наносов, был створ «водозабор Каракумского канала», который работал всего 3 года – 1959, 1960, 1962. За ним ниже по течению располагается гидроствор г. Керки (ныне г. Атамурат) на 1045-м км от устья. Зависимость мутности воды в Каракумском канале от мутности воды в р. Амударье у г. Керки оказались не тесными: для периода половодья с коэффициентом корреляции, равным 0,64 (рис. 3а), а для периода межени – 0,53 (рис. 3б).

Расчетная мутность в голове Каракумского канала определялась двумя путями:

- 1) как среднее значение за половодье (по данным ТуркменНИИГиМ), равное $2,35 \text{ кг/м}^3$,

2) как среднее значение мутности р. Амударьи у г/п «водозабор Каракумского канала», равное $3,12 \text{ кг/м}^3$, умноженное на среднее значение соотношений мутности для половодья, равное $0,68$ – расчетная мутность $2,12 \text{ кг/м}^3$.

Обе рассчитанные величины довольно близки, что подтверждает приемлемость предложенного нами способа расчета мутности воды в каналах при отсутствии измерений этой характеристики.

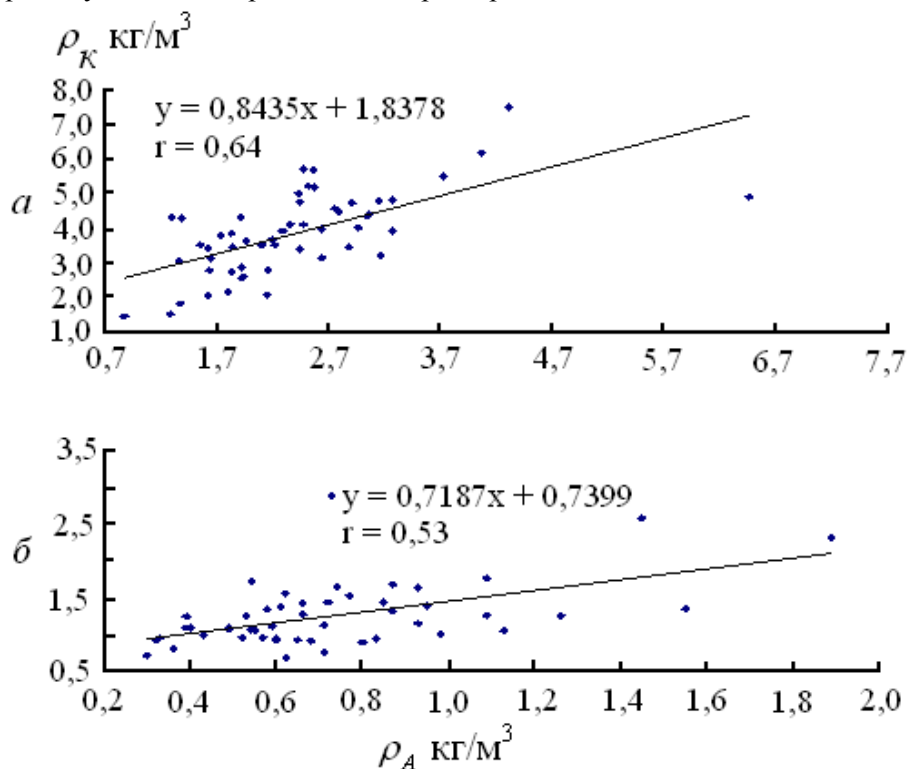


Рис.3. Зависимости мутности воды в Каракумском канале от мутности воды в реке Амударье у гидропоста Керки за 1959...1967 гг. а – период половодья; б – период межени.

Для определения исходной величины мутности воды в каналах Каршинский магистральный и, отходящего от него на северо-запад Кашкадарьинской области – Миришкор, взята средняя за половодье (1959...1967 гг.) мутность воды в р. Амударье у гидропоста Керки ($3,88 \text{ кг/м}^3$), умноженная на $0,63$. Получено значение $2,44 \text{ кг/м}^3$ (табл.).

Для Аму-Бухарского канала в качестве расчетной взята средняя мутность воды р. Амударьи у ближайшего к голове канала гидроствора у г. Ильчик за период 1963...1975 гг. за половодье, равная $3,56 \text{ кг/м}^3$ и умноженная на

среднее соотношение мутностей Каракумского канала и р. Амударьи у названного створа, равное 0,71; полученная мутность – 2,53 кг/м³.

Водозаборы крупнейшего канала Хорезмской области Ташсака и других располагаются ниже Туямуюнского водохранилища. Для них при определении мутности воды взята средняя мутность р. Амударьи у теснины Туямуюн за половодье: за период 1986...2011 гг. она оказалась равной 217,05 г/м³. Эта величина на порядок меньше, чем мутность воды выше водохранилища, так как основная часть наносов оседает в водохранилище, где скорости течения воды на порядок ниже, чем в реке, и транспортирующая способность потоков в водохранилище резко снижается.

Таблица

Расчетная мутность воды в каналах, кг/м³

Канал	Соотношение $\frac{\rho_k}{\rho_A}$	Мутность воды, кг/м ³	
		средняя в р. Амударье	расчетная
Аму-Занг	0,68	2,58 (г/п Верхнеамударьинский)	1,75
Каракумский	0,68	3,12 (на г/п «водозабор ККк»)	2,12
Каршинский	0,63	3,88 (г. Керки)	2,44
Аму-Бухарский	0,71	3,56 (г. Ильчик)	2,53
Ташсака	-	0,217 у Туямуюна в половодье	0,217

Итак, при отсутствии измерений мутности воды в определенном канале, но при наличии её в другом, питающемся из той же реки, можно найти соотношение мутности в этом канале и в реке, в ближайшем к голове нужного канала гидростворе. Затем умножив мутность воды в этом гидростворе на полученное соотношение, найти ориентировочное значение мутности воды в нужном канале.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гловацкий О.Я., Исакова Х.Х., Пак О.Ю. Экологические аспекты реконструкции систем машинного водоподъема. // Экологическая устойчивость и передовые подходы к управлению водными ресурсами в бассейне Аральского моря: Центрально-Азиатская межд. научно-практическая конф. – Алматы. – 2003. – С. 471-476.
2. Ирригация Узбекистана. / Современное состояние и перспективы развития ирригации в бассейне р. Амударьи, Т.Ш. – Ташкент: Фан, – 1979. – 358 с.
3. Каракумский канал и изменение природной среды в зоне его влияния. – М.: Наука. – 1978. – 232 с.

4. Кирста Б.Т. Сток взвешенных наносов рек Туркмении. – Ашхабад: Ылым, 1970. – 120 с.
5. Шамов Г.И. Речные наносы. – Л.: Гидрометеоздат, 1959. – 578 с.
6. Шульц В.Л. Реки Средней Азии. – Л.: Гидрометеоздат. – 1965. – 692 с.

Поступила 8.07.2014

Геогр. ғылымд. докторы В.Е. Чуб
 А.А. Щетинников
 Т.Ю. Смирнова

АМУДАРИЯ ӨЗЕНІНЕН ҚОРЕКТЕНЕТІН АРНАЛАРДАҒЫ СУ ЛАЙЛЫЛЫҒЫН ЕСЕПТЕУ ТӘСІЛІ

Мақалада арналардағы су лайлылығын оны өлшемейтін жерлердегі есептеу әдісі келтірілген. Бірақ осы өзеннен қоректенетін басқа арнадағы өлшенген лайлылық мәліметтері қолданылады.

УДК 631.45.67

Канд. биол. наук С.Н. Досбергенов *

**ГИДРОХИМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ГРУНТОВЫХ ВОД И ВОДЫ ИЗ
НАГОНА КАСПИЯ НА ТЕРРИТОРИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
«КАРААРНА» И «ВОСТОЧНАЯ КОКАРНА»***ГРУНТОВЫЕ ВОДЫ, РЕКУЛЬТИВАЦИОННЫЙ УЧАСТОК, МИ-
НЕРАЛИЗАЦИЯ, МЕТАМОРФИЗАЦИЯ, ПОРОГ ТОКСИЧНОСТИ,
ТОКСИЧНЫЕ СОЛИ*

В данной статье рассмотрено изменение количественно-качественного состава солей в грунтовых водах на территории месторождений «Караарна» и «Восточная Кокарна». Токсичность солей в грунтовых водах зависит от соотношения токсичных и нетоксичных солей, а также механического состава почвы, её расположение по горизонтам почвы и от количества сочетающихся слоев. Наивысшая токсичность хлор-ионов отмечена на рекультивируемом участке 2012 г., где концентрация хлор-ионов превысила ПДК в 435 раз. На бурой солончаковой почве месторождения «Караарна» хлор-ионы превысили ПДК в 205 раз.

Гидрологические условия территории находятся в прямой зависимости от геологического строения, морфологических особенностей рельефа и климата. Циркуляция грунтовых вод, вследствие незначительных уклонов затруднена, и режим подземных вод имеет застойный характер.

Водовмещающими породами являются тонко-реже мелкозернистые пески, супеси, иногда легкие суглинки, обладающие низкой водоотдачей. Часто грунтовые воды приурочены к маломощным прослоям песков среди толщи глин. Мощность водосодержащих отложений изменяется от 2 до 12 м (вскрытая от 1,5 до 4,7 м).

По условиям питания грунтовые воды относятся к водам местного инфильтрационного питания, при котором основная роль в пополнении запасов принадлежит атмосферным осадкам и паводковым водам, а также нагонным водам Каспийского моря, которые очень близко подступили к территории месторождений «Караарна» и «Восточная Кокарна». Расход происходит за счет испарения через капилляры грунтов зоны аэрации с зеркала грунтовых вод и транспирацию растениями.

* КазНИИ почвоведения и агрохимии им. У.У. Успанова, г. Алматы

Преобладающим распространением на территории пользуются воды, залегающие на глубине 1...2 м. Грунтовые воды, залегающие на глубине до 1,0 м приурочены в основном к озеровидным понижениям, к руслам временных водотоков, к западной слабопониженной части территории, где происходит незначительное подпитывание грунтовых вод водами Каспия (нагонные воды). Накопление солей в грунтовых, пластовых, а также, в значительной мере и в поверхностных водах подчинено общим закономерностям соленакопления между различными компонентами ландшафта. На подчиненность химизма не только почвенно-грунтовых, но и поверхностных вод, и глубоко скрытых в недрах пластовых вод зональным условиям впервые указал В.И. Вернадский (1934...1936 гг.) [6]. Позднее эти воззрения стали проникать в работы других гидрогеологов (Овчинников, 1949 [9], Алекин 1948 [1], Приклонский В.А., Лаптев, 1949 [10] и др.).

На территории месторождения были отобраны пробы грунтовой воды из почвенных разрезов №6, 8, 10, 17, 18, 19, рекультивационного участка 2010 г., рекультивационного участка 2012 г. – р-2 и р-4, прикопки 2 – участок подготовлен для рекультивации, и с поля нефтяной эмульсии, а также из воды нагона Каспия. Обработанные данные результатов химического анализа проб воды приводятся в табл. 1.

Грунтовые воды имеют высокую минерализацию рассольного типа. Диапазон типов химизма и степени минерализации вод достаточно широк: от сильно соленых (30...50 г/дм³) до крепких (100...150 г/дм³) и весьма крепких рассолов [3]. По данным анализов грунтовую воду рекультивационного участка 2010 г. можно отнести к сильно соленым. Воды рекультивационного участка 2012 г. (р-2), поля нефтяной эмульсии и воды участка подготовленного для рекультивации (прикопка-2) можно отнести к весьма крепким рассолам. Остальные грунтовые воды разрезов – 4, 6, 8, 10, 17, 18 можно отнести к крепким рассолам. Воду из нагонов Каспия можно отнести к слабым рассолам (табл. 1).

Высокая минерализация грунтовых вод объясняется бессточностью бассейна и возможностью разгрузки подземных вод преимущественно в вертикальном их медленном погружении и переливании. Влияние надземных факторов обусловлено особенностью химизма. Формирование химического состава вод и процессы их метаморфизации происходят при росте их минерализации. Область транзита солей («Караарна») характеризуется высокой минерализацией от 130,8 до 260,1 г/дм³. Наиболее высокая минерализация грунтовых вод отмечена на рекультивационных участках 2012 г. (р-2).

Таблица 1

Изменение гидрохимического режима грунтовых вод и воды из нагона Каспия, мг-экв/дм³

Уровень грунтовых вод, см	Минерализация, г/дм ³	HCO ₃	Cl	SO ₄	Ca	Mg	Na	K	$\frac{Na}{Cl}$	$\frac{Cl}{SO_4}$	$\frac{Na}{Ca+Mg}$	$\frac{Ca+Na}{Mg}$
105	260,108	19,36	4202,93	380,98	71,40	1333,27	3174,04	24,56	0,75	11,03	2,26	0,77
120	42,150	16,39	583,74	135,0	59,50	261,93	408,71	4,99	0,70	4,32	1,27	0,67
100	193,083	18,88	2412,79	871,28	71,40	1047,57	2174,0	9,98	0,90	2,77	1,94	0,23
-	210,827	3,52	3366,23	264,94	214,20	428,55	2978,38	13,56	0,88	12,7	4,63	0,90
20	152,508	18,08	2315,50	314,12	214,20	571,40	1852,25	9,85	0,80	7,37	2,35	0,81
100	153,288	13,88	2023,63	597,74	190,40	761,87	1669,63	13,30	0,82	3,38	1,75	0,46
100	165,281	7,44	1790,14	959,15	285,60	690,49	1765,29	15,35	0,99	1,88	1,81	0,04
110	130,815	12,08	1829,05	396,36	285,60	428,55	1508,76	14,58	0,82	4,61	2,11	0,75
100	143,633	7,92	1790,14	590,29	595,0	190,47	1587,02	15,80	0,88	3,03	2,02	1,06
100	131,95	8,88	1790,14	457,48	333,20	476,17	1434,85	12,28	0,80	3,91	1,77	0,74
0	59,202	5,75	778,39	229,10	95,20	261,93	645,68	15,36	0,83	3,39	1,80	0,50
100	131,017	6,0	1790,14	462,71	95,20	642,87	1504,41	16,37	0,84	3,87	2,70	0,44

Месторождение «Караарна»

р-2, рекультивационный участок 2012 г.

р-2, рекультивационный участок 2012 г.
р-2, рекультивационный участок около скважины 7, 2010 г.

р-4, рекультивационный участок 2012 г.

р-4, рекультивационный участок 2012 г.

поле нефтяной эмульсии

прикопка 2, участок подготовлен для рекультивации

р-6, бурая солончаковая

р-8, солончак

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

р-10. Бурая солончаковая с навейными песками

При уровне грунтовых вод (УГВ) 105 см минерализация ее достигла максимума 260,1 г/дм³. По типу химизма по аниону собственно хлоридные, по катиону – натриевые с повышенным содержанием магния. На месторождении «Восточная Кокарна» степень минерализации грунтовых вод понижена по сравнению с месторождением «Караарна». Снижение минерализации грунтовой воды связано с разбавляющим действием Каспийского моря. Минерализация грунтовых вод колеблется от 131,0 г/дм³ до 143,6 г/дм³. Содержание хлор-иона остается без изменения, несмотря на повышение минерализации грунтовой воды до 143,6 г/дм³. Содержания сульфат-иона, кальция и натрия уменьшились, по-видимому, связано с образованием Na₂SO₄ • 10H₂O глауберовой соли – мирабилита. При температуре выше 33 °С он превращается в безводный сульфат натрия – тенардит, выпадает в осадок и накапливается в почве. Кроме того, образуются соли CaSO₄ • 10H₂O, которые также выпадает в осадок. По-видимому, ионы сульфата, натрия, кальция и магния играют определенную роль в снижении минерализации грунтовой воды. Метаморфизация грунтовых вод протекает под влиянием наземных факторов (климата, рельефа, наложение пресных атмосферных вод, растительности, а также загрязнения) участвующих в формировании солевого состава элементов и их сочетаний. На месторождении «Караарна» под влиянием антропогенных факторов наблюдается постепенное увеличение доли с участием ионов Cl/SO₄ у грунтовых вод рекультивационных участков 2012 г. (р-2), а также в водах поля нефтяной эмульсии, которые расширяются соответственно 11,03 и 12,70 (табл. 1). На участке подготовленном для рекультивации (прикопка 2) эти соотношения сузились до 7,37. На рекультивационных участках 2010 г. и 2012 г. (р-4), эти отношения сужаются соответственно 4,32 и 2,77. Отношения Na/Cl то расширяются, то сужаются в зависимости от вида и степени метаморфизации грунтовых вод. Отношение Cl/SO₄ у грунтовых вод всегда больше единицы, это является следствием солеобмена между природными водами и почвами, грунтами и нефтяными загрязнителями. На солончаке (р-8) отношение Cl/SO₄ сужается до 1,88, затем расширяется в бурой солончаковой почве (р-6) до 3,38, а в бурой солончаковой почве с навейным песчаным наносом до 4,61 (р-10). Отношение Na/Cl в солончаке приморском доходит до 0,99, находясь в переходной стадии от морского происхождения к континентальному. В бурой солончаковой почве с навейным песчаным наносом (р-6, р-10) они сужаются до 0,82.

На «Восточной Кокарне» отношение Cl/SO_4 претерпевают незначительные изменения. Лишь в приморской примитивной почве (р-17), которая расположена приблизительно в 100 м восточнее дамбы, эти отношения сужались до 3,03. Отношение Na/Cl остаются почти без изменения.

Как вытекает из анализа грунтовых вод, все грунтовые воды обоих месторождений являются по происхождению морскими. Отношение Cl/SO_4 расширяются до 12,7.

Метаморфизация грунтовой воды происходит из-за увеличения содержания всех входящих ионов, а также изменения их соотношения во времени. Соотношение анионов характеризуются таким неравенством: $Cl > SO_4 > HCO_3$, а катионы $Na > Mg > Ca > K$. Предельно допустимая концентрация (ПДК) (составлено по ГОСТу 2874-82 «Вода питьевая» и Сан ПиН 4630-88) поверхностных и подземных источников водоснабжения по сульфатам составляет 500 мг/дм^3 , а по хлоридам 350 мг/дм^3 . Сульфат-ионы в грунтовых водах на рекультивационном участке 2012 г. (р-2) превысили ПДК в 36 раз. На рекультивированном участке 2012 г. (р-4) ПДК превышена в 12 раз. На другом рекультивационном участке 2012 г. превышение ПДК достигло 83. В поле нефтяной эмульсии сульфат-ионы превысили ПДК в 25 раз. На участке подготовленном для рекультивации превышение сульфат-ионов в 30 раз. В грунтовых водах в бурой солончаковой почве месторождения «Караарна» превышение сульфат-ионов составило 57ПДК, а в бурой солончаковой почве с навеванным песчаным наносом она снизилась до 38. На солончаке приморском сульфат-ионов превысили ПДК в 92 раза.

На месторождении «Восточная Кокарна» на приморских примитивных солончаковых почвах превышение ПДК сульфат-ионов колебалось от 43 до 56 раз. В водах из нагона Каспия превышение составило 21ПДК. В грунтовых водах месторождений «Караарна» и «Восточная Кокарна» также отмечается превышение ПДК по хлор-ионам.

На рекультивационном участке 2012 г. хлор-ионы превысили ПДК в 425 раз. На рекультивационном участке 2010 г. превышение хлор-иона составило 59,14ПДК. На другом рекультивационном участке 2012 г. (р-4) хлор-ионы превысили ПДК в 244 раза. В поле нефтяной эмульсии превышение хлор-иона составило уже 341. На участке подготовленном для рекультивации (прикопка-2) хлор-ионы превысили ПДК в 234 раза.

На бурой солончаковой почве (р-6) месторождения «Караарна» хлор-ионы превысили ПДК в 205 раз. На бурой солончаковой почве с на-

веянным песчаным наносом хлор-ионы превысили ПДК в 185 раз. А в солончаке приморском хлор-ионы превысили ПДК в 181 раз. В грунтовых водах «Восточной Кокарны» на приморских примитивных солончаковых почвах хлор-ионы превысили ПДК в 181 раз. В водах из нагона Каспия превышение ПДК по хлор-иона составило 78 раз.

Рассмотрим изменение соотношения катионов в связи с метаморфизацией грунтовых вод. На рекультивационном участке 2012 г. (р-2) соотношение катионов Ca : Mg : Na выглядело следующим образом: 1,0 : 18 : 44. На рекультивированном участке 2010 г. эти соотношения выражаются таким образом: 1,0 : 4,4 : 6,86. На рекультивационном участке 2012 г. (р-4) эти соотношения представлены как: 1,0 : 14,67 : 30,44. В поле нефтяной эмульсии наблюдались следующие соотношения 1 : 2,0 : 13,9. На участке подготовленном для рекультивации (прикопка-2) соотношения катионов выражались так: 1,0 : 2,66 : 8,64. На бурой солончаковой почве месторождения «Караарна» (р-6) соотношение катионов Ca : Mg : Na выглядят следующим образом: 1,0 : 4 : 8,76. На бурой солончаковой почве с навееянным песчаным наносом (р-10) эти соотношения принимают следующий вид: 1,0 : 1,5 : 5,28. На солончаке приморском (р-8) соотношения катионов выглядят следующим образом: 1,0 : 2,40 : 6,18. В грунтовых водах «Восточной Кокарны» соотношения катионов Ca : Mg : Na на приморской примитивной солончаковой почве (р-17) принимают вид: 1,0 : 0,32 : 2,66. В другой примитивной солончаковой почве (р-18) эти соотношения катионов выражаются как: 1,0 : 1,43 : 4,30. В третьей пробе приморской примитивной солончаковой почвы соотношение катионов Ca : Mg : Na выражаются следующими пропорциями: 1,0 : 6,75 : 15,80. В водах из нагона Каспия это соотношение катионов представлено следующим образом: 1,0 : 2,75 : 6,78.

Метаморфизация грунтовой воды связана с её концентрацией и гидрохимическими особенностями, соотношениями хлора и сульфат-ионов в процентах от суммы мг-экв/л (табл. 1). При снижении хлор-ионов и при повышении содержания сульфат-ионов в процентах от суммы мг-экв-тов метаморфизация грунтовых вод идет в обратном направлении. Наоборот, при повышении доли хлор-ионов метаморфизация грунтовых вод идет в прямом направлении [5]. Если преобладают хлор-ионы, над натрием, то метаморфизация грунтовых вод идет в прямом направлении. При преобладании натрия над хлор-ионом, метаморфизация идет в обратном направлении [12]. Метаморфизация рекультивационных участков шла в

прямом направлении со значением от 0,23 до 0,90. На бурых солончаковых почвах с навейным песчаным наносом также шла метаморфизация грунтовой воды в прямом направлении. Лишь в солончаке соровом метаморфизация грунтовой воды переходит в обратное направление со значением 0,04. В приморских примитивных солончаковых почвах метаморфизация грунтовой воды также шла в прямом направлении, со значениями от 0,44 до 1,06. В водах из нагона Каспия метаморфизация грунтовой воды шла в прямом направлении со значением 0,50.

Сумма катионов Ca+Mg на рекультивационных участках 2012 г. (р-2) составила 1404,67 мг-экв/дм³. А на другом рекультивационном участке (р-4) этого же года – 1118,97. На участке подготовленном для рекультивации – 785,60. В поле нефтяной эмульсии снизилась до 642,75 мг-экв/дм³. Самый низкий показатель на рекультивированном участке 2010 г., где сумма катионов Ca+Mg составляет 321,43 мг-экв/дм³. Отсюда вытекает, что по мере завершения рекультивационных мероприятий сумма катионов Ca+Mg снижается. По-видимому, в процессе рекультивации щелочноземельные катионы Ca⁺⁺ и Mg⁺⁺ вступают в реакцию с функциональными группами реагентов и выпадают в осадок.

На бурых солончаковых почвах с навейным песчаным наносом (р-6, р-10) они составляют 952,27 и 714,15 соответственно. На солончаке соровом (р-8) – 976,09 мг-экв/дм³.

На месторождении «Восточная Кокарна» в приморских примитивных солончаковых почвах (р-17, р-18, р-19) сумма катионов Ca+Mg колеблется в пределах 785,0...809,4 мг-экв/дм³. А в водах из нагона Каспия составляет всего лишь – 357,13 мг-экв/дм³.

Отношение Na/Ca+Mg на рекультивационных участках оказалось выше, чем на тронутых почвах обеих месторождений. Здесь надо отметить одну важную сторону процесса – во всех разрезах обоих месторождений отношение Na/Ca+Mg выше единицы. Самый высокий показатель отмечен в поле нефтяных эмульсий и составляет 4,63. На участке, подготовленном для рекультивации снижается до 2,35. На рекультивационных участках 2012 г. (р-2) и (р-4) равняется 2,26 и 1,94 соответственно. Самый низкий показатель имеет рекультивированный участок 2010 г. – 1,27. На бурых солончаковых почвах с навейным наносом (р-6, р-10) отношение Na/Ca+Mg колеблется от 1,75 до 2,11.

А на соровом солончаке (р-8) это отношение составило – 1,81. На приморских примитивных солончаковых почвах «Восточной Кокарны»

отношение $\text{Na}/\text{Ca}+\text{Mg}$ оказалось выше, чем на месторождении «Караарна» на 0,20. В воде из нагона Каспия $\text{Na}/\text{Ca}+\text{Mg}$ оказалось равным 1,80. При загрязнении грунтовой воды и воды из нагона Каспия происходит увеличение содержания всех входящих ионов, а также изменение их соотношения во времени и пространстве. В результате изменяется видовой состав солей [11]. По степени токсичности по Ковде [8] они располагаются в следующем порядке: $\text{Na}_2\text{CO}_3 > \text{NaHCO}_3 > \text{NaCl} > \text{Na}_2\text{SO}_4 > \text{MgCl}_2 > \text{MgSO}_4$. Порог токсичности Na_2CO_3 – 0,005 %, NaCl – 0,03 %, NaSO_4 – 0,3 %, CaCO_3 и CaSO_4 являются для растений нетоксичными.

Теперь рассмотрим изменения видового состава солей грунтовых вод месторождений «Караарна» и «Восточная Кокарна» и воды из нагона Каспия в процессе метаморфизации этих вод в результате загрязнения и засоления нефтепромыслом (табл. 2). В видовом составе грунтовых вод соли Na_2SO_4 отсутствуют. По мере роста минерализации возрастают преимущественно NaCl и MgCl_2 . Из-за действия температурного геохимического барьера сульфаты натрия задерживаются в почве, так как при понижении температуры воды растворимость хлоридов существенно не изменяется, а сульфаты натрия при снижении температуры от 30 °С до 0 °С уменьшаются во много раз (от 400 до 50 г/дм³). Это способствует сбросу хлоридов в грунтовую воду в виде NaCl и MgCl_2 и задержке сульфатов в виде Na_2SO_4 в почве. Труднорастворимые соли CaSO_4 выпадают в осадок при достижении концентрации насыщения 43...45 г/дм³.

Таким образом, соли Na_2SO_4 увеличиваются в почве из-за испарения, а также температурного барьера. Соль Na_2SO_4 оставаясь в почве, уходит для образования сульфатного пухлого солончака [4]. На рекультивационном участке 2012 г. (р-2) видовой состав солей соответствует следующему неравенству: $\text{NaCl} > \text{MgCl}_2 > \text{MgSO}_4 > \text{CaSO}_4 > \text{KCl} > \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Из водорастворимых солей доминирующими являются хлористый натрий, составляющий 71,32 % от общего содержания солей. Токсичный для растений хлористый магний составляет 18,38 %, содержание сульфата магния доходит до 7,62 %. Содержание нетоксичных для растений бикарбоната и сульфата кальция составляют 0,62 и 1,36 % соответственно. Хлористый калий не превышает 0,70 %. Таким образом, 97,32 % водорастворимых солей составляют токсичные соли, которые расположены в первой тройке неравенства. В поле нефтяной эмульсии видовой состав солей выражается следующим неравенством: $\text{NaCl} > \text{MgCl}_2 > \text{CaSO}_4 > \text{MgSO}_4 > \text{KCl} > \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$.

Минерализация и гипотетические соли грунтовых вод и воды из нагона Каспия

Место отбора пробы воды	Уровень грунтовых вод, см	Минерализация, г/дм ³	Гипотетические соли (по Курнакову)					
			% в 1000 мл воды					
			$Ca(HCO_3)_2$	$CaSO_4$	$MgSO_4$	$MgCl_2$	$NaCl$	KCl
Месторождение «Караария»								
р-2, участок рекультивации 2012 г.	105	260,108	1,63	3,54	19,80	47,82	185,52	1,83
р-2, рекультивационный участок около скважины 7, 2010 г.	120	42,150	0,62	1,36	7,62	18,38	71,32	0,70
р-4, рекультивационный участок 2012 г.	100	193,089	1,37	2,93	5,53	8,10	23,88	0,37
поле нефтяной эмульсии	-	210,827	3,27	6,92	13,12	19,21	56,60	0,88
прикопка 2, участок подготовлен для рекультивации	20	152,508	1,58	3,57	49,29	10,90	127,07	0,74
р-6	100	153,288	0,82	1,85	25,52	5,64	65,81	0,39
р-8, солончак приморский	100	165,281	0,30	14,34	3,27	17,82	174,08	1,01
р-10	110	130,815	0,14	6,80	1,55	8,45	82,57	0,47
			1,52	13,35	7,10	21,59	108,26	0,73
			1,05	8,75	4,66	14,16	70,98	0,48
			1,16	12,02	25,35	16,22	97,58	0,99
			0,76	7,83	16,53	10,58	63,65	0,65
			0,63	18,93	40,99	0,45	103,18	1,14
			0,38	11,44	24,80	0,27	62,42	0,69
			1,02	18,62	7,40	14,55	88,13	1,08
			0,77	14,22	5,65	11,13	67,40	0,83

Место отбора пробы воды	Уровень грунтовых вод, см	Минерализация, г/дм ³	Гипотетические соли (по Курнакову)						
			$\frac{\% \text{ в } 1000 \text{ мл воды}}{\% \text{ соотношение}}$						
			$Ca(HCO_3)_2$	$CaSO_4$	$MgSO_4$	$MgCl_2$	$NaCl$	KCl	
<i>Месторождение «Восточная Кокарна»</i>									
p-17	100	143,633	<u>0,66</u>	<u>39,96</u>	<u>0,19</u>	<u>8,92</u>	<u>92,76</u>	<u>1,18</u>	
p-18	100	131,915	<u>0,46</u>	<u>27,82</u>	<u>0,13</u>	<u>6,20</u>	<u>64,57</u>	<u>0,82</u>	
вода из нагона Каспия	0	59,202	<u>0,75</u>	<u>22,07</u>	<u>8,02</u>	<u>16,33</u>	<u>83,86</u>	<u>0,92</u>	
p-19	100	131,017	<u>0,57</u>	<u>16,73</u>	<u>6,07</u>	<u>12,38</u>	<u>63,57</u>	<u>0,68</u>	
			<u>0,48</u>	<u>5,75</u>	<u>8,70</u>	<u>5,58</u>	<u>37,74</u>	<u>1,14</u>	
			<u>0,82</u>	<u>9,71</u>	<u>14,38</u>	<u>9,42</u>	<u>63,75</u>	<u>1,92</u>	
			<u>0,50</u>	<u>6,07</u>	<u>22,48</u>	<u>12,82</u>	<u>87,93</u>	<u>1,22</u>	
			<u>0,38</u>	<u>4,63</u>	<u>17,16</u>	<u>9,79</u>	<u>67,11</u>	<u>0,93</u>	

Анализируя динамику солей в грунтовых водах, можно отметить, что из водорастворимых солей доминирующим является хлористый натрий, у которого наибольший процент приурочен в поле нефтяной эмульсии. При минерализации 210,8 г/дм³, NaCl составил 82,5 % от общего содержания солей. Токсичный для растений хлористый магний составляет 8,4 %. В первую тройку неравенства входит также нетоксичный для растений сульфат кальция. Вторую тройку неравенства возглавляет токсичная соль MgSO₄ – 1,55. Бикарбонат кальция и хлористый калий составляют ничтожное количество. Токсичные соли составляют 92,6 %. Токсичность грунтовой воды понизилась за счет нетоксичного для растений сульфата кальция. На участке, подготовленном для рекультивации (прикопка-2), видовой состав выражается следующим неравенством: NaCl > MgSO₄ > MgCl₂ > CaSO₄ > Ca(HCO₃)₂ > KCl. Здесь доминирующим является хлористый натрий, который составляет 70,98 %. Токсичный для растений хлористый магний – 14,16 %. Доля нетоксичного CaSO₄ – 8,75 %. Токсичной соли сульфату магния принадлежит – 4,66 %. Ничтожные доли принадлежат бикарбонату кальция и хлористому калию. Здесь CaSO₄ переместился в первую тройку неравенства, благодаря этому снизилась токсичность грунтовой воды качественно и количественно. Водорастворимые токсичные соли составляют – 89,80 %. На рекультивационном участке 2012 г. (р-4) видовой состав солей соответствует неравенству: NaCl > MgSO₄ > MgCl₂ > CaSO₄ > Ca(HCO₃)₂ > KCl. Доминирующим является хлористый натрий – 65,81 %. Токсичная соль сульфат магния – 25,52 %, а хлористый магний – 5,64. Нетоксичные для растений соли бикарбонат и сульфат кальция, а также хлористый калий составляют ничтожные проценты от общего содержания солей. Располагаясь в первой тройке неравенства, они повышают токсичность грунтовых вод участка качественно и количественно. Токсичные соли грунтовой воды участка составляет – 96,97 %.

На рекультивированном участке 2010 г. видовой состав солей выражается следующим неравенством: NaCl > MgCl₂ > MgSO₄ > CaSO₄ > Ca(HCO₃)₂ > KCl. Доминирующий хлористый натрий составляет – 56,60 %. Токсичный для растений MgCl₂ занимает второе место – 19,2 %. Менее токсичный MgSO₄ замыкает первую тройку, и доля его составляет – 13,12 %. Бикарбонату и сульфату кальция принадлежат 3,27 и 6,92 % соответственно. Мизерный процент принадлежит хлористому калию – 0,88 %. Водорастворимые токсичные соли составляют – 88,93 %. Нетоксичные для растений соли – 11,07 %. В первой тройке неравенства расположены ток-

сичные соли, но несмотря на это, токсичность грунтовых вод снижается, по мере проведения рекультивационных работ. Самая высокая токсичность грунтовой воды наблюдается на рекультивационных участках, особенно в начале проведения рекультивации, где токсичность соответствуют – 96,97 и 97,32 %. В поле нефтяной эмульсии токсичность грунтовых вод снижается до 92,57 %. На участке подготовки почвы для рекультивации, токсичность грунтовых вод снизилась до 89,80 %. На рекультивированном участке 2010 г. токсичность грунтовой воды снизилась до 88,93 %. По мере завершения рекультивационных работ, токсичность грунтовой воды снижается и приближается к минерализации воды из нагона Каспия.

На нетронутой рекультивацией бурой солончаковой почве (р-6) с координатами N: 46°13'45,7"; E: 53°23'19,7"; h = -25 м состав солей грунтовой воды выражается следующим неравенством: $\text{NaCl} > \text{MgSO}_4 > \text{MgCl}_2 > \text{CaSO}_4 > \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 > \text{KCl}$. Водорастворимые соли расположены по степени токсичности. Доминирующим является хлористый натрий, составляющий – 63,65 % от общего содержания солей. Токсичный для растений сульфат магния составляет – 16,53 %. На долю хлористого магния выпадает – 10,58 %. Нетоксичные соли составляют – 9,24 %. Таким образом, 90,76 % составляют водорастворимые токсичные соли. На бурой солончаковой почве (р-6) верхний 60 см слой состоит из тяжелого суглинки, который с глубиной переходит в тонкозернистый песок. Почвы тяжелого механического состава имеют более высокую влагоемкость и емкость поглощения. Скорость испарения этой почвы выше, чем у почвы легкого механического состава, особенно песчаной почвы, благодаря водоподъемной способности. В результате испарения изменяется минерализация и соответственно соотношения ионов. Увеличиваются содержания катионов натрия и магния и анионов хлора и сульфатов.

На солончаке приморском (р-8) с координатами N: 46°14'03,3"; E: 53°21'53,2"; h = -23 м видовой состав солей грунтовой воды выражаются следующими неравенствами: $\text{NaCl} > \text{MgSO}_4 > \text{CaSO}_4 > \text{KCl} > \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 > \text{MgCl}_2$. Водорастворимые соли расположены несколько иначе. Доминирующей является хлористый натрий, составляющий – 62,42 % от общего содержания солей. Затем идет сульфат магния. Отмечается возрастание сульфатных солей, которые влияют на метаморфизацию грунтовой воды, переводя их в обратное направление. Нетоксичный сульфат кальция на третьем месте первой тройки, снижает токсичность грунтовой воды. Токсичный хлористый магний переместился на последнее место неравенства, также способствует снижению токсичности грунтовой воды. В результате нетоксичные соли составляют – 12,46 %.

Токсичные – 87,54 % от общего содержания солей. На солончаке приморском (р-8) верхний 30 см слой состоит из среднего суглинка, переходящего в супесь. В глубину от 30 см слой переходит в тонкозернистый песок. Водоподъемная способность песка ниже, чем суглинка или глины. Поэтому, чем ближе расположен песчаный слой к поверхности почв, тем меньше испаряется влага с поверхности почвы, доставляя меньше влаги из грунтовых вод. У бурой солончаковой почвы с навеванным песчаным наносом слой песка расположен на глубине 50 см, а у бурой солончаковой почвы этот слой расположен уже в 60 см от поверхности почвы.

На бурой солончаковой почве с навеванным песчаным наносом (р-10) с координатами N: 46°13'03,7"; E: 53°22'01,0"; h = -26 м видовой состав солей выражается следующим неравенством: $\text{NaCl} > \text{CaSO}_4 > \text{MgCl}_2 > \text{MgSO}_4 > \text{KCl} > \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. По расположению в неравенстве водорастворимых солей произошла инверсия. Доминирующим стал хлористый натрий. Токсичный хлористый магний переместился на третье место первой тройки неравенства, а токсичный сульфат магния переместился во вторую тройку, возглавляя ее. Нетоксичный сульфат кальция расположился после хлористого натрия, способствуя снижению токсичности грунтовой воды. В снижении токсичности грунтовой воды соли KCl и $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ не играют особо важной роли. В итоге нетоксичные соли составляют – 15,82 %. Токсичным солям принадлежат – 84,18% от общего содержания солей. На бурой солончаковой почве с навеванным песчаным наносом (р-10) токсичность грунтовой воды снизилась до 84,18 %. Здесь механический состав почвы играют главную роль. Особенно имеет значение расположение слоев в почвенных горизонтах и их чередование.

В условиях слоистых почвогрунтов изменяется высота подъема капиллярной влаги. Это главным образом зависит от количества сочетающихся слоев и их механического состава. Она меньше, чем больше слоев и больше разницы между их механическим составом [2]. Все это отражается на ионном составе и на минерализации грунтовой воды.

На приморской примитивной солончаковой почве (р-17) «Восточной Кокарны» с координатами N: 46°13'10,6"; E: 53°17'04,0"; h = -29 м видовой состав солей грунтовой воды выражается следующим неравенством: $\text{NaCl} > \text{CaSO}_4 > \text{MgCl}_2 > \text{KCl} > \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 > \text{MgSO}_4$. Изменение соотношения ионов в грунтовой воде повлияло на качество и количество гипотетических солей. В первой тройке после хлористого натрия расположилась нетоксичная соль сульфат кальция, способствуя снижению токсичности грунтовой воды. Токсичная соль сульфат магния замыкает неравенство. В результате неток-

сичные соли составляют – 29,10 %. Токсичным солям принадлежат – 70,9 % от общего содержания солей. Дело в том, что приморская примитивная солончаковая почва (р-17), расположенная в 100 м восточнее дамбы обвалования, состоит из легкого механического состава. Легкий суглинок переходит в желтый песок. Насыщенные в воздухе водяные пары при снижении температуры в ночное время, конденсируясь в слое песка, превращаются в воду. Эти воды, разбавляя грунтовые, снижают их токсичность. В результате, токсичность грунтовых вод снизилась до 70,9 %.

В другой приморской примитивной солончаковой почве (р-18) «Восточной Кокарны» с координатами N: 46°13'37,2"; E: 53°16'58,3"; h = -29 м видовой состав солей грунтовой воды выражается следующим неравенством: $\text{NaCl} > \text{CaSO}_4 > \text{MgCl}_2 > \text{MgSO}_4 > \text{KCl} > \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. При сравнении с предыдущей приморской примитивной солончаковой почвой вытекает, что в первой тройке неравенства не произошло никаких изменений. Токсичный сульфат магния переместился во вторую тройку и занимает в неравенстве четвертое место. Хлористый калий и бикарбонат кальция, не разлучаясь друг с другом, замыкают неравенство. Сульфат кальция, находясь на втором месте, снижает токсичность грунтовой воды. В результате нетоксичные соли составляют – 17,92 %. К токсичным солям принадлежит – 82,08 % от общего содержания солей.

В самой низкой точке «Восточной Кокарны» на приморской примитивной солончаковой почве (р-19) с координатами N: 46°13'51,3"; E: 53°17'0,05"; h = -33 м видовой состав солей грунтовой воды выражается следующим неравенством: $\text{NaCl} > \text{MgSO}_4 > \text{MgCl}_2 > \text{CaSO}_4 > \text{KCl} > \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Соли по степени токсичности расположились в первой тройке неравенства. Это усиливает токсичность грунтовой воды. Во второй тройке неравенства располагаются нетоксичные для растений соли. Во второй тройке доминирующим является сульфат кальция. Замыкает неравенство бикарбонат кальция. В результате нетоксичные соли составляют лишь – 5,94 %. Токсичным солям принадлежит – 94,06 % от общего содержания солей. Это состояние почвы можно объяснить следующим образом: разрез приморской примитивной солончаковой почвы заложен (р-19) в 360 м восточнее дамбы обвалования. Участок после перепланировки. Плоская влажная равнина. В пределах полуметрового слоя почвы супесь переходит в легкий, затем в средний суглинок. Далее полуметровый слой переходит в ржаво-желтый песок. Здесь самая низкая отметка по абсолютной высоте h = -33 м. Грунтовая вода установилась на отметке 90 см. Капиллярная кайма расположена близко к

поверхности, так как при планировке почва уплотняется, увеличивая капиллярные поры, которые способствуют поднятию грунтовой воды к поверхности. При испарении минерализация грунтовой воды повышается. Изменяются соотношения солей, которые влияют на токсичность грунтовой воды, которая составляет – 94,06 %.

Метаморфизация воды из нагона Каспия происходит при увеличении суммарной концентрации солей, а также изменения их соотношения во времени [7]. Видовой состав солей при минерализации 59,20 г/дм³ выражается неравенством: NaCl > MgSO₄ > CaSO₄ > MgCl₂ > KCl > Ca(HCO₃)₂. Происходит преобразование свойства нагонной воды. Повышается содержание сульфатных солей. Сульфат кальция расположился на третьей ступеньке первой тройки. Хлористый магний попал во вторую тройку, занимая четвертую ступень по химическому содержанию. Замыкает неравенство бикарбонат кальция. В результате нетоксичные для растений соли составляют лишь 12,45 %. Токсичным принадлежат 87,55 % от общего содержания солей.

В заключении отметим, что в динамике видового состава солей грунтовых вод и вод из нагона Каспия доминирующим является NaCl. Высокое значение NaCl отмечено на рекультивационных участках, где содержание его колеблется от 108,26 до 185,52 г/дм³. Лишь на рекультивированном участке 2010 г. его содержание снижается до 23,88 г/дм³. На нетронутых рекультивацией почвах месторождений «Караарна» содержание NaCl колеблется от 88,13 г/дм³ до 103,18 г/дм³. Притом, высокое значение отмечено в солончаке приморском. На месторождении «Восточная Кокарна» содержание NaCl незначительно снижается в связи со снижением минерализации грунтовых вод. Как известно, содержание натрия и хлора возрастает с повышением минерализации грунтовых вод. В водах из нагона Каспия хлористый натрий составляет 37,74 г/дм³. На рекультивационных участках второе место в неравенстве занимает соль MgCl₂. Лишь на рекультивационном участке (р-4) 2012 г. MgCl₂ перешел в MgSO₄. На нетронутых рекультивацией почвах месторождения «Караарна» второе место в порядке неравенства, чередуясь занимают соли MgSO₄ и CaSO₄. Такая обстановка наблюдается и на месторождении «Восточная Кокарна» и в воде из нагона Каспия. По-видимому, это связано со снижением минерализации грунтовых вод и вод из нагона Каспия. Как известно, с изменением минерализации воды происходит метаморфизация в ионном составе воды. На рекультивационных участках третью ступень в неравенстве занимают токсичные для растений соли. Лишь в поле нефтяной эмульсии, на участке подготовленном для рекультивации, на этих местах расположен нетоксичный CaSO₄.

На нетронутых рекультивацией участках месторождения «Караарна» третье место в неравенстве занимают токсичные соли $MgCl_2$. Лишь на солончаке приморском на третьем месте располагается нетоксичный $CaSO_4$. В грунтовых водах «Восточной Кокарны» третье место в неравенстве занимают токсичные соли $MgCl_2$. В водах из нагона Каспия третье место занимает нетоксичный $CaSO_4$. Во второй тройке неравенства токсичными солями являются $MgSO_4$, а в водах из нагона Каспия токсичной для растений солью является $MgCl_2$.

Выводы

1. В зависимости от природных и техногенных факторов минерализация грунтовых вод повышается, что ведет к их метаморфизации, так же это закономерно и для воды из нагона Каспия. В зависимости от концентрации метаморфизация грунтовой воды идет то в прямом, то в обратном направлении.

2. Грунтовые воды по происхождению являются морскими. Отношение Na/Cl то расширяются, то сужаются в зависимости от вида и степени метаморфизации грунтовых вод, но эти отношения всегда меньше единицы. Отношение Cl/SO_4 расширяется до 12,70.

3. Самый низкий показатель суммы катионов $Ca+Mg$ отмечен на рекультивированном участке 2010 г. По мере завершения рекультивационных работ сумма катионов $Ca+Mg$ снижается. По-видимому, в процессе рекультивации щелочноземельные элементы Ca и Mg вступают в реакцию с функциональными группами примененных реагентов и выпадают в осадок. Такая же закономерность прослеживается для щелочного элемента натрия.

4. Доминирующий гипотетической солью в обоих месторождениях является токсичный для растений хлористый натрий, у которого большой процент приурочен в поле нефтяной эмульсии. По мере завершения рекультивационных работ токсичность грунтовых вод снижается за счет нетоксичного для растений сульфата кальция. В снижении токсичности гипотетических солей немаловажную роль играет механический состав почвы, ее расположение по горизонтам и количество сочетающихся слоев.

5. Наивысшая токсичность хлор-иона отмечена на рекультивируемом участке 2012 г., где концентрация хлор-иона превысила ПДК в 425 раз. На бурой солончаковой почве месторождения «Караарна» хлор-ионы превысили ПДК в 205 раз, а на солончаке приморском концентрация составила 181ПДК.

6. В грунтовых водах «Восточной Кокарны» на приморских примитивных солончаковых почвах хлор-ионы превысили ПДК в 181 раз. В воде из нагона Каспия превышение ПДК наблюдалось 78 раз.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алекин О.А. Общая гидрохимия. – Л.: Гидрометеиздат, 1948. – 208 с.
2. Аханов Ж.У. Движение капиллярной влаги в условиях слоистых почвогрунтов низовьев р. Чу // Проблемы мелиорации земель республик Средней Азии и Казахстана. – Алма-Ата. 1970. С. 309-314.
3. Базилевич Н.И. Геохимия почв содового засоления. – М.: Наука, 1965. – 47 с.
4. Боровский В.М. Формирование засоленных почв и геохимические провинции Казахстана. – Алма-Ата: Гылым, 1982. – 254 с.
5. Валяшко М.Г. Некоторые общие закономерности формирования химического состава природных вод. // Труды лаборатории гидрогеологических проблем им. Ф.И. Саварянского». – 1958. – Т. 16. – С. 127-140.
6. Вернадский В.И. История минералов земной коры. История природных вод. / Ч.1. Вып. II. III. ОНТИ. 1934-1936
7. Досбергенов С.Н. Изменение гидрохимического режима и грунтовых вод осушенного дна Аральского моря // Проблемы освоения пустынь. – 2001. – № 4. – С. 59-63.
8. Ковда В.А. Происхождение и режим засоленных почв. / Т.1 – М-Л.: Изд. АН СССР, 1946. – 568 с.
9. Овчинников А.М. Общая гидрогеология. – М.: Госгеолиздат, 1949. – С. 36-52.
10. Приклонский В.А., Лаптев Ф.Ф. Физические свойства и химический состав подземных вод. – М.: Госгеолиздат, 1949. – С. 12-32.
11. Сапаров А.С., Фаизов К.Ш., Асанбаев И.К. Почвенно-экологическое состояние Прикаспийского нефтегазового региона и пути его улучшения. – Алматы: 2006. – 146 с.
12. Сулин В.А. Условия образования, основы классификации и состав природных вод. / Часть 1. – М-Л.: Изд. АН СССР, 1948. – 108 с.

Поступила 16.04.2014

Биол. ғылымд. канд. С.Н. Досбергенов

ҚАРАРНА ЖӘНЕ ШЫҒЫС КӨКАРНА МҰНАЙ КЕН ОРЫНДАРЫНДАҒЫ ЖЕР АСТЫ СУЛАРЫ МЕН КАСПИЙҢ ТОЛҚЫНДЫ БАСПА СУЛАРЫНЫҢ ГИДРОХИМИЯЛЫҚ РЕЖИМІ

Бұл мақалада Қарарна және Шығыс Көкарна мұнай кен орындарының аумағына қарасты жер асты суларындағы тұздардың

сандық және сапалық өзгерістері қарастырылған. Жерасты суларындағы тұздардың уыттылығы ондағы уытты және уытты емес тұздардың өзара арақатынасына, сонымен қатар механикалық құрамы мен оның топырақ қабаттарында орналасу жағдайына байланысты болады. Хлор-иондарының жоғары уыттылығы 2012 жылы рекультивацияланған учәскеде тіркелінді. Ол ШРК-дан 425 есе асып түсті. Шөлдің қоңыр сортаңданған топырақтарында бұл шама ШРК-дан 205 есеге артты.

УДК 504.453.06:556.532(282.256.16)

Канд. геогр. наук А.Г. Царегородцева *

К ВОПРОСУ О МОРФОЛОГИИ ПОЙМЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ РЕКИ ИРТЫША (ЕРТИС)

*ДОЛИННЫЙ ЛАНДШАФТ, ГИДРОМОРФНЫЕ ГЕОМПЛЕКСЫ,
ПОЙМА, СТАРИЦА, ЭКОТОН, ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИ-
РОВАНИЕ, ПРИРОДНО-ТЕРРИТОРИАЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС,
БИОПРОДУКТИВНОСТЬ, ГЕОЭКОЛОГИЯ*

В статье рассматриваются особенности морфологии составных элементов пойменных ландшафтов долины реки Иртыша (казахстанская часть). Анализируется гидроэкологическое состояние ландшафтной структуры поймы. Приводятся данные исследования по затопляемости поймы.

Современное состояние природно-территориальных комплексов долины Иртыша (Ертыс) является лишь определенной стадией в длительной ее геологической эволюции. Своеобразным ландшафтом долины Иртыша является пойма, которая представляет собой уникальное создание природы. Ей свойственны повышенное грунтовое и паводковое увлажнение, многочисленные рукава и озера- старицы. Пойма как литолого-морфологический комплекс образуется в результате боковых смещений русла и отложения аллювия, являясь внешним отражением эрозионно-аккумулятивного процесса, а речная излучина – основная форма рельефа и исходная ячейка при анализе и поиске закономерностей её развития. Особенности морфологии пойм определяются рядом факторов: горизонтальной и вертикальной деформациями русла; затоплением пойм высокими водами и связанные с этим процессы аккумуляции на ее поверхности [3].

Исходя из исторического развития долины Иртыша, можно отметить, что в образовании стариц основную роль играли тектонические, водно-эрозивные и водно-аккумулятивные процессы. Исследования автора показали, что в связи с морфологическими и геологическими условиями, озера расположенные в долине Иртыша относятся к пойменно-долинным и террасово-долинным.

* Павлодарский государственный университет им. С. Торайгырова

В пойме, наряду с озерами-старицами широко распространены узкие извилистые протоки, идущие нередко параллельно главному руслу и соединяющиеся с ним. Это ведет к образованию крупных островных участков. Глубины пойменных проток достигают 4...5 м, а более крупных проток 7...8 м. Характерной особенностью пойменных проток является мало изменяющаяся на всем их протяжении ширина русла. Возникновение этих проток можно объяснить наличием хорошо выраженного микрорельефа поймы в виде разновысотных систем вееров перемещения русла, обычно представляющих собой систему дугообразно изогнутых валов и ложбин между ними. Во время половодья потоки, проходящие по затопленной пойме, размывают ложбины между системами смежных вееров и образуют узкие извилистые русла пойменных проток. Их общее очертание обычно соответствуют положению границ различных систем вееров, перемещения русла и создается впечатление, что эти системы образовались в результате меандрирования проток. Однако, эти веера созданы в основном, в процессе меандрирования главной реки и лишь унаследованы пойменными протоками. В таких случаях протоки существенно сокращают путь для прохождения половодья, они могут значительно увеличиться в своих размерах и превратиться в главное русло реки Иртыш.

На морфологические параметры пойменных комплексов, а, следовательно, и на биопродуктивность существенную роль оказывают рельефообразующие (водно-эрозионные) процессы, интенсивно проявляющиеся в пределах речной долины. Формирование долинных парагенетических гидроморфных ландшафтных комплексов во многом предопределяются геолого-геоморфологическими, гидрологическими, а также антропогенными факторами и по своей сути отражающими особенности древнего парагенезиса и современного функционирования бассейновой геосистемы.

Исследования территории Иртышской поймы позволили выделить следующие участки с преобладанием озер-стариц. Прирусловая пойма, протягивается у подножия коренного берега или надпойменных террас реки неширокой (0,2...0,3 км) полосой. Это наиболее пониженная и заболоченная часть поймы с многочисленными старицами. Она подпитывается постоянным горизонтом грунтовых вод, часто с выходом ключей.

Центральная пойма, выровненная, наиболее широкая, с оптимальными условиями увлажнения и большим количеством блюдцеобразных понижений, небольших оврагов, вытянутых западин (бывших проток). Эти

понижения, заполняемые талыми и сточными водами, образуют небольшие водоемы, многие из которых в летнее время высыхают.

Притеррасная пойма, расположенная выше центральной и прирусловой поймы, наиболее дренируемая примыкающая часть к руслу реки, с легким по механическому составу аллювием. Это наиболее сухая область поймы с развитыми пойменными дерновыми почвами, покрытые полынно-ковыльно-типчаковыми лугами в первую очередь, освобождающаяся от паводковых вод. Для этой части поймы характерно притеррасные озера и старицы.

Растущая антропогенная нагрузка всё более дестабилизируют природную среду и вызывают заметное увеличение контрастности и мозаичности ландшафтной структуры крупных территорий. В свою очередь это сопровождается появлением новых природно-антропогенных и антропогенных границ, геохимических и энергетических потоков, путей миграции и расселения организмов и, следовательно, формированием новых экотонных геосистем разного ранга. Влияние антропогенных факторов на пойменные ландшафты Иртыша ускоряет процесс их трансформации из гидроморфно-засоленного в неоллювиальное степное состояние. Значительная часть площадей поймы занята заболоченными растительными сообществами, обладающими малоценным, в кормовом отношении, травостоем, представленным в основном гидрофильными осоками и злаками. Также отмечается засоленность, характерная для лесной зоны реки. В пойме степного отрезка реки отмечено почти повсеместное засоление почвогрунтов, обуславливающее формирование галофитных растительных сообществ.

Одной из важных задач сохранения биологического разнообразия, связано с большой уязвимостью пойменных комплексов, в том числе прибрежных – экотонов к антропогенному воздействию. Это в свою очередь предопределяет необходимость научного предвидения пространственно-временных и структурно-динамических трансформаций пойменных природно-территориальных комплексов. В зонах экотонов формируются особые экотонные биотические сообщества и соответствующие им экотонные системы. Процессы взаимодействия водной и наземной среды формируют экотонную зону. Определяющим фактором, оказывающим существенное влияние на формирование растительного покрова прибрежных экотонов, является колебание уровня воды. На водоемах в связи с неустойчивостью гидрорежима, растительный покров экотонов имеет динамичный характер и сочетание различных гигроморфных растений, входящих в состав эко-

тонных растительных сообществ, обеспечивает их устойчивость при чередующихся условиях обводнения. Экотоны отражают континуальность биогеоценотического покрова и осуществляют функцию соединения различных природных, или природных и антропогенных систем, и одновременно выполняют буферную функцию, а также функцию рефугиумов для ряда видов организмов. Наряду с исследованием экотонов как специфических переходных пространств различных рангов и масштабов, чрезвычайный интерес представляют исследования организации и функционального своеобразия особых лабильных экотонных систем на переходных экотонных территориях. Одной из важнейших характеристик переходных территорий оказывается повышенная флуктуационность, неустойчивость параметров абиотической среды. Именно к этому ее свойству должны быть адаптированы экотонные системы [1].

Основные черты формирования растительности в пойме обуславливают сочетание естественных и антропогенных факторов: дефицит влаги на высоких уровнях поймы, застаивание полых атмосферных и грунтовых вод в отрицательных формах рельефа, засоленность почвогрунтов, продолжительность заливания полыми водами. Пойменный ландшафт является важным звеном между русловым процессом и гидрологическим режимом, так как объемы аккумулируемой воды и скорость водообмена между руслом и поймой находятся в зависимости от их морфологического строения. Пойменные массивы р. Иртыш характеризуются различной степенью увлажнения. За 50-летний период условно производимые весенние попуски были близки к естественному гидрологическому режиму только в 1990, 1995, 1997, 1999, 2001, 2002 и 2010 годах. За последний десятилетний период природоохранных попусков пойма р. Иртыш получила наибольшие объемы воды (4,81...5,25 км³), что способствовало затоплению площади от 76 до 93 % большинства пойменных массивов. Среднее значение затопления пойменные массивов за этот период составило 76,7 %. Достаточно высокое затопление всех пойменных участков характерно для 2010 г., когда среднее значение затопления составило 89,7 %. За период природоохранных попусков 2005...2010 гг. среднее значение затопления поймы составляет 69,3 %, это говорит о недостаточных (в соответствии с водностью годов) и неравномерных попусках из водохранилищ. В 2013 г. был произведен природоохранный попуск воды в р. Иртыш в объеме 6,33 км³, что позволило затопить пойму на 86 %.

В ходе исследования произведено районирование пойменного

ландшафта на пойменно-русловые районы по следующим критериям: по характеру развития поймы, водному режиму, увлажненности почв, орографическому, почвенно-ботаническому составу. Пойменно-русловые районы выделяются по определенному, присущему только им сочетанию разных морфодинамических типов русел и морфологических типов пойм. По природным кормовым угодьям, доминирующим пойменно-русловым районом являются разнотравно-костровные, разнотравно-злаковые луга, занимающие центральную часть пойменного массива. Для пойменного массива характерны многочисленные повсеместные озера-старицы и рукава, в южной части массива – озера. По генетическим показателям изучаемые пойменные озера долины Иртыша, относятся к следующим: тип – эндогенный, класс – гидрогенный, подкласс – эрозионно-аккумулятивный (речной), род – озера пойменные, озера надпойменных террас; вид – озера-протоки, озера-старицы [2].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Залетаева В.С. Экотоны в биосфере. – М.: РАСХН, 1997. – 329 с.
2. Царегородцева А. Г. Гидроэкология пойменных ландшафтов (Павлодарское Прииртышье). – Павлодар: ПГУ им.С. Торайгырова, 2005. – 243с.
3. Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. / Т.2 Морфодинамика речных русел. – М.: КРАСАНД, 2011. – 960 с.

Поступила 5.05.2014

Геогр. ғылымд. канд. А.Г. Царегородцева

ЕРТІС ӨЗЕНІНІҢ ЖАЙЫЛМА ЛАНДШАФТТАРЫНЫҢ МОРФОЛОГИЯСЫ БОЙЫНША СҰРАҚТАРҒА ҚАТЫСТЫ

Мақалада Ертіс өзені аңғарының (қазақстандық бөлігі) жайылма ландшафтының құраушы элементтерінің морфологиялық ерекшеліктері қарастырылады. Жайылманың ландшафттық құрылысының гидроэкологиялық жағдайы сарапталады. Жайылма массивтерін су басуы бойынша зерттеулердің мәліметтері.

УДК 504.453.06:556.532(282.256.16)

Канд. геогр. наук

А.Г. Царегородцева *

Канд. геол.-мин.наук

Г.С. Ажаев *

**ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ЛИМАНОВ
ШИДЕРТИНСКО-ОЛЕНТИНСКОЙ ПРИРОДНОЙ ЗОНЫ***ГЕОЭКОЛОГИЯ, ПОПУСК, ЛАНДШАФТ, ВОДНЫЙ РЕЖИМ,
ПОЙМА*

В статье приведены результаты исследования Шидертинско-Олентинской природной зоны. Рассматриваются гидроэкологические особенности лиманов. На основе полевых исследований проведено картографирование изучаемой природной зоны и даны рекомендации по ее оптимизации.

Из 130 малых рек и временных водотоков Павлодарской области наибольшее значение имеют Шидерты, Оленты, Селеты, Ащису, Тундык, Карасу. Они характеризуются кратковременным весенним стоком с расходом до 0,1...0,5 м³/с. Минерализация воды увеличивается от 0,5...0,8 г/дм³ – в весенне-летний период, до 1,0...3,0 г/дм³ и более – в зимний. К осени (иногда и летом) малые реки, как правило, пересыхают и представляют собой цепочку плесов с солоноватой или соленой водой.

Среди рек левобережья р. Иртыша наиболее крупная р. Шидерты, сохраняющая сток в течение года. Начинаясь за пределами области, она пересекает мелкосопочник и на равнине впадает в бессточное озеро Жалаулы. Средний многолетний годовой сток р. Шидерты составляет 72,5 млн. м³, при этом 70...90 % годового стока приходится на весенний паводок. Паводковые воды реки пресные, меженные – солонцеватые. Общая длина реки составляет 502 км, в т.ч. она протекает 113 км по территории Карагандинской области, по границе вдоль Карагандинской и Павлодарской областями она течет на протяжении 64 км, в Павлодарской области ее длина составляет 325 км. Высота ее истока по сравнению с отметкой местности, где она впадает в озеро Жалаулы, составляет 465 м. Среднемноголетняя норма объема годового стока реки Шидерты равна 57,7 млн. м³.

* Павлодарский государственный университет им. С. Торайгырова

Река Оленты не относится к категории малых рек (до 200 км.), её общая длина составляет 273 км и протекает она через территории Акмолинской (91 км), Карагандинской (103 км) и Павлодарской (79 км) областей. Водосборная площадь занимает 4230 км², охватывает территории между водосборными ландшафтами рек Шидерты и Силеты, имеет крупнохолмистый рельеф. Тип питания реки снежный, основная масса водотока протекает весной (до 80 %).

В настоящее время в области имеется 132862 га орошаемых земель, в том числе 59530 га – регулярно орошаемых и 73332 га – лиманы (табл. 1), в том числе и в Шидертинско-Олетинской зоне.

Таблица 1

Орошаемые земли Павлодарской области

Район	Наличие орошаемых земель, га	В том числе регулярного орошения, га	В том числе лиманного орошения, га	Из них затоплено, га
г. Аксу	13111	13111	-	-
Актогайский	8530	3098	5432	-
Баянаульский	7978	1239	6739	-
Железинский	887	887	-	-
Иртышский	1957	357	1600	-
Качирский	5770	5770	-	-
Лебяжинский	12002	822	11180	8900
Майский	16247	1650	14597	7300
Павлодарский	29006	12558	16508	14500
г. Павлодар	2665	2665	-	-
Успенский	11793	11793	-	-
Щербактинский	1916	1916	-	-
г. Экибастуз	20940	3664	17276	7281,5
Итого	132862	59530	73332	37981,5

Перераспределение водных ресурсов заповедной Шидертинско-Олетинской зоны (местного значения) обусловило изменение растительных и почвенно-мелиоративных условий, а также развитие многих экзогенных процессов на территории изучаемого региона. В связи с этим, в 1973 году было создано лиманное земледелие в пределах пойм рек Оленты и Шидерты. Лиманы затопливались в полном объеме водами из канала им К.И. Сатпаева. С 1993 г. подача воды на лиманные угодья была прекращена [4].

Лиманное орошение – глубокое одноразовое весеннее увлажнение почвы водами местного стока. Для лиманного орошения используют талые воды, стекающие свыше расположенной территории, паводковые, а также излишки из водохранилищ и каналов. Воду на орошаемой площади

(лимане) удерживают системой валов и дамб. Излишки ее сбрасывают через водопуски. Оросительная норма при лиманном орошении 2,5...4,5 тыс. м³/га воды. Объемы воды, отпущенные на затопление пойменных лугов на низовьях реки Шидерты в периоды функционирования СССР (по данным ПТО Иртышского БВУ) приведены в табл. 2.

Таблица 2

Объемы воды, отпущенные на затопление пойменных лугов реки Шидерты, млн. м³

Год	Объём воды	Год	Объём воды
1975	103,28	1983	100,57
1976	138,09	1984	100,57
1977	113,41	1985	100,57
1978	101,38	1986	100,57
1979	100,57	1987	100,57
1980	100,57	1988	100,57
1981	100,57	1989	96,86
1982	100,57	-	-

В начальные годы становления молодого суверенного государства Казахстан, лиманные земли реки Шидерты получали достаточный объем воды (табл. 3).

Таблица 3

Некоторые показатели водного баланса канала Иртыш-Караганда (по Павлодарской области, по данным ПТО Иртышского БВУ), млн. м³

Год	Непромышленное водопотребление		Промышленность	Прочие расходы	Всего
	с-х всего	в т.ч. лиманы			
1990	135,7	90,5	213,4	62,6	411,7
1991	144,0	84,4	120,3	72,9	337,2
1992	140,9	82,9	111,7	33,9	286,5
1993	83,5	63,0	120,7	78,5	284,5
1994	77,2	47,0	138,4	172,6	388,8
1995	88,0	65,0	169,6	227,0	484,6
1996	89,9	68,0	136,6	112,7	339,2
1997	40,2	27,6	128,8	303,4	471,6
Среднее	100,2	66,5	142,4	125,1	375,4

Как показывают данные табл. 2 и 3, пойменные луга затапливались больше чем в условиях естественного стока реки. В сельском хозяйстве Экибастузского района, начиная с 1998 г., водопотребление на регулярное орошение не осуществлялось, ощущается потребность в воде на затопле-

ние Шидертинских лиманов. В 1997 г. на лиманы было отпущено только 27,25 млн. м³ воды [1].

Отсутствие на лиманах как естественного стока, так и компенсационного попуска, а также в связи с этим высыхание озер, общей площадью более 10 км², привело к появлению и активизации ранее появившихся процессов остепнения и засоления почв. Это в свою очередь снизило в 2 раза биопродуктивность лиманных растительных сообществ.

Продолжительность затопления лиманов зависит от растительности или орошаемых культур, влагоемкости почвы и глубины увлажнения (обычно до 10 сут). При создании оросительных лиманных систем на массивах со сложными почвенно-мелиоративными условиями рекомендуется лиманы (чеки) формировать по ландшафтно-биологическому принципу с детальным учетом рельефа, микрорельефа почвенно-растительных условий [3].

На пойменных лиманах в условиях их регулярного затопления решающая роль в формировании водного режима почв принадлежит паводковым водам. Их влияние проявляется в непосредственной влагозарядке почв, и длительном воздействии верховодки, образующейся в слоистых почвогрунтах в период затопления лиманов.

Урожайность пойменных лугов в значительной степени зависит и от сроков их уборки. Так, поздняя уборка луговых трав приводит к снижению общего выхода кормовых единиц на краткочасовых на 31...33 %, среднечасовых – 17...30 %, долгодочасовых – 12...18 %. Вместе с тем также известно, что при раннем скашивании луговых травостоев у многих видов луговых трав ограничивается семенная продуктивность.

Анализ мелиоративного состояния орошаемых земель показал, что в настоящее время большую часть площади изучаемой территории занимают сильно заселенные лугово-степные почвенные разновидности, которые оказывают существенное влияние на структуру растительных сообществ среднего и низкого экологического уровня.

Известно, что растения различных местообитаний, имеют свои признаки, характеризующиеся индивидуальными особенностями показателей водного режима, в том числе и интенсивной транспирации. В связи с этим, для научного обоснования и поисков практических мер по рациональному использованию и улучшению кормовых угодий, требуются тщательные исследования водного режима растений в каждом отдельном местообитании. При этом, необходимо учитывать изменения, происходящие не только на лиманах, но и прилегающих территориях [2].

Для оценки современного состояния Шидертинско-Олентинской природной зоны, возраст литогенной и биогенной составляющих которой совпадает (поздний голоцен), на основе полевых исследований проведено картографирование. За основную иерархическую единицу природно-территориального комплекса взяты урочища мозаичного и линейного взаиморасположения. Всего выделены 3 класса ландшафтов, состоящих из 3-х групп урочищ, которые объединяют 18 природно-территориальных комплексов (ПТК) данного морфологического уровня.

Доминантной группой урочищ является нерасчлененная пойма Шидертинско-Олентинской зоны на остепненных пойменных почвах слабовозвышенных и выровненных участках. Это наиболее продуктивная часть поймы, представленная злаково-разнотравной растительностью (пырей ползучий, мятлик луговой, девясил британский). Группа состоит из 8 характерных для нее урочищ. Фоновым урочищем является участок поймы кратковременных пастбищно-сенокосных угодий со злаково-разнотравной растительностью, с группировками кустарников на пойменных луговых остепненных слаборазвитых почвах.

Сухостепной ландшафт опущенных равнин рассматриваемого региона представлен озерно-аллювиальной слаборасчлененной равниной, фоновым урочищем которой является нерасчлененные две надпойменные террасы с злаково-попынной растительностью на лугово-степных солонцах слабовыраженных понижений равнины.

Структура урочищ озерно-аллювиальной равнины носит как линейно, так и линейно-меридиальный характер, что связано с историей развития Шидертинско-Олентинской зоны. В самостоятельный класс выделен аквальный ландшафт (рр. Оленты, Шидерты, озера, протоки), с характерными для него морфологическими и биоценозными данными.

Исходя из сложившейся ситуации современного состояния лиманных угодий Шидертинско-Олентинской зоны, для экологизации мелиорации в регионе необходимо восстановление в полном объеме компенсационных попусков и определение величины допустимой нагрузки на ПТК. Для обеспечения стабильного производства кормов и рационального управления лиманным орошением требуется создание заданного водного режима на пойменных землях.

Кроме того, для минимизации негативных явлений на лиманные земли необходимо «мягкое» управление геосистемной Шидертинско-Олентинской заповедной зоны, создание правильной организации мони-

торинга наземных экосистем. Одним из основных моментов мониторинга является восстановление периодичности режимных наблюдений за изменением протекающих природных и антропогенных процессов. При этом, необходимо учитывать характерное время основных биогеоценотических процессов и процессов литорального сопряжения элементов ландшафта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альмишев У.Х., Бондаренко А.П. Улучшение лугов и комплексная уборка: учебное пособие. – Павлодар, 2006. – С. 95-97
2. Барышников Н.Б. Морфология, гидрология и динамика пойм. – Л.: Гидрометеоздат, 1984. – 280 с.
3. Бурлибаев М.Ж., Куц И.С., Фашевский Б.В, Опп К., Царегородцева А.Г., Шенбергер И.В., Булибаева Д.М., Айтуреев А.М. Затопление поймы Ертиса – главный фактор устойчивого развития речной экосистемы. – Алматы: Каганат, 2014. – 396 с.
4. Царегородцева А.Г. Иртышская долинная система и тенденции ее развития в условиях зарегулированного стока реки // 20 лет информатизации в Республике Казахстан: статус, инновации, управление развитием: Матер. Междунар. конф. – Алматы, 2011. – С. 204-209

Поступила 17.07.2014

Геогр. ғылымд. канд. А.Г. Царегородцева
Геол.-мин. ғылымд. канд. Г.С. Ажаев

ШІДЕРТІ-ӨЛЕНТІ ТАБИҒИ ЗОНАСЫ ЛИМАНДАРЫНЫҢ ГЕОЭКОЛОГИЯЛЫҚ ЖАҒДАЙЫ

Мақалада Шідерті-Өленті табиғи зонасының зерттелу нәтижелері берілген. Лимандардың гидроэкологиялық ерекшеліктері қарастырылады. Далалық зерттеулер нәтижесінде зерттеліп отырған табиғат зонасының картографиялануы және оны оңтайландыру нұсқаулары берілген.

УДК 504.453.06:556.532(282.256.16)

Канд. геогр. наук
Канд. пед. наук

А.Г. Царегородцева*
Д.Д. Есимова*

**К ВОПРОСУ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЙМЕННЫХ ВОДОЕМОВ И
ВОДОТОКОВ ГОСУДАРСТВЕННОГО ПРИРОДНОГО ЗАКАЗНИКА
«ПОЙМА РЕКИ ИРТЫШ»**

*ДОЛИННЫЙ ЛАНДШАФТ, ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ, СТА-
РИЦА, ЭКОТОН, ЗАКАЗНИК, БИОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗНООБРА-
ЗИЕ, ПОПУСК*

В статье рассматривается пойменный ландшафт р. Иртыш (Ертыс), как литолого-морфологический комплекс. Анализируются особенности исторического развития поймы в соответствии с её гидрологическим режимом.

Государственный природный заказник «Пойма реки Иртыш» (комплексный) организован Постановлением Совета Министров КазССР от 17.02.1986 г. Государственный природный заказник «Пойма реки Иртыш» создан для восстановления, приумножения и сохранения ценных в научном и экологическом отношении редких и исчезающих видов животных и растений, а также естественных природных ландшафтов. Заказник занимает площадь 377 133 га на землях Актогайского, Железинского, Иртышского, Качирского, Лебяжинского, Майского, Павлодарского районов Павлодарской области, городов Аксу и Павлодар.

Современная долина р. Иртыш простирается непрерывной полосой шириной 3...30 км с юго-востока на северо-запад через всю Павлодарскую область, деля ее практически пополам. От высоких надпойменных террас современная долина реки отделяется достаточно выраженной террасой, высота которой по правому берегу достигает 25...50 м. В рельефе долины различаются: русло реки, ее протоки и затопляемая пойма шириной 12...15 км. Структура естественных ландшафтов формировалась в условиях активного проявления неотектонических движений (опускания), изменения климата, почв, растительности.

Исследуемый пойменный ландшафт является интразональным ландшафтом поймы р. Иртыш. Пойменный ландшафт – чрезвычайно ди-

* Павлодарский государственный университет им. С. Торайгырова

намичная система, благодаря действию аллювиальных процессов и режиму паводков. Морфологическая структура ландшафтов на уровне урочищ и фаций, а также состав и размещение почвенно-растительного покрова определяется особенностями рельефа, механическим составом аллювия, режимом половодий и грунтового стока, которые формируются на фоне зональных климатических условий данного региона [2].

Исходя из исторического развития долины Иртыша, можно отметить, что в образовании стариц основную роль играли тектонические, водно-эрозионные и водно-аккумулятивные процессы. Наши исследования показали, что в связи с морфологическими и геологическими условиями изучаемые нами пойменные водоемы и водотоки, расположенные в долине Иртыша, относятся к пойменно-долинным и террасово-долинным. Наряду с озерами-старицами на пойме широко распространены узкие извилистые протоки, идущие нередко параллельно главному руслу и соединяющиеся с ним. Это ведет к образованию крупных островных участков поймы. Глубины пойменных проток достигают 4...5 м, а более крупных – 7...8 м (рис. 1).



Рис. 1. Протоки центральной поймы р. Иртыш.

Пойма, как литолого-морфологический комплекс образуется в результате боковых смещений русла и отложения аллювия, являясь внешним отражением эрозионно-аккумулятивного процесса. Речная излучина – основная форма рельефа и исходная ячейка при анализе и поиске закономерностей развития пойм (рис. 2).

Характерной особенностью пойменных проток является мало изменяющаяся на всем их протяжении ширина русла.



Рис. 2. Меандрирование русла р. Иртыш.

Возникновение этих проток можно объяснить наличием хорошо выраженного микрорельефа поймы в виде разновысотных систем вееров перемещения русла, обычно представляющего собой систему дугообразно изогнутых валов и ложбин между ними (рис. 3).

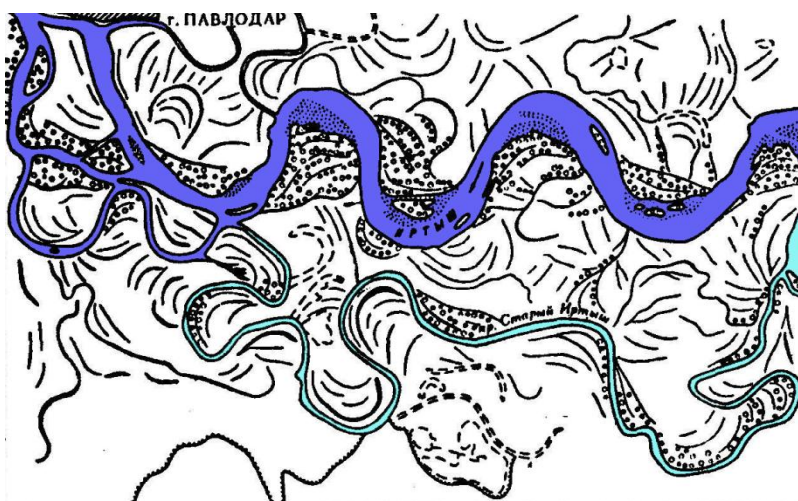


Рис. 3. Схема расположения стариц и водотоков в пойме р. Иртыш.

Во время половодья потоки, проходящие по затопленной пойме, размывают ложбины между системами смежных вееров и образуют узкие

извилистые русла пойменных протоков. Их общее очертание обычно соответствуют положению границ различных систем вееров, перемещения русла и создается впечатление, что эти системы образовались в результате меандрирования протоков. Однако, эти веера созданы в основном, в процессе меандрирования главной реки и лишь унаследованы пойменными протоками. В таких случаях протоки существенно сокращают путь для прохождения половодья, они могут значительно увеличиться в своих размерах и превратиться в главное русло реки Иртыш.

На морфологические параметры пойменных комплексов, а, следовательно, и на биопродуктивность существенную роль оказывают рельефообразующие (водно-эрозионные) процессы, интенсивно проявляющиеся в пределах речной долины. Формирование долинных парагенетических гидроморфных ландшафтных комплексов, широко распространенными в пределах поймы Иртыша и его крупных протоков, во многом предопределяемые природными (геолого-геоморфологическими, гидрологическими), а также антропогенными факторами, по своей сути отражают особенности древнего парагенезиса и современного функционирования бассейновой геосистемы.

Влияние антропогенного воздействия на пойменные ландшафты р. Иртыш ускоряет процесс трансформации из состояния гидроморфно-засоленного в неозлювиальное степное. Значительная часть площадей поймы занята заболоченными растительными сообществами, обладающими малоценным, в кормовом отношении, травостоем, представленным в основном гидрофильными осоками и злаками, а также отмечается засоленность характерная для лесной зоны реки. В пойме степного отрезка реки отмечено почти повсеместное засоление почвогрунтов, обуславливающее формирование галофитных растительных сообществ.

Сохранение биологического разнообразия связано с большой уязвимостью пойменных комплексов, в том числе прибрежных комплексов – экотонов к антропогенному воздействию. Это в свою очередь предопределяет необходимость научного предвидения пространственно-временных и структурно-динамических трансформаций пойменных природно-территориальных комплексов. Определяющим фактором, оказывающим существенное влияние на формирование растительного покрова прибрежных экотонов, является колебание уровня воды. На водоемах в связи с неустойчивостью гидрологического режима, растительный покров экотонов имеет динамичный характер и сочетание различных гидроморфных расте-

ний, входящих в состав экотонных растительных сообществ, обеспечивает их устойчивость при чередующихся условиях обводнения [3].

Основные черты формирования растительности на пойме обуславливают сочетание естественных и антропогенных факторов: дефицит влаги на высоких уровнях поймы, застаивание полых атмосферных и грунтовых вод в отрицательных формах рельефа, засоленность почвогрунтов, продолжительность заливания полыми водами.

Пойменный ландшафт является важным звеном между русловым процессом и гидрологическим режимом, так как объемы аккумулируемой воды и скорость водообмена между руслом и поймой находятся в зависимости от их морфологического строения. Пойменные массивы р. Иртыш характеризуются различной степенью увлажнения. За 50-летний период условно производимых весенних попусков были близкими к естественному гидрологическому режиму только в 1990, 1995, 1997, 1999, 2001, 2002 и 2010 годы [1].

За последний десятилетний период природоохранных попусков пойма р. Иртыш получила наибольшие объемы воды ($4,81 \dots 5,25 \text{ км}^3$), что способствовало затоплению большинства пойменных массивов площадью от 76 до 93 %. Среднее значение затопления пойменных массивов за этот период составляет 76,7 %. Достаточно высокое затопление всех пойменных участков характерно для 2010 года, среднее значение затопления составило 89,7 %. За период природоохранных попусков 2005...2010 годов среднее значение затопления поймы составляет 69,3 %, это говорит о недостаточных (в соответствии с водностью годов) и неравномерных попусках из водохранилищ. В 2013 году был произведен природоохранный попуск воды в р. Иртыш в объеме $6,33 \text{ км}^3$, что позволило затопить пойму на 86 %.

Исходя из вышеизложенного, можно отметить, что пойменный ландшафт является важным звеном между русловым процессом и гидрологическим режимом. Особенности морфологии пойм определяются рядом факторов: горизонтальные деформации, естественным и закономерным следствием которых является появление и развитие самих пойм; вертикальными деформациями русла; затоплением самих пойм высокими водами и связанные с этим процессы аккумуляции на ее поверхности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурлибаев М.Ж., Куц И.С., Царегородцева А.Г., Фашевский Б.В., Опп К., Шенбергер И.В., Бурлибаева Д.М., Айтгуреев А.М. Затопление

- поймы Ертыса – главный фактор устойчивого развития речной экосистемы. – Алматы: Каганат, 2014. – 395 с.
2. Естественно-научное обоснование уменьшения территории государственного природного (комплексного) заказника «Пойма реки Иртыш» в связи с необходимостью реконструкции Майского водопровода. / Под ред. Гельдыевой Г.В. – Алматы, 2014. – 95 с.
 3. Царегородцева А.Г., Сидорова И. В. Экотоны, как объект изучения аквальных геосистем // Гидрометеорология и экология. – 2014. – № 1. – С. 188-195.

Поступила 24.07.2014

Геогр. ғылымд. канд. А.Г. Царегородцева
Пед. ғылымд. канд. Д.Д. Есимова

**«ЕРТІС ӨЗЕНІНІҢ ЖАЙЫЛЫМЫ» МЕМЛЕКЕТТІК ТАБИҒИ
ҚОРЫҚШАСЫНДА ЖАЙЫЛЫМ СУ ҚОЙМАЛАРЫ МЕН СУ
АҒЫНДАРЫНЫҢ ТҮЗІЛУ МӘСЕЛЕСІНЕ**

Мақалада Ертіс ө. жайылым литологиялық-морфологиялық кешен ретінде қарастырылған. Жайылымдардың гидрологиялық тәртібіне сәйкес тарихи дамуының ерекшеліктері сарапталады.

УДК 631.52:633.31

Доктор с.-х. наук А.М. Нургизаринов *
Канд. техн. наук Е.А. Назаров *
А.Ж. Шарипова *
Е.Ж. Арыстан *

**ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ И ПУТИ МЕЛИОРАТИВНОГО
УЛУЧШЕНИЯ ОРОШАЕМЫХ ЗЕМЕЛЬ В НИЗОВЬЕ
РЕКИ СЫРДАРЬИ**

*АРАЛЬСКОЕ МОРЕ, СЫРДАРЬЯ, ЭКОЛОГИЯ, МЕЛИОРАЦИЯ,
ЗАСОЛЕНИЕ ПОЧВ, ГРУНТОВЫЕ ВОДЫ*

*Авторы предлагают для улучшения мелиоративного состояния
и восстановления плодородия почвы сократить посевы риса, вместо
этого необходимо увеличить посевы суходольных культур.*

Ухудшение экологических условий крайне негативно отразилось на экосистеме в низовье р. Сырдарья. Значительное сокращение стока реки, повышение минерализации воды, падение уровня Аральского моря и усыхание многочисленных озерных систем, усиление аридизации территории, исчезновение растительного покрова, ветровой вынос солей с оголенной поверхности почвы, интенсивное испарение сильно минерализованных грунтовых вод вызвали нарушение природной среды. Происходит массовое засоление почв, особенно сильно подвержены этому процессу орошаемые земли. Немало этому способствует действующая система земледелия, которая была разработана и введена в практику еще в годы плановой экономики. Основу ее составляют рисовые севообороты, где посевы риса занимают 65,5 % полей. Увеличиваются элементы ирригационной системы, расходуется большой объем поливной воды, что приводит к ухудшению мелиоративного состояния земель и снижению плодородия почвы. Происходит вторичное засоление орошаемых земель и значительные площади выпадают из сельскохозяйственного оборота. В годы интенсивного освоения в низовье р. Сырдарья площади орошаемых земель составляли 286 тыс. га. В результате бесконтрольного расширения посевов риса к середине 90-ых годов площадь хозяйственно пригодных земель сократилась до 277,7 тыс. га.

* Кызылординский государственный университет им. Коркыт Ата

При этом 58,5 тыс. га земель были списаны по причине вторичного засоления. В настоящее время этот процесс продолжается. Об этом свидетельствуют данные, полученные в 2010 г. При обследовании 218823 га орошаемой земли по степени засоления, их площади распределились (%) следующим образом: незасоленных – нет, легко засоленные – 34 %, средне засоленные – 39 % и сильно засоленные – 27 %. Больше половины земель, находящихся под сельхозоборотом можно отнести к категории засоленных.

На мелиоративное состояние орошаемых земель определенное негативное влияние оказывает глубина залегания грунтовых вод. По исследованиям авторов площади земель с уровнем залегания грунтовых вод следующие: 1,5...2,0 м – 13 %, 1,0...2,0 м – 63 %, 1,0...5,0 м – 21 % и ниже 5,0 м – 2 %.

Важнейшим показателем состояния земель является степень минерализации грунтовых вод. Площади земель по степени минерализации грунтовых вод распределялись следующим образом: площади земель с минерализацией грунтовых вод 1...3 г/дм³ – 37 %, 3...5 г/дм³ – 24 %, 5...10 г/дм³ – 29 % и 10 г/дм³ и выше – 10 %. Земель с минерализацией грунтовых вод меньше 1,0 г/дм³ – нет. Это явный потенциальный источник засоления орошаемых земель. При выращивании риса на этих землях фильтрационная вода с рисовых чеков смыкается с грунтовыми водами независимо от глубины залегания. К концу вегетации после сброса поливной воды с чеков фильтрационная вода по капиллярам поднимается, увлекая за собой минерализованные грунтовые воды. В результате соли концентрируются в верхнем слое почвы. Это самый простой и интенсивный путь вторичного засоления орошаемой земли, особенно, если плохо работают элементы ирригационной системы, такие как коллекторно-дренажные сети. Следует отметить, что в регионе с советских времен была и осталась нерешенной проблема работы коллекторно-дренажной сети. Орошаемые земли являются золотым фондом каждого государства, и содержать их в лучшем состоянии, сохраняя высокую продуктивность, приоритетная задача. Поэтому для улучшения мелиоративного состояния орошаемых земель в низовье р. Сырдарьи с учетом экологических условий необходимо пересмотреть структуру посевов сельскохозяйственных культур. С учетом ожидаемого сокращения стока Сырдарьи необходимо сократить посевы риса, разместив их в центральной части древней дельты реки. За счет этого предлагается увеличить посевы суходольных культур (пшеница, ячмень, кукуруза, многолетние травы и др.) и размещать их в

предельтовой части (Яныкурганский и Шиелинский районы) региона. При таком ведении орошаемого земледелия решаются две главные задачи:

-улучшается мелиоративное состояние и быстро восстанавливается плодородие почвы путем биологизации среды орошаемых земель;

- при сокращении посевов риса производство зерна не уменьшается за счет увеличения посевов и продукции суходольных культур, особенно пшеницы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Нургизаринов А.М., Елеуова Э.Ш. Особенности формирования плодородия орошаемой почвы в связи с аридизацией Приаралья // Вестник - 2010. - №1. С. 35-39
2. Саданов А.К., Нургизаринов А.М. Научные основы устойчивого развития в Приаралье. Монография (на каз. язык). – Астана: Акарман, 2008. – С. 54-81.

Поступила 17.02.2014

А-шар. ғылымд. докторы	А.М. Нургизаринов
Техн. ғылымд. канд.	Е.А. Назаров
	А.Ж. Шарипова
	Е.Ж. Арыстан

СЫРДАРИЯ ӨЗЕНІ САҒАСЫНДАҒЫ СУАРМАЛЫ ЖЕРЛЕРДІ МЕЛИОРАТИВТІ ЖОЛМЕН ЖАҚСARTУ ЖӘНЕ ЭКОЛОГИЯЛЫҚ ЖАҒДАЙЫ

Авторлар суармалы жердің мелиоративтік күйін жақсартып, оны тиімді пайдаланудың жолы ретінде күріш дақылының егіс көлемін қысқартып, оның есесіне іркіп суаратын дақылдардың егіс көлемін көбейтуді ұсынды.

УДК 551.588.7(574)

Ж.К. Ахмадиева *

**ДЕТАЛИЗИРОВАННЫЕ ВЫБРОСЫ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ ОТ
СЖИГАНИЯ ТОПЛИВА В КАЗАХСТАНЕ ЗА ПЕРИОД
1990...2012 ГОДЫ**

РАМОЧНАЯ КОНВЕНЦИЯ, ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА, НАЦИОНАЛЬНАЯ ИНВЕНТАРИЗАЦИЯ, ЭНЕРГЕТИЧЕСКАЯ ПРОМЫШЛЕННОСТЬ, ОБРАБАТЫВАЮЩАЯ ПРОМЫШЛЕННОСТЬ, ДРУГИЕ СЕКТОРА, ПРОЧИЕ ИСТОЧНИКИ

В статье дана оценка выбросов парниковых газов от сжигания топлива в различных секторах экономики Казахстана за период 1990...2012 гг. по результатам ежегодной инвентаризации парниковых газов.

Республика Казахстан ратифицировала Рамочную конвенцию ООН об изменении климата (РКИК ООН) в 1995 г. и тем самым приняла на себя обязанность ежегодно представлять Сторонам РКИК ООН данные национальной инвентаризации парниковых газов (ПГ). Ответственным государственным органом по инвентаризации ПГ в Казахстане является Министерство окружающей среды и водных ресурсов. Исполнитель национальной инвентаризации ПГ – АО «Жасыл Даму» (бывший КазНИИЭК).

Методика расчетов выбросов ПГ базируется на руководящих принципах национальных инвентаризаций ПГ Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК, 1996, 2000 гг.), которые приняты для всех стран РКИК ООН. Для большинства стран РКИК ООН, в том числе и для Казахстана, базовым годом, с которым сравниваются выбросы ПГ за разные периоды, является 1990 г. Расчетные значения выбросов ПГ приводятся в единицах CO₂ эквивалента, т.к. только взвешенная сумма выбросов отдельных газов отражает общий парниковый эффект.

Энергетическая деятельность является основным источником выбросов прямых (CO₂, CH₄, N₂O) и косвенных (CO, NO_x, NMVOC) парниковых газов в Казахстане. Глубокий экономический кризис 90-х годов прошлого века, как следствие распада старой социалистической системы хозяйствования, привел к сокращению потребления энергетических ресур-

* АО «Жасыл Даму», г. Алматы

сов в республике за период 1990...1999 гг. С 2000 г. интенсивная добыча сырьевых ресурсов позволила стране преодолеть экономический кризис и обеспечить высокие темпы экономического роста. В настоящее время отмечается стабильный рост потребления отраслями промышленности энергетических ресурсов.

Наибольший вклад в выбросы ПГ от энергетической деятельности в Казахстане вносит сжигание природного топлива (уголь, нефть, природный газ) и продуктов их переработки. В данной статье приводится оценка выбросов ПГ по секторам экономики, в которых происходит сжигание топлива: энергетическая промышленность, обрабатывающая промышленность и строительство, другие сектора и прочие источники.

Среднегодовой вклад *энергетической промышленности* в выбросы ПГ от энергетической деятельности за период 1990...2012 гг. составляет более 45 %. Энергетическая промышленность является источником выбросов ПГ от сжигания топлива при производстве и передаче электро- и теплоэнергии, а также от сжигания жидкого и твердого топлива в топливной промышленности для собственного теплоснабжения и собственных нужд.

Динамика выбросов ПГ в энергетической промышленности за 1990...2012 гг. соответствует сложившейся экономической ситуации в республике за этот период. За период 1990...1999 гг. отмечается снижение выбросов ПГ, с 2000 г. по настоящее время – постепенный их рост. Максимальные выбросы ПГ отмечались в 1990 г., минимальные – в 1999 г. В 2012 г. выбросы ПГ в энергетической промышленности составили 106,3 млн. т CO₂-экв, что на 23 % ниже уровня 1990 г. (табл. 1). Доля CO₂ составляет более 99 %. Эмиссии метана и закиси азота незначительны.

Таблица 1
Выбросы ПГ в энергетической промышленности за период 1990...2012 гг.
(млн. тонн)

ПГ	1990	1999	2000	2005	2009	2010	2011	2012
Всего	138,5	51,6	58,2	89,0	92,6	100,3	100,9	106,3
CO₂								
Производство электро- и теплоэнергии	109,2	42,8	51,1	67,7	78,1	83,4	85,5	91,6
Добыча и переработка нефти	2,8	1,9	1,8	7,3	4,7	5,9	4,8	4,6
Добыча и переработка твердого топлива	25,9	6,7	5,0	13,7	9,3	10,5	10,2	9,7
CH₄ (CO ₂ -экв.)	0,05	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
N₂O (CO ₂ -экв.)	0,53	0,20	0,23	0,33	0,36	0,38	0,39	0,41

Ежегодно потребление каменного угля и лигнита на сжигание в энергетической промышленности остается примерно на одном уровне, около 70 %. За исследуемый период заметно понизилось потребление нефти и нефтепродуктов и повысилось потребление природного газа. Рост потребления природного газа, несомненно, связан с вышедшим в 2012 г. Законом РК «О газе и газоснабжении», который создал условия для увеличения доли газа в Топливо-энергетическом балансе республики. Все большее использование природного газа для выработки электроэнергии и тепла благотворно сказывается на экологической обстановке в стране.

Обрабатывающая промышленность и строительство включает выбросы ПГ от сжигания топлива для собственных и технологических нужд в черной и цветной металлургии, горнорудной промышленности, строительстве и других отраслях промышленности. Вклад выбросов ПГ от этой категории в энергетической деятельности за исследуемый период имеет тенденцию роста, с 7 % (1990 г.) до 12 % (2012 г.), что связано с ростом промышленных предприятий.

Основными источниками выбросов ПГ в этой категории являются цветная и черная металлургия, так как это ведущие отрасли экономики Казахстана. Цветные металлы Казахстана отличаются высоким качеством. Усть-каменогорский цинк, балхашская и жезказганская медь зарегистрированы в качестве эталонов на Лондонской бирже цветных металлов. Удельный вес цветной металлургии в ВВП республики вырос более чем в 2 раза после обретения республикой суверенитета. Цветная металлургия представлена в республике свинцово-цинковыми, медными, алюминиевыми, золотодобывающими, вольфрам-молибденовыми, титано-магниевыми предприятиями. В составе черной металлургии Казахстана имеется пять отраслей: горнорудная, металлургическая, ферросплавная, огнеупорная и ломоперерабатывающая. В Казахстане выпуск продукции черной металлургии в основном осуществляется в АО «Испат-Кармет», где производится весь республиканский объем проката черных металлов и чугуна.

Динамика выбросов ПГ за 1990...2012 гг. в обрабатывающей промышленности Казахстана показывает снижение их за период 1990...1998 гг. и постепенный рост с 1998 г. по настоящее время. Максимальное потребление топлива отмечалось в 1992 г. минимальное – в 1998 г. В 2012 г. выбросы ПГ в обрабатывающей промышленности составили 28,7 млн. т CO₂-экв., что на 30 % больше чем в 1990 г. (табл. 2). Доля эмиссии CO₂ за весь период составила более 99 %.

Таблица 2

Выбросы ПГ в обрабатывающей промышленности за период
1990...2012 гг., млн. тонн

ПГ	1990	1999	2000	2005	2009	2010	2011	2012
Всего	22,0	19,8	21,8	28,1	27,2	28,4	29,3	28,7
CO₂	21,9	19,7	21,6	27,9	27,1	28,2	29,1	28,6
Черная метал-гия	11,3	8,2	9,0	11,8	8,9	8,3	8,3	8,9
Цветная метал-гия	2,4	7,3	6,9	7,4	9,4	10,6	10,8	9,9
Хим. пром-сть	1,8	0,2	0,4	0,2	0,5	0,3	0,7	0,7
Целлюлозно- бумажная пром-сть	0,04	0,00	0,00	0,02	0,03	0,03	0,01	0,01
Пищевая пром-сть	0,8	0,7	0,8	1,0	1,0	1,4	0,4	0,7
Другие отрасли пром-сти	8,14	4,11	5,8	8,62	8,73	9,33	9,91	9,71
CH₄ (CO₂-экв.)	0,03	0,03	0,03	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05
N₂O (CO₂-экв.)	0,06	0,07	0,08	0,10	0,11	0,12	0,12	0,12

За весь период исследований в обрабатывающей промышленности для сжигания использовалось, в основном, твердое топливо (каменный уголь и лигнит). В 2012 г. относительно 1990 г. доля потребления твердого топлива увеличилась с 45 до 74 %. Доли потребления жидкого и газообразного топлива сократились, с 28 до 11 % и с 26 до 15 % соответственно.

Категория «Другие сектора» оценивает выбросы ПГ от сжигания топлива в жилищно-коммунальном хозяйстве, частных жилых домах, от стационарных источников ПГ в сельском, лесном и рыбном хозяйстве. Доля выбросов от этой категории в энергетической деятельности Казахстана имела тенденцию к снижению с 18 % (1990 г.) до 6 % (2012 г.). Связано это с все большим использованием природного газа вместо угля для отопления зданий.

Общая тенденция выбросов ПГ за период 1990...2012 гг. в этой категории имеет характер снижения. В 2012 г. выбросы ПГ здесь составили 15,8 млн. т CO₂-экв., что в 3,4 раза меньше выбросов ПГ в 1990 г (табл. 3). Доля эмиссии CO₂ за весь период составила более 99 %.

Таблица 3

Выбросы ПГ по категориям «Другие сектора» и «Прочие источники» за период 1990...2012 гг. (млн. тонн)

ПГ	1990	1999	2000	2005	2009	2010	2011	2012
Другие сектора, всего	53,8	7,7	8,8	11,8	13,9	15,2	18,1	15,8
CO₂	52,5	7,4	8,6	11,5	13,5	14,7	17,5	15,3
CH₄ (CO₂-экв.)	1,04	0,22	0,21	0,31	0,38	0,41	0,59	0,50
N₂O (CO₂-экв.)	0,21	0,03	0,03	0,04	0,05	0,05	0,07	0,06

ПГ	1990	1999	2000	2005	2009	2010	2011	2012
Прочие источники.								
Всего	8,6	9,4	19,4	21,3	38,1	47,9	33,1	33,2
CO_2	8,6	9,3	19,3	21,2	37,9	47,7	33,0	33,0
CH_4 (CO ₂ -экв.)	0,02	0,02	0,04	0,02	0,06	0,08	0,06	0,07
N_2O (CO ₂ -экв.)	0,03	0,04	0,07	0,07	0,12	0,15	0,08	0,11

Основной вклад в выбросы ПГ в этой категории вносит сжигание топлива для отопления частных жилых домах, количество которых за годы независимости Казахстана сильно выросло.

В категорию «Прочие источники» включены источники выбросов ПГ от сжигания топлива, невключенные ни в какие другие категории. Доля выбросов ПГ от этой категории за исследуемый период имела тенденцию к росту с 3 % (1990 г.) до 14 % (2012 г.).

Выбросы прямых ПГ в категории «Прочие источники» в 2012 г. составили 33,2 млн. т CO₂-экв. что в 3,9 раза больше эмиссии ПГ в 1990 г. Доля эмиссии CO₂ за весь период составила более 99 %.

Поступила 16.06.2014

Ж.К. Ахмадиева

**1990...2012 ЖЫЛДАР АРАЛЫҒЫНДАҒЫ МЕРЗІМДЕ
ҚАЗАҚСТАНДАҒЫ ОТЫНДЫ ЖАҒУДАН ПАРТИКТІ
ГАЗДАРДЫҢ НАҚТЫ ШЫҒАРЫЛУЫ**

Мақалада 1990...2012 жж. аралығында Қазақстанның әртүрлі экономика салаларындағы отын жағудан шыққан парникті газдарды бағалау жыл сайынғы парникті газдар инвентеризациясы нәтижелерінен берілген.

**«ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ САЛАСЫНЫҢ ҮЗДІГІ»
(«ОТЛИЧНИК ГИДРОМЕТСЛУЖБЫ»)**

В феврале 2014 года Правительство Республики Казахстан своим постановлением утвердило ведомственную награду Национальной гидрометеорологической службы – нагрудный знак «Гидрометеорология саласының үздігі» («Отличник гидрометслужбы»).

Нагрудный знак «Гидрометеорология саласының үздігі» представляет собой медальон в виде круга, обрамленного металлом желтого цвета, подвешенного на колодку из металла желтого цвета

с муаровой лентой синего цвета. На лицевой стороне знака в центре расположен логотип «Казгидромета». По кругу медальона расположена надпись «Гидрометеорология саласының үздігі», выполненная синим цветом на металле желтого цвета. Знак при помощи ушка и кольца соединяется с прямоугольной колодкой шириной 26 мм и высотой 15 мм и крепится к одежде. К нагрудному знаку прилагается именное удостоверение.

Нагрудным знаком «Гидрометеорология саласының үздігі» награждаются работники Национальной гидрометеорологической службы Казахстана за высокие профессиональные качества, личный вклад в развитие гидрометеорологической службы и мониторинга загрязнения окружающей среды Республики Казахстан, образцовое выполнение трудовых обязанностей, повышение производительности труда, новаторство и инициативу.

В канун государственного праздника «День конституции Республики Казахстан», приказом Генерального директора РГП «Казгидромет» А.Т. Мендигариным, впервые в новейшей истории нашей страны, 20 лучших сотрудников награждены этим почетным знаком. Это представители центрального аппарата и областных филиалов РГП «Казгидромет». Редакция журнала сердечно поздравляет наших коллег: В.С. Цапенко, Г.Р. Якушеву, А.Ю. Гритчину, О.Ю. Акатьеву, Н.Х. Тасбулатова, Т.Д. Ягорлицкую, Н.Т. Мухаметжанова, Т.А. Каракушиеву, О.В. Логинову, Р.К. Бейсетаеву, Н.Г. Бакуш, А.Б. Тулеугалиеву, Л.В. Поливанову, В.А. Калмыкову, З.Ю. Арбузову, С.М. Шалова, Е.И. Васенину, Б.Т. Жездибаеву,

Т.И. Криворучко, Л.А. Гусеву с почетным званием «Гидрометеорология саласының үздігі». Каждый из них на протяжении своей трудовой деятельности в РГП «Казгидромет», а большинство награжденных проработало в нашей системе от 25 до 38 лет, привнесли много труда, любви и ответственности за порученное им дело. Они организовывали работу, составляли прогнозы погоды, паводков, нагонов и сгонов на Каспийском море, неустанно вели наблюдения за метеорологическими и гидрологическими явлениями, осуществляли контроль за загрязнение окружающей среды!

Желаем уважаемым награжденным здоровья, благополучия и дальнейших трудовых успехов на ниве процветания Национальной гидрометеорологической службы Казахстана.



Генеральный директор РГП «Казгидромет» А.Т. Мендигарин в кругу награжденных.



Награждается заместитель директора филиала РГП «Казгидромет» по Мангистауской области А.Б. Тулегалиева.



Награждается начальник отдела гидрометнаблюдений филиала РГП «Казгидромет» по Акмолинской области Н.Х. Тасбулатов.

Семенов Олег Ефимович
(к 75-летию со дня рождения)



12 сентября 2009 г. исполнилось 75 лет признанному ученому метеорологу, кандидату физико-математических наук, отличнику гидрометеорологической службы СССР Семенову Олегу Ефимовичу.

Олег Ефимович родился в селе Лепсинске Андреевского района Талдыкурганской области в семье служащих. В 1957 году окончил школу и поступил на физико-математический факультет Казахского государственного педагогического института им. Абая.

Свою трудовую деятельность в Казахском научно-исследовательском гидрометеорологическом институте он начал в 1963 году, где прошел путь от младшего до ведущего научного сотрудника и заведующего лабораторией климата и исследований загрязнения атмосферы. А в период с 1988 по 1992 гг. работал заместителем директора КазНИГМИ по научной работе.

Благодаря целеустремленности, интуиции и таланту, он достиг больших научных высот, и сегодня является признанным ученым-метеорологом Республики Казахстан с именем, которого связано развитие целого ряда направлений географической науки.

В своих научных трудах Олег Ефимович Семенов детально изучил метеорологические и климатические характеристики ветровой эрозии почв в Северном и Юго-Восточном Казахстане, что позволило ему выполнить масштабное исследование пространственно-временного распределения опасных и особо опасных пыльных бурь в Казахстане. В своих трудах он опирался на применение физико-статистических методов, что позволило ему создать модель расчета переноса масс песка во время бурь в приземном слое атмосферы по стандартным наблюдениям метеостанций.

Хорошо известны его экспериментальные и экспедиционные исследования по изучению переноса масс песка ветром во время бурь в приземном слое атмосферы в Прибалхашье, песчаных бурь на высыхающем дне Аральского моря, долине реки Или, а также уникальные работы по изучению песчаных бурь и их параметров на мачтах.

По его инициативе и под его руководством успешно реализуется Международная экологическая программа по мониторингу эоловых почвенных процессов в Центральной Азии.

Семенов О.Е. опубликовал более 100 научных работ, в том числе в коллективной монографии «Гидрометеорологические проблемы Приаралья», в книгах «Актуальные гидрометеорологические проблемы оз. Балхаш и Южного Прибалхашья», «Современное экологическое состояние бассейна озера Балхаш», «Проблемы гидроэкологической устойчивости в бассейне озера Балхаш». В 2011 г. им выпущена монументальная монография «Введение в экспериментальную метеорологию и климатологию песчаных бурь», в которой детально исследованы эоловые процессы, происходящие в Аральском регионе, юго-востоке Казахстана и на полуострове Мангыстау.

Олег Ефимович стоял у истоков создания журнала «Гидрометеорология и экология», длительное время он являлся заместителем Главного редактора, выполняя трудоемкую редакционную работу. И в настоящее время он является самым активным рецензентом статей метеорологического профиля.

Поздравляя Олега Ефимовича со знаменательным юбилеем, мы желаем ему отличного здоровья, неиссякаемой энергии, больших творческих успехов. Счастья и благополучия!

Редакция журнала «Гидрометеорология и экология»

ТЕХНИЧЕСКИЕ ТРЕБОВАНИЯ К РУКОПИСИ СТАТЬИ

В комплект рукописи, присылаемой автором, должны входить: основной текст статьи, не превышающий 12...14 страниц, включая таблицы, рисунки и список литературы, аннотация на русском языке. Эта же аннотация, название статьи и Ф.И.О. авторов дается на казахском и английском языках. **Аннотация должна быть:** информативной (не содержать общих слов); оригинальной (для английского варианта не быть калькой русскоязычной аннотации с дословным переводом, написана качественным английским языком); содержательной (отражать основное содержание статьи и результаты исследований); структурированной (следовать логике описания результатов в статье);- компактной (укладываться в объем от 100 до 250 слов). Сведения о месте работы и занимаемой должности автора, его ученая степень и ученое звание.

Перед заголовком статьи следует указать расширенный индекс по Универсальной десятичной классификации (УДК), а так же ключевые слова, в количестве 10...12 штук. Помимо машинописного варианта статьи обязательно предоставляется электронный. Для иногородних достаточно электронного варианта.

Оформление рукописи:

Весь текст рукописи, включая таблицы, печатается на ПК на одной стороне листа плотной бумаги, формата А4, белого цвета. Интервал – множитель – 1,2. **Параметры поля страницы:** верхнее 20 мм, нижнее 75 мм, левое 70 мм, правое 15 мм. Абзац начинается с отступа – 12,5 мм, режим набора Microsoft Word, шрифт Times New Roman (стиль обычный), размер шрифта 11. Заголовок статьи из прописных букв, без переноса, шрифт полужирный. Аннотация помещается перед основным текстом статьи, после заголовка и списка авторов (представленного в столбик с указанием ученой степени), набирается курсивом, отступы по 5 мм слева и справа.

См. примеры

НАУЧНЫЕ СТАТЬИ

Гидрометеорология и экология

№ 3 2011

УДК 628.394(547.42+547.25)

Доктор геогр. наук

А.Ж. Жуматаев

Канд. физ.-мат. наук

А.Т. Иванов

ОЦЕНКА ВЕТРОВОГО ПЕРЕНОСА ПЕСКА В ДОЛИНЕ СЕНЕК

ДИСПЕРСНЫЙ СОСТАВ, ВЕТРОВОЙ ПЕРЕНОС, МАССА ПЕСКА, РАСХОД, РЕЗУЛЬТИРУЮЩИЙ ВЕКТОР, МОДЕЛЬ, ДОЛИНА СЕНЕК

Исследован дисперсный состав подвижных песков Туйесу и в долине Сенек. Выполнены расчеты ветрового переноса масс песка по модели КазНИГМИ. Получена роза векторов средних многолетних годовых расходов песка в долине и определен результирующий вектор, имеющий азимут 287° и модуль 773 т/(км·год).

Интенсивное освоение нефтяных и других полезных ископаемых на полуострове Мангышлак привело к значительному росту воздействия людей...

Рисунки готовятся с соблюдением ГОСТа в режиме Paint (Paintbrush) и вставляются в текст как рисунки. Графики, диаграммы, гистограммы – в режиме Microsoft Excel, и вставляются в текст как объект Microsoft Excel. Подпись рисун-

ка помещается под ним и набирается курсивом (см. пример). Целые цифры от дробной части числа отделяются не точкой, а запятой. Расшифровка обозначений в строку после подписи. На поле рисунка надписи не допускаются, кроме индексов или цифр обозначений. Размер цифр и букв на рисунке такой же, как и в тексте, индексов – не меньше 1,5 мм.

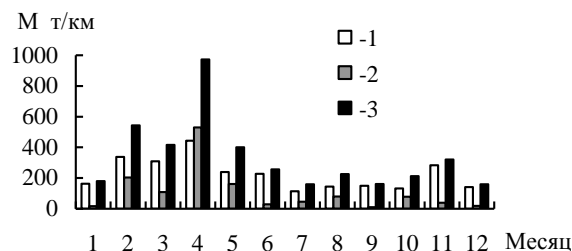


Рис. 3. Средний многолетний годовой ход объемов ветрового переноса песка. 1 – песчаный поземок, 2 – песчаная буря, 3 – оба явления.

Таблицы оформляются без дополнительной разграфки поля таблицы, разграфляется только «шапка» и внешний контур таблицы. Номер таблицы и смысловое название – над таблицей, примечание – под ней (с соблюдением ГОСТа) (см. пример).

Таблица 3

Основные статистические характеристики объемов переноса песка на М Сенек

Атмосферные явления	\bar{M} , т/(км·год)	σ , т/(км·год)	C_v
Бури	1321	605	0,46
Поземки	2687	786	0,29
Оба явления	4007	1118	0,28

Примечание: Все показатели нормированы.

Единицы физических величин приводятся в Международной системе СИ (ГОСТ 8.417-81), либо параллельно дается перевод приведенных единиц в систему СИ.

Названия организаций, учреждений, географические названия и т.п. даются в последней официальной редакции. К историческим названиям в скобках приводятся современные.

Математические, химические обозначения и формулы набирать в режиме редактора формул (Microsoft Equation). В формулах в качестве символов следует применять обозначения, установленные ГОСТом. Номера формул указываются у правого края страницы в круглых скобках. Ссылки в тексте на порядковый номер формулы также дают в круглых скобках. В тексте обязательно приводится расшифровка всех параметров в строчку (см. пример).

$$f(x) = \frac{0,434}{\sigma_{lg x} x \sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{(\lg x - \lg x_0)^2}{2\sigma_{lg x}^2} \right], \quad (1)$$

где x – размер песчинок; x_0 – их средний геометрический размер; $\sigma_{lg x}$ – среднее квадратическое отклонение логарифмов размеров частиц.

Список литературы оформляются в соответствии с ГОСТ 7.5-98. В качестве примера приводятся наиболее распространенных описания – статьи, книги, материалы конференций, патенты и электронные ресурсы удаленного доступа.

Статья из периодического издания:

Аксартов Р.М., Айзиков М.И., Расулова С.А. Метод количественного определения леукомизина // Вестн. КазНУ. Сер. хим – 2003. – Т. 1. № 8. – С. 40-41

Книга:

Курмуков А.А. Ангиопротекторная и гиполипидемическая активность леуомизина. – Алматы: Бастау, 2007. – С. 35-37

Публикация из материалов конференций (семинара, симпозиума), сборников трудов:

Абимульдина С.Т., Сыдыкова Г.Е., Оразбаева Л.А. Функционирование и развитие инфраструктуры сахарного производства // Инновация в аграрном секторе Казахстана: Матер. Междунар. конф., Вена, Австрия, 2009. – Алматы, 2010. – С. 10-13

Электронный ресурс:

Соколовский Д.В. Теория синтеза самоустанавливающихся кулачковых механизмов приводов [Электрон. ресурс]. – 2006. – URL: http://bookchamber.kz/stst_2006.htm (дата обращения: 12.03.2009).

При оформлении пристатейной литературы приводить полный перечень авторов издания (без др.).

Ссылки на литературу приводятся в квадратных скобках – [].

Все сокращения выполняются в соответствии с ГОСТом и словарем сокращений.

На отдельном листе в редакцию высылаются сведения об авторе (авторах) с указанием фамилии, имени, отчества (полностью), домашнего и служебного адресов и телефонов, адреса электронной почты, точного названия учреждения, в котором была выполнена работа, ученой степени автора.

Статьи, выполненные коллективом авторов, должны быть подписаны всеми авторами.

Редакция сохраняет за собой право отклонять рукописи и делать необходимые редакционные исправления, дополнения и сокращения в принятых рукописях. Статья может быть возвращена автору на доработку. В отдельных случаях по просьбе редакции предоставляются рецензии на статью.

РУКОПИСИ, ОФОРМЛЕННЫЕ НЕ В СООТВЕТСТВИИ С ТЕХНИЧЕСКИМИ ТРЕБОВАНИЯМИ, К ПУБЛИКАЦИИ НЕ ПРИНИМАЮТСЯ И АВТОРАМ НЕ ВОЗВРАЩАЮТСЯ.

«ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ ЖӘНЕ ЭКОЛОГИЯ» ЖУРНАЛЫНЫҢ РЕДАКЦИЯСЫНА ӨТКІЗІЛЕТІН ҚОЛЖАЗБАЛАРҒА ҚОЙЫЛАТЫН ТЕХНИКАЛЫҚ ТАЛАПТАР

Автормен жіберілген қолжазба жинағына кіреді: кестелер, суреттер және әдебиет тізімін қоса есептегенде 12...14 беттен аспайтын мақаланың негізгі мәтіні, 10 қатардан аспайтын мақаланың нәтижесі мен мазмұны жөнінде толық түсініктеме. Осы түсініктеме, мақаланың аталуы мен автордың А.Ж.Т. қазақ тілінде де беріледі. Мақаланың аталуы мен автордың А.Ж.Т. ағылшын тілінде де беріледі.

(ГОСТ-қа 7.1-84 сәйкес) әдебиет тізімі алфавит тәртібімен авторлар алдымен орыс, ізінше шетел тілінде беріледі. әдебиетке сілтеу квадрат жақшада көрсетіледі – []. Суреттер бір мақалада үштен аспау керек. Мақаланың атының алдында Толық ондық жіктеу (ТОЖ) бойынша кеңейтілген индексін келтіру керек. Мақаланың машинкаға басылған нұсқасынан басқа оның дискетада, CD немесе флэшкада жазылған көшірмесі өткізіледі.

Қолжазбаны көркемдеу:

Қолжазбаның бар мәтіні, таблицалармен қоса ПК-де ақ түсті қалың қағаздың бір бетінде, А4 форматта басылады. Аралық – көбейткіш – 1,2. Беттер алаңының параметрлері: жоғарғы 20 мм, төменгі 75 мм, сол 70 мм, оң 15 мм. Азат жол 12,5 мм басталады, теру шарты Microsoft Word, Times New Roman шрифті (қалыпты стилі), шрифт өлшемі 11. Мақала атауы бас әріптермен, бөлусіз, жартылай майлы шрифтпен жазылады. Түсініктеме мақаланың негізгі мәтінінен бұрын аталудан, авторлар тізімінен (бағанада ғылыми дәрежесімен көрсетіледі) кейін орналасады, курсивпен басылады, сол және оң жағынан 5 мм шегінеді.

Мысалды қараңыз

НАУЧНЫЕ СТАТЬИ

Гидрометеорология и экология
№ 1 2010

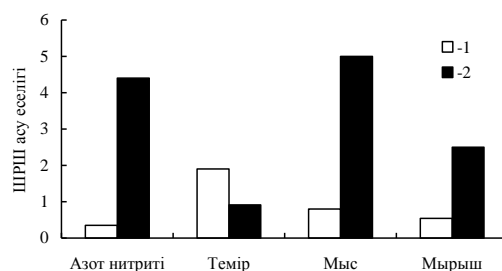
ӘОЖ 577.4:66.046.44.59

КЕН БАЙЫТУ ҚАЛДЫҚТАРЫН САҚТАУ ҚОЙМАСЫНЫҢ ҚОРШАҒАН ОРТАНЫ ЛАСТАУЫН БАҒАЛАУ

Техн. ғылымд. канд. А.Ж. Жуматаев

Бұл мақалада Шығыс Қазақстан облысы «Казцинк» АҚ Зыряновск тау-кен байыту кешенінің қоршаған ортаға әсерін бағалау мақсатында қалдық сақтау қоймасы орналасқан ауданның экологиялық карта-схемасын жасау үшін қолданылған есептеу мәліметтері мен әдістері келтірілген....

Суреттер Paint (Paintbrush) режимінде ГОСТ-қа сәйкес дайындалып, мәтінге сурет ретінде қойылады. Графиктер, диаграммалар, гистограммалар – Microsoft Excel режимінде және мәтінге Microsoft Excel объектісі ретінде қойылады. Суреттің жазбасы оның астына қойылып, курсивпен басылады (мысалды қараңыз). Толық сандар бөлшек бөлімнен нүктемен емес қайырмамен бөлінеді. Белгілеулерге түсініктеме аталудан кейін сол қатарға жазылады. Сурет алаңына индекстер мен белгілеу сандарынан басқа жазулар рұқсат етілмейді. Суреттегі сандар мен әріптердің өлшемі мәтіндегімен бірдей, ал индекстер 1,5 мм кем болмау болу керек.



Сур. 2. Іле өзенінің ақаба сулардың төгіндісінен 500 м төмен тұсындағы ластану көрсеткіштері: 1 – 2004 жыл, 2 – 2006 жыл.

Кестелер қосымша бағаналарсыз безендіріледі, тек кестенің «басы» мен шеткі бағаналары ғана сызылады. Кестенің нөмірі және мағыналы атауы – кестенің үстіне, қосымшалары оның астына (ГОСТ-қа сәйкес) жазылады (мысалды қараңыз).

Кесте 1

Зыряновск қаласы атмосферасында ластаушы заттардың сейілуін анықтайтын коэффициенттер мен метеорологиялық сипаттамалары

Сипаттама аталуы	Көлемі
Атмосфера стратификациясына тәуелді коэффициент, А	200
Қаладағы жер бедері коэффициенті	1...3
Жылдың (шілде) орташа максимал температурасы, °С	26,9
Жылдың (ақпан) орташа максимал температурасы, °С	-28,9

Физикалық көрсеткіштердің өлшем бірліктері Халықаралық жүйеде СИ (ГОСТ 8.417-81) келтіріледі, немесе СИ жүйесіне келтірілген аудармасы қатар көрсетіледі.

Ұйымның, мекеменің, географиялық және т.б. аталуы соңғы ресми редакцияда беріледі. Тарихи аталуларына қоса жақшада кәзіргі аталуы көрсетіледі.

Математикалық, химиялық белгілеулер мен формулалар (Microsoft Equation) редактор режимінде басылуы керек. Формулаларда символдар ретінде ГОСТ-пен белгіленген белгілеулерді қолданады. Формулалардың нөмірі беттің оң шетінен домалақ жақшамен көрсетіледі. Мәтінде формуланың кезекті нөміріне сілтеу де жомалақ жақшада көрсетіледі. Мәтінде қатарға міндетті түрде барлық параметрлерді түсініктемесі беріледі (мысалды қараңыз).

$$K = D / 8V_1, \quad (2)$$

қайда D – байыту қалдықтарын сақтайтын қойма бетінің диаметрі ($D = 500$ м); V_1 – қалдық сақталынған қойма көлемі.

Барлық қысқартулар ГОСТ-қа және қысқарту сөздігіне сәйкес жасалынады.

Бөлек парақта редакцияға автор туралы мәліметтер: аты-жөні, әкесінің аты (толығымен), үйі мен мекеменің мекен-жайы және телефондары, жұмыс орындалған мекеменің тура аталуы, автордың ғылыми дәрежесі жіберіледі.

Авторлар ұжымымен жазылған мақалар барлық авторлардың қолы қоюлы болу керек.

Редакция қолжазбаларды қабылдамауға немесе редакциялық жөндеулер және қабылданған қолжазбаларға қосулар мен қысқартулар жасауға құқықты. Мақала

авторға толықтыру жасау үшін қайтарылуы мүмкін. Кей жағдайларда редакция сұрауымен мақалаға рецензия талап етіледі.

**ТЕХНИКАЛЫҚ ТАЛАПТАРҒА СӘЙКЕС БЕЗЕНДІРІЛМЕГЕН
ҚОЛЖАЗБАЛАР БАСЫЛЫМҒА ЖІБЕРІЛМЕЙДІ ЖӘНЕ АВТОРҒА
ҚАЙТАРЫЛМАЙДЫ.**

Авторам, подаваемым статьи в наш журнал, необходимо заполнить таблицу, приведенную ниже

Сведения о статье

(заполняется на каждую статью журнала)

№	Сведения (статья)	
1	УДК	
2	Основной автор	
3	Соавторы	
4	Место работы автора	
5	Название статьи	
6	Название журнала	Гидрометеорология и экология
7	Год издания	
8	Номер издания	
9	Страницы	
10	Ключевые слова	
11	Резюме на русском языке	
12	Резюме на казахском языке	
13	Резюме на английском языке	
14	Список литературы	