

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО
ОБРАЗОВАНИЯ РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ СБОРНИК
ВЫПУСК 69

ВОПРОСЫ МЕЛИОРАТИВНОЙ ГИДРОГЕОЛОГИИ
И ГИДРОЛОГИИ ЗОНЫ НЕДОСТАТОЧНОГО
УВЛАЖНЕНИЯ

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
имени М. И. Калинина

ЛЕНИНГРАД
1979

В сборнике освещены вопросы мелиоративной гидрогеологии, гидрологии и почвоведения районов перспективного орошения, расположенных на юге Западной Сибири.

В нем дана оценка потенциальных и эксплуатационных ресурсов подземных вод и рекомендации по их рациональному использованию для нужд сельского хозяйства. Приведены методы расчета максимального поверхностного стока весеннего половодья и методика построения карт средних многолетних запасов воды в снеге и их коэффициентов вариации.

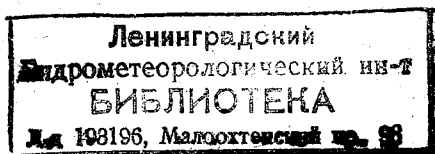
Большое внимание уделено вопросам влияния орошения на засоленность пород зоны аэрации и на водный и солевой балансы естественных водоемов, в которые планируется сброс дренажных вод с массивов орошения.

Даны доказательства возможности развития прогрессивного метода орошения — сублиригации.

Предназначен для работников в области мелиорации, гидротехнического строительства, а также для специалистов по проектированию, строительству и эксплуатации мелиоративных систем.

Редакционная коллегия:

Проф. Б. Б. Богословский (ответственный редактор), проф. С. А. Чечкин,
проф. А. Р. Константинов, доц. Л. Е. Михайлов, проф. К. Е. Иванов



Ю. Н. АКУЛЕНКО (АЛТАЙСКАЯ ОПЫТНО-МЕЛИОРАТИВНАЯ СТАНЦИЯ)

РЕСУРСЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЦЕНТРАЛЬНОЙ КУЛУНДЫ И ВОЗМОЖНОСТЬ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДЛЯ НУЖД СЕЛЬСКОГО ХОЗЯЙСТВА

В пределах Алтайского края наиболее засушливой частью Кулундинской степи является Центральная Кулунда. Гидрогеологически она относится к Кулундинско-Барнаульскому артезианскому бассейну, представляющему собой сложную водонапорную систему с расположенными этажами водоносными горизонтами и комплексами. Отдельные участки рассматриваемой территории существенно различаются между собой глубинами залегания подземных вод, степенью их минерализации, водообильностью водоносных горизонтов, естественными и эксплуатационными ресурсами. Изучением гидрогеологии этого региона занимались М. И. Кучин, С. Г. Бейром, Е. В. Михайлова, С. В. Егоров, Б. Ф. Маврицкий, П. Я. Кочина и др. В результате мы располагаем довольно подробными сведениями о распространении подземных вод, условиях их формирования, гидрохимии, гидродинамики, геотермии и палеогидрогеологии Центральной Кулунды [1, 3, 9—11, 14—16, 20].

Вопросами количественной оценки естественных и эксплуатационных ресурсов стали заниматься сравнительно недавно. Так, Д. И. Абрамович (1960) дает оценку естественных ресурсов Центральной Кулунды при расчете величины инфильтрации атмосферных осадков в первый грунтовый водоносный горизонт [1]. Оценка эксплуатационных ресурсов подземных вод бассейна впервые была проведена в 1963 г. Западно-Сибирским и Новосибирским территориальными геологическими управлениями совместно с лабораторией Сибирского энергетического института. Эти данные опубликованы в ряде работ [4, 5, 19] и без существенных изменений вошли в XVII том «Гидрогеологии СССР» (1972). Сведения о естественных ресурсах подземных вод приведены рядом авторов [8, 9, 11, 18].

Результаты предварительной и детальной разведки подземных вод на характерных участках бассейна, бурение глубоких водоснабженческих скважин и другие специальные работы, выполненные в последнее десятилетие, дают возможность уточнить гидрогео-

логические параметры и произвести переоценку эксплуатационных запасов подземных вод. В данной работе впервые для рассматриваемой территории оцениваются раздельно ресурсы пресных и слабоминерализованных вод.

В методику подсчета эксплуатационных ресурсов подземных вод были взяты основные положения работ [6, 7, 17].

Как известно, эксплуатационные ресурсы определяются не только природными гидрогеологическими условиями, но и расчетной схемой скважин и режимом эксплуатации. Н. Н. Биндеман и др. [7] отмечают, что в большинстве случаев полное использование потенциальных эксплуатационных ресурсов невозможно. Поэтому ими предложено относить к прогнозным эксплуатационным ресурсам только ту часть, которая может быть реально использована при принятых условиях.

Региональные потенциальные эксплуатационные ресурсы подземных вод оценивались по модулю (эксплуатационные запасы в л/с с 1 км²).

Для определения эксплуатационных ресурсов принята схема равномерного рассредоточения водозаборов, расположенных по сетке, с расстоянием между скважинами 2 и 10 км. Такие варианты водоотбора позволяют отразить возможности использования подземных вод для различных нужд сельского хозяйства.

Расчеты модулей потенциальных эксплуатационных ресурсов (л/с с 1 км²) выполнены по формулам [7, 17]:
для напорных вод при сработке напора

$$M_{\pi}=31,7 \left(\frac{\mu^* H}{t} \right),$$

для напорных вод при сработке напора и частичном осушении пласта

$$M_{\pi}=31,7 \left(\frac{\mu S + \mu^* H}{t} + W \right),$$

для грунтовых вод

$$M_{\pi}=31,7 \left(\frac{\nu S}{t} + W \right),$$

где S — понижение уровня подземных вод при осушении пласта, м; μ^* — обобщенный коэффициент упругой водоотдачи; μ — водоотдача водоносного пласта; W — инфильтрационное питание грунтовых вод атмосферными осадками, м/год; t — расчетный срок эксплуатации в годах; H — напор над кровлей водоносного пласта в естественных условиях, м,

При подсчете запасов подземных вод были приняты следующие условия:

1) обобщенный коэффициент упругой водоотдачи определялся делением коэффициента водопроводимости на коэффициент пьезопроводности $\left(\frac{km}{a}\right)$. Последние определены по данным опытных откачек и опыта эксплуатации групповых водозаборов;

2) гравитационная водоотдача определена по грансоставу и табличным данным;

3) величина инфильтрационного питания грунтовых вод принята по данным В. А. Всеволожского [8];

4) допустимое понижение уровня подземных вод при эксплуатации определялось по величине напора водоносного пласта и его мощности; современный технический уровень позволяет поднимать воду с глубин 200 и более метров, поэтому максимальная величина понижения атлымского водоносного горизонта и мелового комплекса достигала 200 м, а для вышележащих водоносных горизонтов она была меньше 100 м;

5) запасы рассчитаны на 25- и 40-летний срок эксплуатации, при этом допускалось, что в работу они включены одновременно.

Оценка запасов произведена для горизонтов, пользующихся значительным распространением и имеющих большое практическое значение. Таковыми являются водоносный комплекс меловых отложений, водоносные горизонты атлымской, знаменской, павлодарской, кочковской, кулундинской свит и аллювиальных отложений древних долин стока. Характерная особенность всех стратиграфических комплексов состоит в том, что обычно в основании свиты

Таблица 1

Основные гидрогеологические параметры водоносных горизонтов

Водоносные горизонты (комплексы)	Мощность водоносного пласта, м	Напор над кровлей пласта, м	Водопроводимость, м ² /сутки	Среднее значение удельных дебитов по действующим скважинам, л/с	Возможная производительность одной скважины, л/с	
					на самонамыве	с напором
Меловой	55—150	180—600	100—1000	0,05—1,0	10—30	20—40
Атлымский и Новомихайловский	30—40	120—240	60—1000	1—5	5—25	30—50
Знаменский	10—30	100—180	15—50	0,01—0,5	1—3	5—10
Павлодарский	10—20	20—100	20—150	0,05—1,0	—	5—20
Кочковский	10—25	0—60	10—200	0,1—2,0	—	3—15
Кулундинский	10	0—30	50—500	0,5—2,0	—	10—20
Аллювиальный комплекс древних долин стока	10—30	0	50—200	0,1—1,0	—	5—10

Эксплуатационные ресурсы подземных

№ п/п	Основные водоносные горизонты (комплексы)	Площадь распространения, км ²	Предел изменения модуля упругих и естественных запасов, л/с км ²	Модуль естественных ресурсов, л/с км ²	Предел изменения модуля потенциальных эксплуатационных ресурсов
					средневзвешенный по площади, л/с м ²
1	Меловой	30 127	0,1—0,22	—	$\frac{0,1-0,22}{0,16}$
2	Атлымский	40 960	0,152—1,65	—	$\frac{0,152-1,65}{0,69}$
3	Знаменский	40 140	0,015—0,041	—	$\frac{0,015-0,041}{0,025}$
4	Павлодарский	40 230	0,80—1,20	0,1	$\frac{0,9-1,3}{1,1}$
5	Қочковский	22 520	0,73—1,74	0,25—1,2	$\frac{0,98-2,94}{1,84}$
6	Кулундинский	14 650	0,56—1,35	0,87	$\frac{1,43-2,92}{1,51}$
7	Қасмалинский	8 500	0,56	0,5	1,06

И т о г о:

залегают водовмещающие грубообломочные отложения — пески, иногда с гравием и галькой. Наиболее широкое площадное распространение и достаточно выдержанную мощность имеют пески ипатовской, атлымской, кулундинской свит. Вероятно, во время их формирования наблюдались значительные поднятия окружающих областей сноса — Алтая и Салаира.

Ниже дается краткая характеристика основных гидрогеологических параметров водоносных горизонтов и приводятся результаты оценки эксплуатационных ресурсов подземных вод (табл. 1, 2).

Водоносный комплекс мела имеет мощность от 55 до 150 м и вскрывается на глубинах 180—600 м. Глубина залегания увеличивается в северо-западном направлении; максимальные значения его отмечаются в Славгородском районе. Воды высоконапорные, самоизливающиеся. Уровни устанавливаются на 10—37 м выше поверхности земли. Дебиты скважин при самоизливе достигают 30 л/с. Наибольшая водообильность характерна для песков ипатовской

Таблица 2

вод в Центральной Кулунде

Потенциальные эксплуатационные ресурсы. м³/с		Прогнозный коэффициент использования на 50 лет		Прогнозные эксплуатационные ресурсы подземных вод (с учетом коэффициента использования) на 50 лет, м³/с							
на срок использования		l=2 км	l=10 км	l=2 км				l=10 км			
лет	50 лет			всего	с минерализацией, г/л			всего	с минерализацией г/л		
					<1	1-3	3-5		<1	1-3	3-5
4,90	2,45	1	1	2,45	1,76	0,69	—	2,45	1,76	0,69	—
18,29	14,15	1	0,9	14,15	10,97	3,10	0,08	12,72	9,85	2,80	0,07
1,02	0,51	1	0,9	0,52	0,13	0,28	0,11	0,47	0,12	0,25	0,10
43,91	21,95	0,5—0,8	0,03—0,6	17,88	6,46	7,38	4,04	6,44	0,72	2,76	2,96
11,4	20,7	0,3—0,9	0,04—0,2	14,85	13,05	1,8	—	2,95	2,75	0,2	—
22,2	11,1	0,9	0,22	10,0	10,0	—	—	2,44	2,44	—	—
9,0	4,5	0,75	0,15	3,38	3,38	—	—	0,67	0,67	—	—
50,72	75,36			63,22	45,88	13,06	4,28	28,13	18,45	6,51	3,17

свиты. Водопроницаемость пород уменьшается от 1000 м²/сутки в западных районах Алтайского края до 100 м²/сутки на территории Приобского плато, а минерализация в этом направлении увеличивается от 0,8 до 3 г/л. Поэтому наибольшие запасы пресных подземных вод сосредоточены в западной части Центральной Кулунды. Модуль потенциальных эксплуатационных ресурсов изменяется от 0,1 до 0,22 л/с с 1 км². Общие потенциальные эксплуатационные ресурсы составляют на 50-летний срок эксплуатации 2,45 м³/с. Коэффициент использования подземных вод меловых отложений достаточно высок и приближается к единице. Причем прогнозные ресурсы пресных вод равняются 1,76 м³/с, а минерализованных — 0,69 м³/с. В настоящее время пресные воды больше всего используются для водоснабжения в Благовещенском и Славгородском, для орошения — в Славгородском и Михайловском районах. А в Завьяловском и Волчихинском районах для этих же целей за неимением пресных служат минерализованные воды.

Водоносный горизонт атлымской свиты развит почти на всей территории Центральной Кулунды. В пределах аллювиальной равнины он вскрывается на глубинах от 115 м (Михайловский р-н) до 287 м (г. Славгород), а на Приобском плато — до 384 м (Мамонтовский р-н). Мощность водоносного горизонта довольно выдержана (30—40 м). Отличительной чертой пласта является грубозернистый состав песков и высокая водопроницаемость до 1000 м²/сутки, хотя на участках поднятий фундамента коэффициенты ее снижаются до 60 м²/сутки. Напор в пониженных местах (вблизи озер) выше уровня поверхности земли на 24 м, поэтому в пределах аллювиальной равнины подземные воды на значительной площади самоизливаются. На водоразделах Приобского плато уровни устанавливаются на 30—70 м ниже дневной поверхности. Модуль потенциальных эксплуатационных ресурсов колеблется в пределах 0,152—1,65 л/с·км². Общие прогнозные эксплуатационные ресурсы на 50 лет эксплуатации в случае расположения скважин через 2 км составляют 14,15 м³/с, из них пресных 10,97, с минерализацией — 1—3 г/л — 3,10 и с минерализацией 3—5 г/л — 0,08 м³/с. Водоносный горизонт эксплуатируется одиночными и групповыми водозаборами. Большинство скважин работает на самоизлив. Наиболее крупные групповые водозаборы имеются в Славгородском и Михайловском районах. На детально разведанных участках этого горизонта (в Благовещенском и Родинском районах) эксплуатационные запасы по промышленным категориям равны соответственно 40 и 20 тыс. м³/сутки. Эти разведанные запасы предусматривается использовать в системе Обско-Чарышского группового водопровода для обеспечения централизованного водоснабжения районов Приобского плато, испытывающих недостаток в пресной воде.

Водоносный горизонт знаменской свиты имеет почти повсеместное распространение, залегая на глубинах от 96 м (Ключевский р-н) до 252 м (Завьяловский р-н). Мощность водоносного горизонта песков изменяется от 10 до 30 м, напор подземных вод — от 100 до 200 м. Коэффициент водопроницаемости невысокий (15—50 м²/сутки), модуль эксплуатационных ресурсов изменяется от 0,015 до 0,041 л/с км². В целом эксплуатационные запасы небольшие — 0,52 м³/с, более половины из них имеют минерализацию выше 1 г/л. Наиболее крупный водоотбор наблюдается в Михайловском районе, в большинстве районов он используется для удовлетворения небольших сельскохозяйственных нужд.

Водоносный горизонт навлодарской свиты вскрывается на глубинах от 16 м (Ключевской р-н) до 103 м (Панкрушихинский р-н), мощность водоносного горизонта 10—20 м, напор над кровлей пласта 20—150 м²/сутки, модуль потенциальных эксплуатационных ресурсов — 0,127—0,665 л/с км². Общие потенциальные эксплуатационные ресурсы составляют 21,95 м³/с, а прогнозные эксплуата-

пионные запасы при коэффициенте использования 0,5—0,8 равны 17,88 м³/с; при рассредоточении скважин до 10 км друг от друга коэффициент использования уменьшается до 0,03 и прогнозные запасы снижаются до 6,44 м³/с. Запасы пресных вод составляют около 36% от общего количества, значительную долю (22%) составляют воды повышенной минерализации (3—5 г/л). В настоящее время горизонт используется повсеместно для сельскохозяйственных нужд. В каждом административном районе действует от 7 до 30 скважин с дебитами 1—13 л/с. Наибольшая производительность скважин отмечается в Ключевском, Кулундинском, Благовещенском и Славгородском районах.

Водоносный горизонт кочковской свиты развит на Приобском плато и древних долинах стока и залегает на глубинах от 12 м (Михайловский р-н) до 60 м (Панкрушихинский р-н). Мощность горизонта 10—25 м. Воды напорно-безнапорные, водопроводимость пород 10—200 м²/сутки. Наиболее высокие значения коэффициента водопроводимости отмечаются на юге края. Модули потенциальных эксплуатационных ресурсов изменяются от 0,98 до 2,94 л/с км². Общие прогнозные эксплуатационные ресурсы при коэффициенте использования 0,3—0,9 составляют 14,85 м³/с, причем основная их часть (11,8 м³/с) сосредоточена в области питания подземных вод в Касмалинской и Барнаульской древних долинах стока. Воды преимущественно пресные, а на повышенных участках плато они в основном минерализованные (1—3 г/л). В настоящее время использование подземных вод кочковской свиты в целом не превышает 1,5%, особенно большое значение в сельском хозяйстве оно имеет в южной части края.

Водоносный горизонт кулундинской свиты занимает аллювиальную равнину и вскрывается на глубинах 2—8 м. Он сложен разнородными песками с гравием и галькой. Наибольшая мощность горизонта в центре равнины достигает 40 м, к периферии — уменьшается до 2 м. Пески горизонта характеризуются высокой водопроводимостью (50—500 м²/сутки), коэффициент фильтрации 8—30 м/сутки, дебиты отдельных наиболее водообильных скважин в центре впадины достигают 30 л/с. Модули эксплуатационных ресурсов изменяются от 1,43 до 2,22 л/с·км². Горизонт давно хорошо изучен. Общие потенциальные эксплуатационные запасы его определены предыдущими исследователями [1, 10, 12] и равны около 10—11,6 м³/с. Достоверность выполненных расчетов не вызывает сомнения. Необходимо лишь учесть коэффициент использования эксплуатационных ресурсов, который равен 0,57, тогда общие прогнозные эксплуатационные ресурсы составят 6,68 м³/с. Воды в основном пресные с минерализацией до 1 г/л; вблизи озер и крупных понижений, где уровни находятся близко от дневной по-

верхности, минерализация увеличивается до 5 г/л. Горизонт широко используется населением для сельскохозяйственного водоснабжения и орошения.

Водоносный горизонт касмалинской свиты заключен в аллювиальных песках древних долин стока. Ширина долины от 5—10 до 15—20 км. Мощность водоносного горизонта возрастает от верховьев долин в сторону дельт и составляет 10—30 м. Глубина залегания уровня грунтовых вод от 0 до 16 м. Водоносный горизонт имеет свободную поверхность, повторяющую рельеф, иногда на локальных участках образуется местный напор. Водопроницаемость горизонта 50—200 м²/сутки. Удельные дебиты скважин изменяются от сотых долей до 1 л/с. Отдельные, качественно оборудованные скважины могут давать до 10 л/с. Общие прогнозные эксплуатационные ресурсы с учетом частичного восполнения поверхностными водами (30%) составляют 3,38 м³/с. Воды обычно пресные, но вблизи соленых озер минерализация увеличивается и зависит от концентрации в них солей.

Ресурсы грунтовых вод красnodубровской свиты нами не оцениваются, несмотря на широкое использование их для водоснабжения индивидуальных хозяйств, так как воды имеют спорадическое распространение и дебиты скважин низкие.

Анализируя приведенные данные, убеждаемся, что общие потенциальные ресурсы являются предельной возможностью водоносных горизонтов на определенный срок, причем на данной стадии изученности потенциальные ресурсы в целом есть величина постоянная; прогнозные эксплуатационные ресурсы изменяются в широких пределах в зависимости от коэффициента использования, схемы водозаборов, технологии вскрытия горизонта и других факторов. Из табл. 2 видно, что в целом для Центральной Кулунды потенциальные эксплуатационные ресурсы на 50-летний срок эксплуатации равны 75,36 м³/с, а прогнозные — колеблются от 28 до 63 м³/с. Пресные воды составляют около $\frac{3}{4}$ от общих прогнозных ресурсов, а остальная часть приходится на долю вод с повышенной минерализацией.

Наибольшими эксплуатационными ресурсами располагают водоносные горизонты атлымской, кулундинской, павлодарской, а в южной части и кочковской свит. Эксплуатационные ресурсы мелового, атлымского и знаменского водоносных горизонтов образуются сработкой упругих запасов подземных вод, а павлодарского и кочковского — за счет упругих и естественных, а также частично естественными ресурсами (ежегодно возобновляемыми примерно на 10%). Только на юге края в дельтах Касмалинской и Барнаульской древних долин в основной области питания доля возобновляемых ресурсов возрастает до 50%. Формирование эксплуатационных ресурсов кулундинского и касмалинского водоносных го-

ризонтов примерно в равной мере происходит за счет сработки естественных запасов и естественных ресурсов подземных вод. Касмалинский горизонт, кроме того, на 30% восполняется поверхностным стоком. Основные запасы пресных вод сосредоточены в аллювиальной равнине и в дельтовой части долин стока (рис. 1).

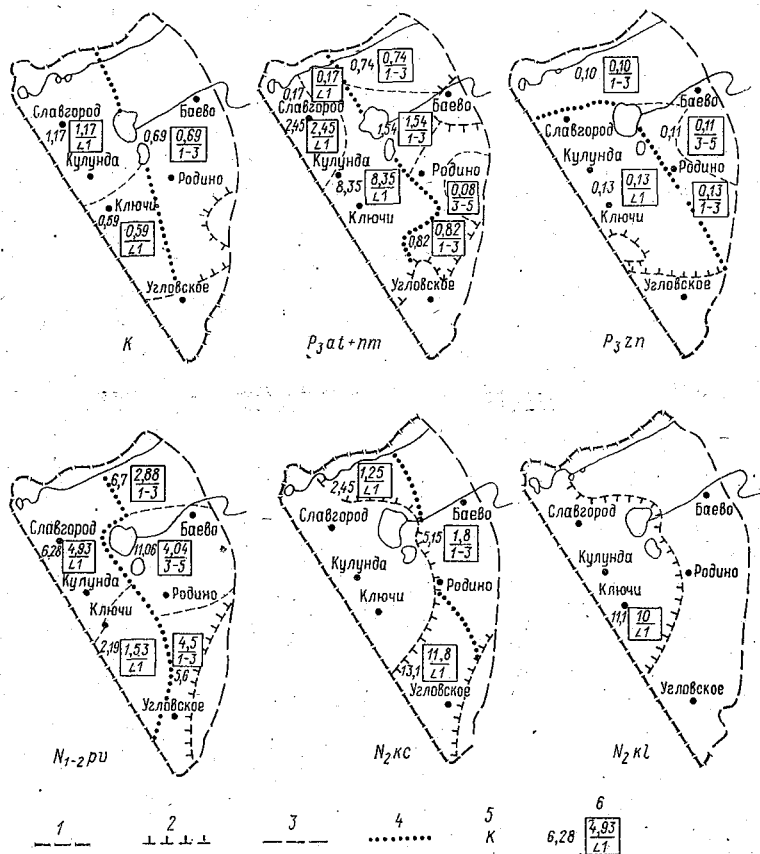


Рис. 1. Схема распределения эксплуатационных ресурсов подземных вод по водоносным горизонтам с использованием на 50 лет и расположением скважин через 2 км.

1 — административная граница Алтайского края; 2 — контур распространения водоносного горизонта (бергштрихи в сторону распространения); 3 — граница обобщенных расчетных участков; 4 — граница между пресными и минерализованными водами; 5 — геологический индекс водоносного горизонта (комплекса); 6 — цифра за рамкой — потенциальные эксплуатационные ресурсы участка, м³/с; в рамке: числитель — прогнозные эксплуатационные ресурсы участка, м³/с, знаменатель — минерализация подземных вод, г/л.

Запасы пресной воды должны идти прежде всего на удовлетворение хозяйственно-питьевых нужд, а затем для покрытия технических потребностей в воде уже созданных и развивающихся предприятий. Согласно данным крайплана, потребность в воде хозяйственно-питьевого назначения для городов, рабочих поселков и промкомплексов на 2000 г составляет около $4 \text{ м}^3/\text{с}$, а на технические нужды — около $8 \text{ м}^3/\text{с}$. Основными потребителями этой воды будут Славгородский, Благовещенский и Михайловский районы. Кроме того, развитие централизованного сельскохозяйственного водоснабжения и благоустройство населенных пунктов приведут к увеличению потребности в воде по сравнению с настоящим временем в четыре-пять раз. По данным ТЭД Ленгипроводхоза [13], для развития сельскохозяйственного водоснабжения и животноводства потребуются еще $3,5\text{—}4 \text{ м}^3/\text{с}$.

Исходя из имеющихся запасов пресных подземных вод и возможности организации крупных водозаборов, целесообразно все гражданское, промышленное и сельскохозяйственное водоснабжение осуществлять за счет эксплуатационных ресурсов атлымского водоносного горизонта. На юге края для удовлетворения нужд сельскохозяйственного водоснабжения необходимо использовать высокопродуктивный на этом участке горизонт кочковской свиты. В районах Завьяловском, Мамонтовском, Новичихинском, бедных пресными водами, можно для удовлетворения небольших нужд использовать ресурсы касмалинского горизонта. Для технических целей пригодны воды более низкого качества, например подземные воды мелового комплекса. Во избежание истощения атлымского водоносного горизонта в северных и центральных районах Приобского плато для водоснабжения целесообразно дополнительно эксплуатировать павлодарский водоносный горизонт.

Таким образом, потребности в воде для целей водоснабжения на преобладающей части территории могут быть полностью удовлетворены на месте, лишь в некоторых районах Приобского плато — при дополнительной подаче воды из Родинского и Благовещенского районов.

Для орошения лучше использовать подземные воды неглубоко залегающих водоносных горизонтов кулундинской, павлодарской и кочковской свит. Многие скважины при этом будут выполнять функции дренажа, препятствуя вторичному засолению почв. В пределах аллювиальной равнины для орошения целесообразно использовать кулундинский и павлодарский водоносные горизонты, а в южной части края — кочковский горизонт (рис. 2).

В настоящее время размеры орошаемых площадей подземными водами достигают 400 га (Славгородский, Благовещенский районы). Чаще всего орошаемые участки небольшие — 50—200 га. Подобные очаги орошаемого земледелия можно создавать на терри-

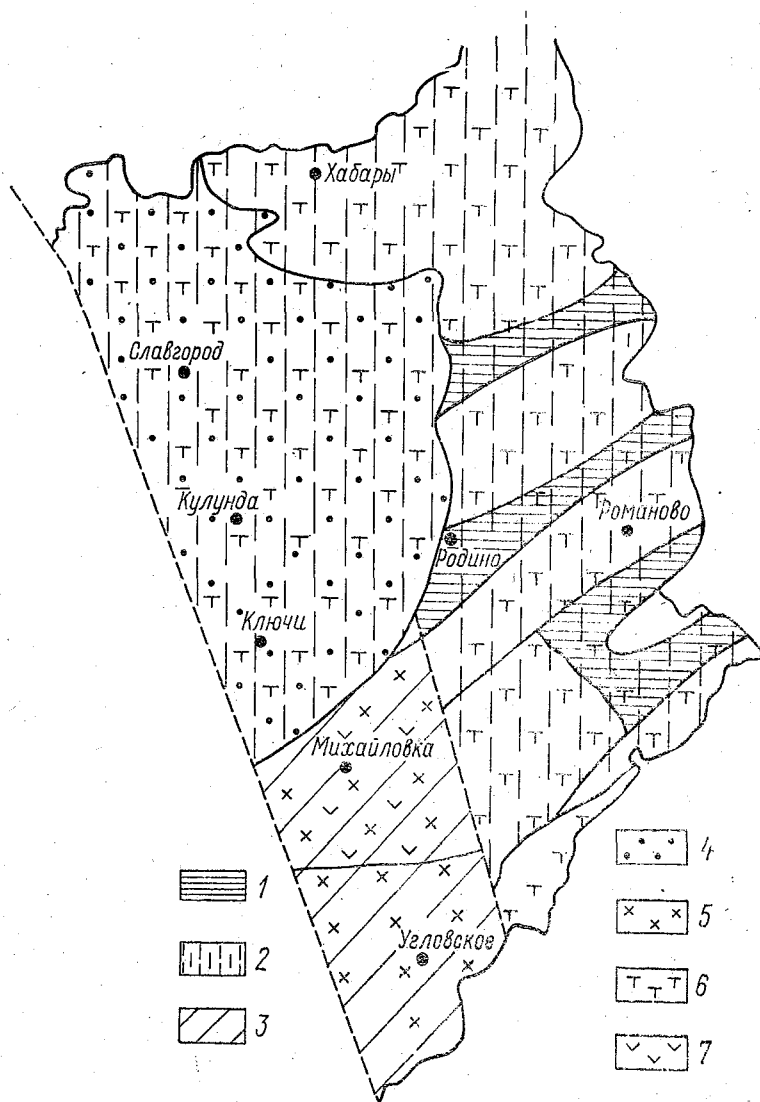


Рис. 2. Схематическая карта основных водоносных горизонтов, рекомендуемых для использования в сельском хозяйстве.

Для сельскохозяйственного водоснабжения:

1 — водоносный комплекс аллювиальных отложений долин древнего стока; 2 — атлымский водоносный горизонт; 3 — кочковский водоносный горизонт.

Для орошения: 4 — кулундинский водоносный горизонт; 5 — кочковский водоносный горизонт; 6 — павлодарский водоносный горизонт; 7 — водоносный комплекс меловых отложений.

тории почти всех западных районов Центральной Кулунды. Однако произведенный подсчет эксплуатационных ресурсов позволяет сделать вывод о возможности строительства и более крупных оросительных систем в 1500—2000 га, например, в Славгородском, Табунском, Ключевском, Михайловском и Угловском районах. Но для этого необходимо прогнозные запасы подземных вод перевести в промышленные категории, т. е. для каждого такого участка выполнить детальную разведку в перспективном водоносном горизонте и утвердить запасы. Строительство таких систем, в частности, может разрешить проблему создания кормовой базы для крупных животноводческих комплексов.

В пределах Приобского плато пресных подземных вод для орошения почти не остается, так как они идут в основном для сельскохозяйственного водоснабжения и обводнения пастбищ. Между тем для локального и приусадебного орошения можно применять слабоминерализованные воды (до 1—3 г/л). В связи с низкой производительностью скважин в этой зоне почти везде потребуются строительство емкостей накопителей.

Обводнение пастбищ за счет подземных вод осуществимо повсеместно. Для этих целей пригодны как пресные, так и воды повышенной минерализации до 5 г/л. По экономическим соображениям выгоднее эксплуатировать близкозалегающие горизонты: в пределах Приобского плато — кочковский и, как дополнительный, красnodубровский горизонты; в аллювиальной равнине вдали от источников электроэнергии лучше вскрывать самоизливающиеся воды знаменского водоносного горизонта, а при наличии электроэнергии — верхние горизонты (кулундинский или павлодарский).

Вопросы правильной эксплуатации такого сложного в гидрогеологическом отношении и в то же время перспективного в народнохозяйственном аспекте района, как Центральная Кулунда, требуют дальнейшего изучения и уточнения. В настоящее время потребляется ничтожно малая часть (примерно 6%) прогнозных запасов подземных вод, а эксплуатация водоносных горизонтов ведется стихийно.

Возрастающие потребности в воде для различных целей при сложившейся практике водопользования создают реальную угрозу истощения водоносных горизонтов на некоторых участках. Необходимо разработать схему комплексного рационального использования подземных вод, что позволит значительно увеличить водоотбор и предупредить истощение запасов подземных вод в недопустимых размерах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамович Д. И. Воды Кулундинской степи, 1960. 100 с.
2. Акуленко Ю. Н., Кусковский В. С., Соцкова Е. А. Естественные ресурсы. — В кн.: Гидрогеология СССР. Т. XVII. Кемеровская область и Алтайский край. М., 1972, с. 274—278.
3. Бейром С. Г., Михайлова Е. В. Подземные воды Кулунды на службу сельскому хозяйству. — «Советская геология», 1955, № 44, с. 16.
4. Бейром С. Г. О региональных эксплуатационных запасах подземных вод юга Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Водные ресурсы Западной Сибири. Новосибирск, 1964, с. 26—29.
5. Бейром С. Г., Михайлова Е. В. Перспективы использования подземных вод юго-восточной части Западной Сибири. — В кн.: Комплексное освоение водных ресурсов Обского бассейна. Новосибирск, 1970. 185 с.
6. Биндеман Н. Н., Бочеввер Ф. М. Региональная оценка эксплуатационных запасов пресных подземных вод. — «Советская геология», 1964, № 1, с. 65—67.
7. Биндеман Н. Н., Никитин М. Р., Фаренгольц З. Д. Об учете прогнозного коэффициента использования подземных вод при региональной оценке их эксплуатационных ресурсов. — «Водные ресурсы», 1973, № 1, с. 153—159.
8. Всеволожский В. А. Ресурсы подземных вод южной части Западно-Сибирской низменности. М., 1973. 59 с.
9. Гармонов И. В. Подземные воды юга Западно-Сибирской низменности и условия их формирования. Новосибирск, 1961, с. 111—116.
10. Гидрогеология Кулунды и прилегающих районов. Под ред. Д. И. Абрамовича, С. Г. Бейрома. Новосибирск, 1965. 145 с.
11. Егоров С. В. Некоторые данные о взаимосвязи подземных и поверхностных вод в южной части Западно-Сибирской низменности и вопросы использования подземных вод. — В кн.: Формирование подземных вод Западной Сибири и их использование. Новосибирск, 1965. с. 32—35.
12. Кочина П. Я., Мосиенко Н. А., Щербань Е. В. Подземные воды Кулундинской степи и их использование для орошения. — «Гидротехника и мелиорация», 1964, № 10, с. 15—16.
13. Кулундинская степь и вопросы ее мелиорации. Под ред. П. Я. Полубариновой-Кочиной. Новосибирск, Изд. СО АН СССР, 1972. 293 с.
14. Кучин М. И. Подземные воды Обь-Иртышского бассейна. М., 1940, с. 37—42.
15. Маврицкий Б. Ф. Западно-Сибирский артезианский бассейн. — «Тр. лаб. гидрогеол. проблем», XXXIX. М., 1962.
16. Михайлова Е. В. Гидрогеология Кулундинской степи и условия водоснабжения сельского хозяйства. — В кн.: Материалы по геологии Западной Сибири. Новосибирск, 1958, с. 46—48.
17. Никитин М. Р., Цыганова К. Н. Региональная оценка эксплуатационных ресурсов селеновых подземных вод. — «Водные ресурсы», 1973, № 2, с. 139—140.
18. Никифоров Е. М., Рейнгольд Э. Г., Жданова Г. А. Некоторые вопросы оценки баланса и естественных ресурсов подземных вод Кулундинской степи. — В кн.: Комплексное освоение водных ресурсов Обского бассейна. Новосибирск, 1970, с. 192—197.
19. Семенова-Ерофеева С. М. Региональная оценка эксплуатационных ресурсов пресных подземных вод Западной Сибири. — В кн.: Методика гидрогеологических исследований и ресурсы подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., 1966, с. 278—281.
20. Филатов К. В. Особенности химического состава подземных вод Алтайского края и их связь с поверхностными водами. М., 1961, с. 29—38.

ПОДЪЕМ ГРУНТОВЫХ ВОД В УСЛОВИЯХ ОРОШЕНИЯ В КУЛУНДИНСКОЙ СТЕПИ

К настоящему времени в Кулундинской степи орошается около 22 тыс. га, из них приблизительно 14 тыс. га приходится на Алейскую оросительную систему. Остальное — почти исключительно мелкие участки площадью до 200 га, для которых источником орошения служат подземные воды. В последние годы институтом Ленипроходхоз составлены проекты на строительство Новотроицкого и Златополинского массивов орошения (площадью по 10 тыс. га каждый) на базе Кулундинского магистрального канала и участков орошения в бассейне р. Бурлы (10 тыс. га). По Кулундинскому магистральному каналу во вторую очередь строительства проектируется сооружение оросительных систем на площади 40 тыс. га. В перспективе предполагается в пределах степной части Алтайского края орошать свыше 1 млн. га [2]. Такое интенсивное развитие орошения ставит перед исследователями задачу составления объективных прогнозов изменения природной обстановки в условиях орошения в целях охраны плодородных земель от вторичного засоления. Печальным примером в этом отношении служит Алейская оросительная система, где свыше 2 тыс. га засолено, что явилось следствием подъема грунтовых вод. В настоящей работе автор ставит своей целью обобщить имеющийся в его распоряжении материал по результатам обследования некоторых участков существующего орошения и привести результаты прогнозных расчетов по подъему грунтовых вод при орошении стандартных участков площадью 500, 1000 и 5000 га для типичных случаев гидрогеологических условий в Кулундинской степи.

Кулундинская впадина в геоморфологическом и гидрогеологическом отношении может быть разделена на три части: Кулундинская аллювиальная равнина, Приобское плато и долины древнего стока. Грунтовые воды на большей части Кулундинской аллювиальной равнины приурочены к среднечетвертичным песчаным отложениям кулундинской свиты, на Приобском плато — к песчаным, супесчаным и суглинистым нижне-среднечетвертичным отложениям краснодубровской свиты и верхнеплищевым отложениям кочковской свиты, в пределах древних ложбин стока — к песчаным средневерхнечетвертичным отложениям касмалинской и карасукской свит [1]. С точки зрения составления гидрогеолого-мелиоративных прогнозов важно отметить наличие на отдельных участках локальных водоупоров в отложениях кулундинской, касмалинской и карасукской свит. Присутствие локальных водоупоров в десятки раз изменяет значение коэффициента уровнепроводности, от кото-

рого, как будет показано ниже, в значительной степени зависит величина подъема уровня грунтовых вод в районе орошаемых участков. В отложениях красnodубровской и кочковской свит грунтовые воды приурочены к линзам и прослоям разнoзернистых песков, залегающих в толще суглинков и глин. Региональным водоупором служат глины павлодарской или кочковской свиты, залегающие почти повсеместно на глубине 20—60 м. Проведенный нами анализ показал, что в пределах Кулундинской впадины преобладают небольшие глубины залегания грунтовых вод: на 25% площади — менее 3 м; около 40% площади 3—5 м, на остальных — 5—10 м, редко более 10 м. В целом гидрогеолого-мелиоративные условия по классификации Д. М. Каца относятся к сложным [3].

ПОДЪЕМ УРОВНЯ ГРУНТОВЫХ ВОД НА УЧАСТКАХ СУЩЕСТВУЮЩЕГО ОРОШЕНИЯ

Недостатком гидрогеолого-мелиоративных исследований, проведенных в Кулундинской степи к настоящему времени, является почти полное отсутствие специальных работ по изучению влияния орошения на режим грунтовых вод. Исключением является исследование группы сотрудников кафедры гидрогеологии ЛГМИ под руководством автора и работа организованной в последние годы балансовой станции режимной партии ЗСГУ на Алейской оросительной системе. С 1972 г. ведутся наблюдения за режимом грунтовых вод в условиях орошения на Славгородском орошаемом участке (г. Славгород), а с 1975 г. — на орошаемом участке в колхозе им. Кирова Славгородского района (г. Подсосново). В 1974 г. автором проведено рекогносцировочное обследование трех участков старого орошения в целях изучения изменения гидрогеолого-мелиоративной обстановки. Рассмотрим кратко имеющиеся данные, отражающие влияние орошения на грунтовые воды.

Большая часть обследованных участков орошения расположена в пределах Кулундинской аллювиальной равнины (п. Ключи, с. Покровское, с. Подсосново и г. Славгород), один участок (п. Глядень) — на Приобском плато и, наконец, Алейская оросительная система — в древней ложбине стока. Все участки, за исключением с. Подсосново, орошаются агрегатами ДДА-100 МА из открытой распределительной сети. На участке в колхозе им. Кирова (с. Подсосново) орошение осуществляется агрегатами «Фрегат» и «Волжанка» из закрытой распределительной сети.

На массиве орошения *Кулундинской опытной станции* около райцентра Ключи (~400 г) наиболее староорошаемым (с 1963 г.) является участок в 40 га, примыкающий с севера к п. Целинный. При обследовании в 1974 г. нами были вскрыты грунтовые воды на глубине 2,0—2,8 м, в то время как на новоорошаемой площади —

на глубине 2,5—4,0 м. Несмотря на значительное влияние бокового оттока, при ширине староорошаемого участка в 400 м, по нашим расчетам, под влиянием ирригационных потерь уровень грунтовых вод поднялся здесь не менее чем на 1 м. На новоорошаемых землях (1967—1970 гг.) вследствие дренирующего влияния водозаборных скважин (величина образующейся депрессионной воронки 5—20 м) к 1974 г. подъем грунтовых вод заметно еще не проявился. При проектируемом на ближайшие годы расширении орошаемых площадей до 580 га (ширина орошаемой полосы достигнет 1,5 км) в центральной части участка, удаленной от водозаборных скважин, уже через три—пять лет возникнет опасность развития процессов вторичного засоления.

На участке орошения в колхозе «Путиловец» Ключевского района около с. Покровка (108 га) к началу орошения в 1967 г. грунтовые воды залегали на глубине 3,0—4,6 м. При ширине участка в 750 м, несмотря на дренирующее влияние водозаборных скважин, в 1974 г. нами был отмечен подъем грунтовых вод на 0,5—1,0 м в пределах участка и за его границей в полосе шириной 150 м. В зоне влияния накопительного бассейна, находящегося в центре участка, подъем достиг величины 2,6—3,3 м.

Участок орошения в совхозе «Славгородский» Славгородского района (90 га), по данным исследований института Алтайгипроводхоз, в 1968 г. характеризовался глубиной залегания грунтовых вод от 4,4 до 9,8 м. С 1972 г. сотрудниками ЛГМИ проводятся наблюдения за режимом грунтовых вод по створу скважин, пересекающему участок орошения шириной 400 м и выходящему за его пределы. В зоне расположения створа наблюдательных скважин глубина залегания грунтовых вод в 1968 г. составила 7,8—8,5 м. С июня 1972 г. за четыре года уровни грунтовых вод поднялись на 1,1—1,2 м (рис. 1), а по сравнению с 1968 г. — на 2,2—2,5 м. Наличие такого значительного подъема уровней в условиях влияния бокового оттока можно объяснить только большими ирригационными потерями в открытой распределительной сети.

Участок орошения в колхозе им. Кирова Славгородского района около п. Подсосново (490 га) относится к площадям нового орошения. Эксплуатация участка начата только в 1974 г. Режим грунтовых вод в целом здесь характеризуется многолетним земедляющим снижением уровня вследствие дренирующего влияния эксплуатационных водозаборных скважин на фоне сложных внутригодовых колебаний, вызванных инфильтрационными потерями при орошении агрегатами «Волжанка» и «Фрегат» и формированием кривой подпора в результате потерь из накопительного бассейна.

На участке орошения в колхозе им. XXI партсъезда Благовещенского района у с. Глядень (107 га) грунтовые воды к началу орошения в 1970 г. залегали на глубине 4,4—7,6 м. В результате

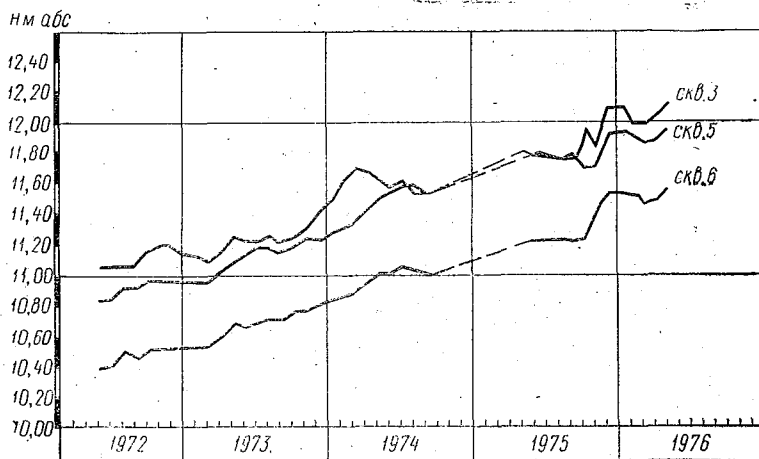


Рис. 1. Подъем уровня грунтовых вод вследствие ирригационных потерь на участке орошения в совхозе «Славгородский».

обследования в 1974 г. было установлено, что на части площади участка, удаленной от накопительного бассейна и водозаборных скважин, а также за пределами участка в полосе шириной 150 м подъем грунтовых вод за четыре года орошения составил 1,3—2,6 м при ширине участка 1000 м.

На Алейской оросительной системе (около 14 000 га) многочисленными исследованиями отмечены существенные изменения природной обстановки за 40 лет орошения. Так, если до начала орошения в 1932—1936 гг. грунтовые воды залегали на глубине 4—8 м, то в настоящее время на подавляющей части площади они находятся на глубине 1—3 м. Широкое распространение получили процессы вторичного засоления. Причиной этого явились высокие фильтрационные потери из открытой распределительной сети каналов и повышенные потери на инфильтрацию при дождевании на полях вследствие завышенных неконтролируемых оросительных норм в условиях общей слабой отточности грунтовых вод.

Приведенные конкретные данные свидетельствуют о том, что в Кулундинской степи даже на небольших по площади участках с шириной орошаемой полосы от 400 до 1000 м и при наличии открытой распределительной сети подъем грунтовых вод достигает 0,65 м в год. Это означает, что ввод в эксплуатацию орошаемых

массивов размером в несколько сотен гектаров и шириной более 1000—1500 м на участках, где отсутствует дренирующее влияние водозаборных скважин, приведет к подъему грунтовых вод уже в первые пять лет на 2—4 м.

Таким образом, рассмотренные примеры указывают на то, что инфильтрационные потери при орошении приводят к формированию ирригационного бугра на уровне грунтовых вод. Этот процесс неизбежный и его необходимо учитывать при дальнейшем строительстве орошаемых участков в Кулундинской степи.

ПРОГНОЗ ПОДЪЕМА ГРУНТОВЫХ ВОД ПРИ ДАЛЬНЕЙШЕМ РАЗВИТИИ ОРОШЕНИЯ В КУЛУНДИНСКОЙ СТЕПИ

Ниже приводятся прогнозные расчеты для некоторых типичных ситуаций, с которыми могут встретиться проектировщики и строители в процессе развития мелиоративного строительства в Кулундинской степи.

Расчет выполнялся для стандартных орошаемых участков трех размеров — 500 га ($1250 \times 4000 \text{ м}^2$), 1000 га ($2000 \times 5000 \text{ м}^2$) и 5000 га ($4000 \times 12500 \text{ м}^2$). При этом ставилась задача по оценке величины изменения уровня грунтовых вод за 10 лет эксплуатации в зависимости от способа орошения в различных типовых гидрогеологических условиях Кулундинской степи. Расчет выполнен по уравнению относительного подпора для неограниченного водоносного пласта орошаемого участка прямоугольной формы [4]:

$$z = 0,25 \frac{\varepsilon t}{\mu h l} [I(\eta_x, m_1) - I(\eta_x, m_2) - I(\xi_x, m_3) + I(\xi_x, m_4)], \quad (1)$$

$$\text{где } z = \frac{h - h_e}{h_e}; \quad \xi_x = \frac{x - b}{2\sqrt{at}}; \quad \eta_x = \frac{x + b}{2\sqrt{at}}; \quad m_1 = \frac{y + l}{x + b};$$

$$m_2 = \frac{y - l}{x + b}; \quad m_3 = \frac{y + l}{x - b}; \quad m_4 = \frac{y - l}{x - b},$$

где z — относительный подпор, м; h — расчетный уровень на момент времени t , м; h_e — начальная мощность водоносного горизонта, м; ε — интенсивность инфильтрации, м/сутки; t — время, сутки; μ — недостаток насыщения в зоне подъема грунтовых вод; a — коэффициент удерживания, м²/сутки; $2l$ и $2b$ — длина и ширина массива, м; x и y — координаты расчетной точки, м; $I(\eta_x, m)$, $I(\xi_x, m)$ — интегралы, значения которых определяются по таблице.

Из уравнения (1) следует, что подъем грунтовых вод ($h - h_e$) в основном зависит от величины инфильтрации (εt), гидрогеологи-

ческих условий (a , μ) и размеров участка орошения (l и b). Остановимся на выборе расчетных параметров.

Опыт эксплуатации оросительных систем показывает, что потери на инфильтрацию складываются из потерь из распределительной сети и потерь на полях при дождевании. При орошении из открытой распределительной сети агрегатами ДДА-100 МА, согласно нашим расчетам для конкретных проектов Новотроицкого и Златополинского массивов орошения и для участков орошения в бассейне р. Бурлы, потери на инфильтрацию будут колебаться от 540 до 1290 м³/га за вегетационный период в зависимости от запроектированной оросительной нормы и от фильтрационных свойств почвогрунтов. При орошении из закрытой распределительной сети агрегатами «Фрегат» и «Волжанка» потери на инфильтрацию обусловлены неисправностью и несовершенством сети в основном в местах стыка трубопроводов, вентильных устройств и пр. Практика показывает, что размеры потерь из закрытой сети, как правило, не превышают 1—2% от расхода, что составляет для Кулундинской степи (на примере упомянутых массивов) в зависимости от оросительных норм от 30 до 200 м³/га за вегетационный период.

Существование дополнительных ирригационных потерь на полях при дождевании не вызывает сомнения. Их наличие определяется неоднородностью фильтрационных свойств почвогрунтов по площади и по разрезу, различной влажностью почв к моменту начала полива и техническими ошибками в процессе эксплуатации (неравномерный полив площади, потери воды из дождевальных агрегатов и пр.). Нами было проведено опытное определение величины инфильтрации при дождевании на девяти опытных делянках (10×10 и 15×15 м²), расположенных на ключевых участках в различных точках Кулундинской степи. Оказалось, что эта величина колеблется в довольно широких пределах и составляет от нескольких процентов до 50% поливных норм, чаще 5—20%, в зависимости от поливных норм, водно-физических свойств почвогрунтов зоны аэрации, влажности почвогрунтов в момент начала полива. С другой стороны, расчеты баланса грунтовых вод в естественных условиях на площади Новотроицкого и Златополинского массивов в 1972—1973 гг. показали, что в период выпадения интенсивных атмосферных осадков (48—86 мм), сопоставимых с поливными нормами, инфильтрация на уровень грунтовых вод составила 1,6—20 мм или 3—57%, чаще до 24%. На основе этих данных, а также с учетом опыта эксплуатации существующих оросительных систем в аридных областях для прогнозных расчетов величины инфильтрации на уровень грунтовых вод вследствие потерь на полях при дождевании была принята равной 8—17% от оросительной нормы в зависимости от типа литологического разреза. На песчаных разрезах зоны аэрации, типичных для Кулундинской аллюви-

альной равнины и древних ложбин стока, характерны более высокие величины инфильтрации, для супесчано-суглинистых разрезов Приобского плато — более низкие. Так как величина проектируемых оросительных норм в зависимости от возделываемых культур и процента обеспеченности этих норм изменяется в широких пределах (от 2200 до 5300 м³/га), то соответственно колеблется и предполагаемая величина инфильтрации при дождевании — от 18 до 88 мм.

Поэтому в расчетах величина суммарной инфильтрации на уровень грунтовых вод (ϵ') принята равной 150 мм за вегетационный период при орошении из открытой распределительной сети в пределах Кулундинской аллювиальной равнины и древних ложбин стока и 60 мм при орошении из закрытой сети. Аналогичные величины для Приобского плато соответственно равны 130 и 35 мм.

Следует отметить, что инфильтрация на уровень грунтовых вод в определенной мере зависит от глубины залегания грунтовых вод как вследствие изменения величины суммарного испарения, так и из-за формирования купола промачивания под необлицованными внутрихозяйственными каналами и временными оросителями. Так как влияние этих факторов по сравнению с другими незначительно и не превышает 5—10%, то при ориентировочных расчетах ими можно пренебречь.

Анализ гидрогеологических условий Кулундинской степи показал, что для большинства участков Кулундинской аллювиальной равнины и древних долин стока характерна сильная изменчивость распространения и глубины залегания локальных водоупоров в зоне аэрации и в водонасыщенной зоне. Поэтому величина коэффициента уронепроводности (α) колеблется в весьма широких пределах — от 40 м²/сутки в случае залегания водоупоров в зоне аэрации и до 3500 м²/сутки на участках распространения средне- и крупнозернистых песков кулундинской свиты с коэффициентами фильтрации 20—30 м/сутки при отсутствии локальных водоупоров. Так как приведенные значения характеризуют крайние ситуации, то для расчетов были приняты три коэффициента уронепроводности (80, 360 и 1600 м²/сутки), достаточно полно отражающие типичные гидрогеологические условия. Подъем грунтовых вод будет происходить в зоне аэрации, сложенной, как правило, в нижней части мелкозернистыми песками с коэффициентами фильтрации около 3—6 м/сутки. В соответствии с этим недостаток насыщения μ принят равным 0,14.

В пределах Приобского плато значения коэффициента уронепроводности колеблются обычно от единиц до 130 м²/сутки, а подъем грунтовых вод будет происходить в толще субаэральных лессовидных супесей, песков и суглинков. Поэтому для расчетов был принят коэффициент уронепроводности (α), равный 40 и 80 м²/сутки и недостаток насыщения (μ) — 0,10.

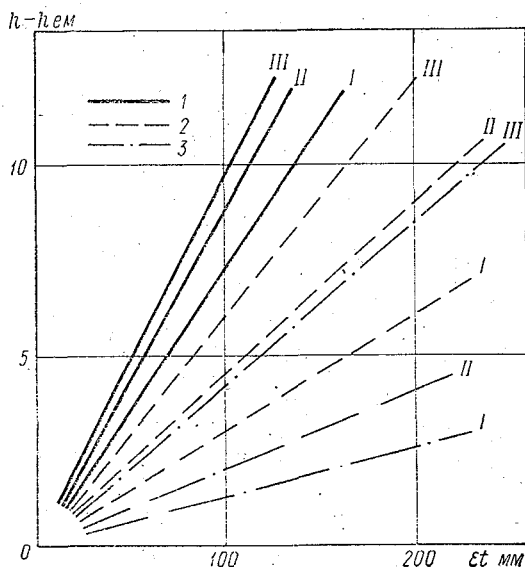


Рис. 2. Зависимость подъема уровня грунтовых вод ($h-h_0$) от величины инфильтрации (ϵt) для Приобского плато ($1-a=80$ м² в сутки) и Кулундинской аллювиальной равнины ($2-c=360$ м²/сутки; $3-a=1600$ м²/сутки) в центре орошаемых участков различной площади (I—500 га, II—1000 га, III—5000 га).

Результаты расчетов приведены на графиках (рис. 2—5). Эти материалы позволяют сделать следующие выводы:

1. При орошении из открытой распределительной сети в пределах Кулундинской аллювиальной равнины (и древних ложбин стока) за 10 лет произойдет подъем грунтовых вод в центре орошаемого участка площадью 500 га на величину от 2,0 до 9,4 м в зависимости от значения коэффициента уровнепроводности. Для участков площадью 1000 и 5000 га соответствующие значения равны 3,3—9,8 м и 6,7—10,4 м. Таким образом, при начальной глубине залегания грунтовых вод 8—10 м в песках кулундинской свиты с коэффициентом фильтрации 5—8 м/сутки в случае близкого залегания локального или регионального водоупора (менее 10 м) появится реальная опасность возникновения процессов вторичного засоления.

2. В случае использования орошения из закрытой распределительной сети в пределах Кулундинской аллювиальной равнины (и древних ложбин стока) в центре орошаемого участка площадью

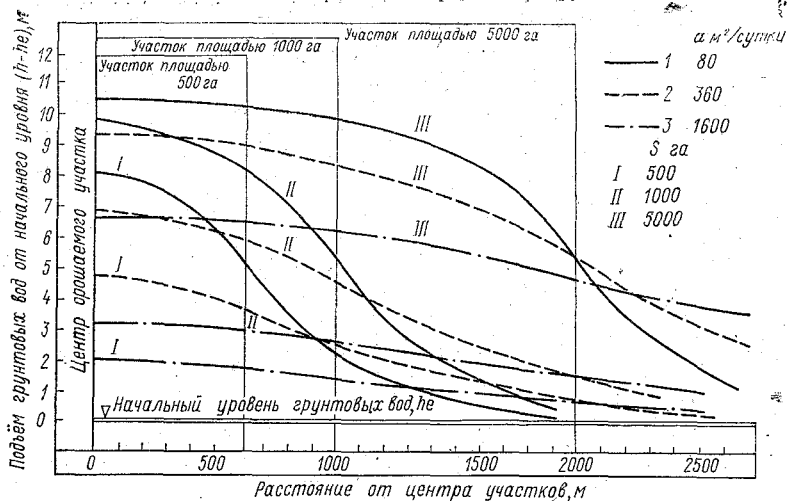


Рис. 3. Формирование ирригационного бугра на уровне грунтовых вод (h_e) за 10 лет орошения из открытой оросительной сети в зависимости от размера орошаемого участка (S) и от значения коэффициента уводнепроводности (a) на Кулундинской аллювиальной равнине.

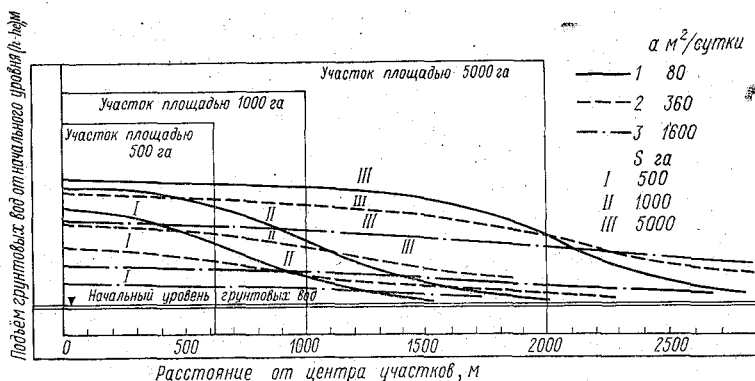


Рис. 4. Формирование ирригационного бугра на уровне грунтовых вод за 10 лет орошения из закрытой распределительной сети в зависимости от размера орошаемого участка (S) и от значения коэффициента уводнепроводности (a) в пределах Кулундинской аллювиальной равнины.

500 га за 10 лет произойдет подъем грунтовых вод от 0,8 до 3,8 м в зависимости от значения коэффициента уводнепроводности. На участках площадью 1000 и 5000 га — на 1,3—3,9 м и 2,7—4,2 м соответственно. Опасность возникновения процессов вторичного засоления появится только в случае близкого залегания водоупоров

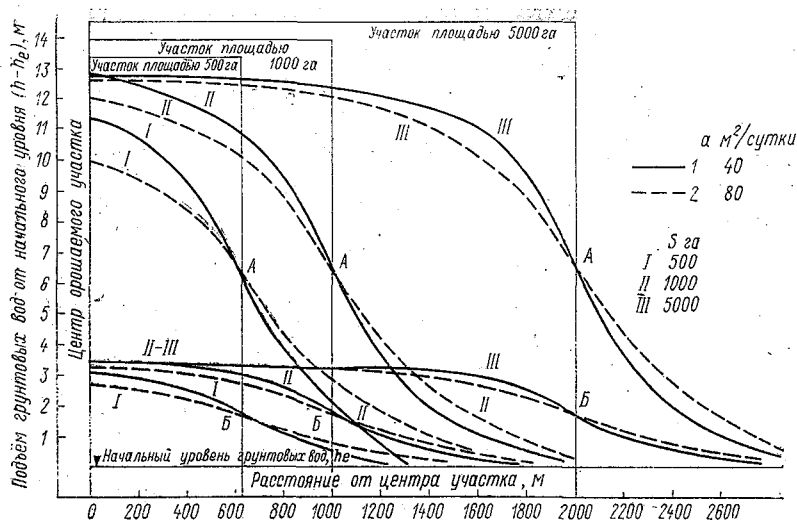


Рис. 5. Формирование ирригационного бугра на уровне грунтовых вод за 10 лет орошения из открытой (А) и из закрытой (Б) распределительной сети в зависимости от размера орошаемого участка (S) и значения коэффициента уравниваемости (α) на Приобском плато.

(менее 8—10 м) и при начальной глубине залегания грунтовых вод менее 4—5 м.

3. В пределах Приобского плато при открытой распределительной сети подъем грунтовых вод в центре орошаемого участка площадью от 500 до 5000 га составит 9,9—12,8 м. Отсюда следует, что когда начальные глубины залегания грунтовых вод менее 12—13 м, реальна опасность возникновения процессов вторичного засоления.

Если будет использоваться закрытая распределительная сеть на Приобском плато, подъем грунтовых вод за 10 лет составит 2,7—3,4 м. Это означает, что когда начальная глубина залегания грунтовых вод более 6—8 м, процессы вторичного засоления не возникают.

Приведенные выводы сделаны на основе условно принятых инфильтрационных потерь. Если при проектировании конкретных орошаемых участков окажется, что ожидаемые инфильтрационные потери значительно отличаются от принятых нами, то корректировку расчетов можно сделать на основе графика (см. рис. 2).

Достоверность выполненных расчетов подтверждается данными по подъему грунтовых вод на существующих орошаемых участках, рассмотренных в первой части настоящей статьи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гидрогеология СССР. Т. XVII. Кемеровская область и Алтайский край. М., 1972, с. 181—198.
2. Кулундинская степь и вопросы ее мелиорации. Новосибирск, 1972, с. 271—306.
3. Методическое руководство по гидрогеологическим и инженерно-геологическим исследованиям для мелиоративного строительства. Вып. 2. М., 1971, с. 9—25.
4. Методы фильтрационных расчетов гидромелиоративных систем. Под ред Н. Н. Веригина. М., 1970, с. 177—256.

Ж. И. ФЕДОСОВА* (АЛТАЙСКАЯ ОПЫТНО-МЕЛИОРАТИВНАЯ СТАНЦИЯ)

ОСОБЕННОСТИ ЭКСПЛУАТАЦИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПРИ ОРОШЕНИИ

В Алтайском крае в настоящее время проводится широкий комплекс мероприятий по мелиорации земель. Наряду с проектированием и строительством крупных водохозяйственных и мелиоративных объектов за счет поверхностных вод Оби взят курс на максимальное привлечение местных водных ресурсов в каждом районе, особенно подземных вод, т. е. на развитие малой мелиорации. До прихода обской воды основным источником орошения Кулунды могут служить подземные воды. Проблема рационального использования относительно ограниченных запасов подземных вод с каждым годом приобретает все большую остроту. Она требует разработки следующих вопросов: а) установления потенциальной возможности водоносных горизонтов; б) определения оптимальных участков для орошения подземными водами; в) выбора рациональной схемы размещения водозаборных скважин. Между тем имеющийся опыт эксплуатации подземных вод для орошения позволяет выявить ряд серьезных недостатков.

Возьмем для примера Славгородский район, где наиболее интенсивно развивается орошение на подземных водах. В настоящее время в районе подземными водами орошается 2,7 тыс. га (табл. 1). Размеры орошаемых участков колеблются от 50 до 300 га; в отдельных случаях орошаемые поля примыкают друг к другу, образуя единый массив до 500 га (к-з им. Кирова, к-з им. Энгельса).

* Работа выполнена под руководством Ю. Н. Акуленко.

Орошение осуществляется в основном широкозахватными машинами «Фрегат» и «Волжанка» (57% площади) и частично установками ДДА-100 и КИ-50. Суммарный водоотбор подземных вод на орошение в районе составляет 1172 л/с (по состоянию на I.VIII.1975 г.). Всего действует 53 скважины с глубинами от 40 до 760 м. Эксплуатируются водоносные горизонты кулундинской, павлодарской, таволжанской свит и водоносные комплексы палеогена и мела. Наиболее интенсивно эксплуатируется второй от поверхности напорный водоносный горизонт павлодарской свиты, характеризующийся довольно выдержанными (устойчивыми) гидрогеологическими параметрами (по данным опытных работ). Но из-за несовершенного сооружения части скважин эксплуатационные дебиты колеблются в широких пределах, от 2,2 до 50 л/с. Например, при строительстве некоторых орошаемых участков водоносные горизонты вскрывались скважинами на глинистом растворе и, несмотря на применение гравийной обсыпки и достаточно больших диаметров фильтров (6—8"), эксплуатационные дебиты скважин не превышали 40 м³/ч. Поэтому в к-зе им. Кирова для орошения участка площадью 286 га потребовалось пробурить 12 скважин. В последние годы Главалтайводстрой разработал новую технологию вскрытия и оборудования скважин, благодаря чему эксплуатационные дебиты на этот же водоносный горизонт возросли в три раза, что позволило существенным образом повысить эффективность использования подземных вод для орошения. Скважина проходится до водоносного горизонта на естественном глинистом растворе долотом 13—14", в зависимости от избранного диаметра эксплуатационной колонны. Если в разрезе преобладают пески, то применяется глинистый раствор с удельным весом 1,15. Перед вскрытием водоносного горизонта производится замена глинистого раствора на чистую воду, после чего горизонт вскрывается чистой водой. Стенки скважины удерживаются в равновесии за счет избыточного гидростатического давления. Сразу по окончании бурения устанавливается фильтровая колонна (она же эксплуатационная) диаметром 10—12" и делается гравийная засыпка в объеме 10—12 м³ на 40-метровую скважину. Засыпка производится при восходящей циркуляции воды в зафильтровом пространстве, что в значительной мере способствует отмыванию гравия от мелких песчаных фракций. Скважины, пробуренные на тот же павлодарский водоносный горизонт, вместо 11 л/с дают 50 л/с. Бурение обычной скважины стоит 3,5 тыс. руб., а по новой технологии — 8—10 тыс. руб., но вследствие значительного снижения затрат на 1 куб. м извлекаемой воды, сокращения потребления энергии и уменьшения обслуживающего персонала в целом получается экономический эффект.

Несовершенное сооружение скважин снижает эксплуатационные возможности и других более глубоко залегающих водоносных горизонтов, например мелового (табл. 1).

Необходимо отметить, что достаточно водообильный безнапорный кулундинский водоносный горизонт, залегающий первым от поверхности земли, используется весьма слабо. Сказывается естественное желание получить больше воды из более водообильного павлодарского горизонта. Но не следует забывать, что эксплуатация грунтовых вод обеспечит одновременно дренаж, препятствующий развитию вторичного засоления почв. На некоторых участках отмечается заметный подъем грунтовых вод за первые годы орошения, вследствие чего опасность засоления усиливается.

Таблица 1

Орошение подземными водами в Славгородском районе Алтайского края

Хозяйство	Площадь орошения, га	Общий водоотбор, л/с	Количество скважин	Водоотбор по горизонтам				
				N_{2kl}	$N_{1.2pv}$	N_{1tv}	p	K
К-з им. Ленина	459	$\frac{204}{9}$	$\frac{20}{1}$	$\frac{39}{2}$	$\frac{95}{5}$	—	—	$\frac{50}{1}$
К-з «Победа»	130	$\frac{66}{5}$	—	$\frac{34}{3}$	—	—	—	$\frac{32}{2}$
К-з им. Кирова	480	$\frac{372}{10}$	—	$\frac{300}{6}$	$\frac{22}{1}$	—	—	$\frac{50}{3}$
К-з им. Энгельса	579	$\frac{203}{13}$	—	$\frac{146}{10}$	—	$\frac{57}{3}$	—	—
К-з им. К. Маркса	412	$\frac{149}{7}$	—	$\frac{2}{1}$	$\frac{35}{3}$	$\frac{97}{3}$	—	—
С-з «Славгородский»	583	$\frac{149}{7}$	—	—	—	—	—	$\frac{131}{7}$
С-з «Пограничный»	100	$\frac{29}{2}$	—	—	$\frac{21}{1}$	—	—	$\frac{8}{1}$
Всего	2743	$\frac{1172}{53}$	$\frac{20}{1}$	$\frac{521}{22}$	$\frac{173}{10}$	$\frac{154}{6}$	—	$\frac{271}{14}$

В самое последнее время институт «Алтайгипроводхоз» и местные хозяйства стремятся для целей орошения эксплуатировать глубокозалегающий (500—700 м) водоносный комплекс меловых отложений, способный давать самоизливающиеся воды. Статические уровни устанавливаются на отметках +2÷25 м выше дневной поверхности. Максимальный дебит при самоизливе достигает 22 л/с. Для орошения 200—300 га необходимо около десяти таких скважин. Использовать подземные воды меловых отложений для орошения в связи с большими затратами на бурение скважин нам

представляется нерациональным. Их целесообразно использовать для организации в основном сельскохозяйственного водоснабжения.

Исходя из оптимального режима работы дождевальной техники и условий заложения севооборотов, а также учитывая гидрогеологические параметры горизонтов, следует считать по опыту работы в других областях, что минимальные размеры орошаемых участков должны быть около 600 га [1, 3, 4]).

При использовании современной широкозахватной техники («Фрегат» или «Волжанка») для одновременной работы этих машин требуется около 500 л/с. Для обеспечения бесперебойной работы дождевальных машин при наличии регулирующего водоема емкостью 8,5 тыс. м³ водозаборные скважины должны давать около 310 л/с. При выборе горизонта для эксплуатации необходимо ориентироваться на максимальное извлечение грунтовых вод во избежание подъема уровня в результате поливов. В Славгородском районе таковыми являются кулундинский и кочковский горизонты. В пределах площади 600 га (2×3 км²) из названных горизонтов можно получать 150—180 л/с 10—12 скважинами. Недостающее количество воды рекомендуется дополнить из первого напорного павлодарского водоносного горизонта, для чего потребуется еще 4—6 скважин. В целях предупреждения ущерба истощения запасов подземных вод орошаемые участки должны быть рассредоточены на расстояниях не ближе 5 км.

При необходимости орошения массивов более 600 га требуется интенсивное использование напорных вод, для чего следует привлечь и второй напорный горизонт (таволжанский). Расчеты показывают [2], что предельная площадь одного участка орошения не может быть более 2000 га, так как это связано с созданием крупного сосредоточенного водоотбора около 1,5 м³/с, что выходит за пределы эксплуатационных возможностей водоносных горизонтов на этой площади.

В пределах Славгородского района общий водоотбор подземных вод для целей орошения из грунтовых вод и первого напорного горизонта может быть доведен до 7 м³/с, а при эксплуатации водозаборов в течение вегетационного периода до 10 м³/с. Это означает, что при гидромодуле 0,75 л/с га за счет подземных вод может быть орошено 13,3 тыс. га, а при гидромодуле 0,5 л/с га — до 20 тыс. га.

Таким образом, в рассматриваемом районе имеются легкодоступные подземные воды, которые с успехом могут применяться для целей орошения. Водопотребление подземных вод на орошение возрастает с каждым годом, поэтому уже сейчас необходимо предусмотреть ряд мероприятий по предупреждению истощения имеющихся запасов:

1) проектирование участков орошения площадью более 500 га осуществлять после проведения детальной разведки подземных вод для оценки эксплуатационных запасов и утверждения их в ТКЗ;

2) предусмотреть обязательное использование грунтовых вод, уровень которых при поливах может повышаться. Освоение и эксплуатация водоносных горизонтов в основном должна идти сверху вниз;

3) необходим строгий учет водоотбора в целях охраны подземных вод от истощения при наличии режимной сети наблюдательных скважин.

Основные положения рационального использования подземных вод для целей орошения, рассмотренные на примере Славгородского района, в принципе приемлемы и для других районов Кулундинской аллювиальной равнины.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акрамов А. А., Расулов Д. Г. Обоснование методики выбора рациональных параметров и схемы размещения эксплуатационных скважин на воду — В кн.: Ресурсы подземных вод на территории аридной зоны СССР. — «Труды ГИДРОИНГЕО». Ташкент, 1971, с. 97.

2. Акуленко Ю. Н. Ресурсы подземных вод Центральной Кулунды и возможность их использования для нужд сельского хозяйства. — В кн.: Вопросы мелноративной гидрогеологии, гидрологии зоны недостаточного увлажнения. Л., 1979.

3. Ландес Г. А., Никольская А. А., Фроликов П. И. Полив дождеванием зерновых культур. М., 1975, с. 55—56.

4. Мороз Н. П., Иванов В. Ф. Орошение на базе подземных вод. М., 1968, с. 15—16.

М. П. ЛЫСЕНКО (ЛГУ), Э. Г. БАРЫКИНА,
Б. В. СТЫРИКОВИЧ (ЛЕНГИПРОВОДХОЗ)

К ВОПРОСУ ИССЛЕДОВАНИЯ СОСТАВА И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЛЕССОВЫХ ПОРОД ПРИБСКОГО ПЛАТО В СВЯЗИ С ПРОЕКТИРОВАНИЕМ МЕЛИОРАТИВНЫХ СИСТЕМ

Строительство различного рода сооружений и интенсивное хозяйственное освоение Западной Сибири за последние 10—15 лет в значительной мере способствовали изучению четвертичных отложений этой территории. Особый интерес представляет изучение

лессовых пород, являющихся неблагоприятными в инженерно-геологическом отношении. Они распространены главным образом степной внеледниковой части Западной Сибири. Выяснение общих закономерностей изменения состава и физико-механических свойств лессовых пород по простиранию и с глубиной возможно только путем детального изучения их на отдельных участках.

В связи с континентальностью климата, сравнительно малым количеством осадков (450—600 мм), значительной испаряемостью до 640 мм) и необходимостью обеспечения устойчивых урожаев, настоящее время проектируется ряд оросительных систем. Одна из них — Чёминская, расположенная в 40—50 км к юго-западу от Ювосибирска на площади около 21600 га, уже строится. Этот айон характеризуется равнинным сглаженным рельефом и степной растительностью с отдельными мелкими залесенными участками.

В геологическом строении территории участвуют дислоцированные породы палеозойского фундамента и залегающие на них с резким стратиграфическим несогласием отложения кайнозоя. Палео-ойские образования представлены мелко- и среднезернистыми есчаниками с прослоями алевролитов и глинистых сланцев. Выше алегают песчано-глинистые отложения некрасовской серии оли-рцена. Последние перекрыты осадками четвертичного возраста, оторые слагают водораздельные пространства и образуют ряд ккумулятивных террас в долине р. Оби.

Формирование четвертичных отложений происходило в континентальных условиях за счет размыва и переотложения морских алеогеновых пород, ледниковых образований и сноса продуктов выветривания с окружающих горных возвышенностей. По генезису четвертичные отложения преимущественно делювиально-пролювиальные и аллювиальные [1]. Среди них видное место занимают лесовые породы красnodубровской свиты средне- и верхнечетвертичного возраста, мощностью до 80 м, на которых и проектируется Чёминская оросительная система и ряд сопутствующих ей сооружений.

Результаты изучения лессовых пород Приобского плато, проводившегося нами в лабораториях кафедры грунтоведения ЛГУ Ленгипроводхоза, могут быть использованы при проектировании оросительных систем в сходных условиях.

Лессовые породы Приобского плато более выщелочены, чем на ге Русской равнины. Содержание карбонатов кальция в них равно в среднем 5,2—5,7%, водорастворимых солей — 0,1—0,3%. Многие карбонатные солей находится в виде мелких концентраций и на-етов, что свидетельствует о вторичном происхождении этих солей.

В легкой фракции преобладает кварц, в значительно меньшем количестве содержатся полевые шпаты. Среди тяжелых минералов

встречается слюда, эпидот, магнетит, роговая обманка, кальций и др. Обломочные зерна имеют размер преимущественно 0,01—0,1 мм.

Минералогический состав глинистой фракции, определявшийся электронно-микроскопическим и термическим методами, главным образом гидрослюдистый, в качестве примесей присутствуют кальций, монтмориллонит, органическое вещество, окислы железа. На электронно-микроскопических снимках гидрослюда представлена тонкими полупрозрачными серыми чешуйками с резкими контурами. Реакция порового раствора щелочная ($pH=7,95-8,13$).

Результаты гранулометрических анализов, проводившихся по микроагрегатной и дисперсной (пирофосфатный метод) схемам, указывают на сравнительно крупнодисперсный и однородный состав грунтов. Они классифицируются по микроагрегатному составу как пылеватые, тяжелые, реже легкие супеси и легкие пылеватые суглинки; по дисперсному составу — легкие, реже средние и тяжелые, пылеватые суглинки. Содержание пылевой фракции (0,05—0,002 мм) составляет в обоих случаях примерно 75—80%. Глинистая фракция (<0,002 мм) содержится в среднем, по данным микроагрегатного анализа, в количестве 8,4—11,2%, по данным дисперсного анализа — 18,3—20,3%. Как известно, лессы, в отличие от лессовидных пород, характеризуются содержанием крупнопылеватых фракций (0,05—0,01 мм). В рассматриваемых породах отношение содержания крупнопылеватых частиц к мелкопылевым $d_{0,05-0,01} / d_{0,01-0,02}$ составит в среднем 2,28—4,91 по данным микроагрегатных анализов и 2,26—4,27 — на основании анализов по дисперсной схеме.

Показатель микроагрегатности, представляющий собой разность между содержанием глинистых частиц при дисперсном микроагрегатном анализе, незначителен и колеблется в среднем от 3,3 до 18,6. Величина его коррелируется с содержанием глинистых частиц (особенно полученным при дисперсной схеме анализа), а также с верхним пределом и числом пластичности, как показатели, суммарно учитывающими дисперсность и гидрофильность грунтов. Величина медианного диаметра, равного по средним данным 0,013—0,021 мм, т. е. соответствующего примерно нижней границе крупнопылевой фракции, указывает на относительно грубый дисперсный состав грунтов. Коэффициент сортировки (S_0)* колеблется, по данным микроагрегатного анализа, от 1,89 до 2,59, что указывает на высокую степень отсортированности грунтов.

$$*S_0 = \sqrt{\frac{d_{75}}{d_{25}}}$$

где d_{75} и d_{25} — диаметры частиц, менее которых содержится соответственно 75% и 25% от общего веса грунта.

Визуальные наблюдения, условия залегания, а также совокупность приведенных данных о гранулометрическом составе дают возможность говорить о принадлежности рассматриваемых пород к собственно лессам [2]. Формирование их происходило в условиях преимущественно физического выветривания, господствовавшего в перегляциальной зоне.

Показатели физических свойств рассматриваемых пород в пределах изученной семиметровой толщи колеблются в сравнительно узких пределах, что указывает на однородность их гранулометрического и минералогического состава. Плотность вещества изменяется в пределах 2,71—2,75, объемный вес — 1,49—1,78 г/см³; пористость — 41,2—50,7%; гигроскопичность — 1,7—3,3; максимальная гигроскопичность — 4,1—7,6%.

Максимальная молекулярная влагоемкость — 11,3—14,1%, верхний предел пластичности — 26,8—28,9, нижний предел — 19,5—17,8, число пластичности — 10,1—12,4. Зависимость между верхним пределом (W_T) и числом пластичности (W_n) выражается эмпирической формулой $W_T = 17,4 + 0,96W_n$.

С глубиной (сверху вниз) пористость грунтов уменьшается в среднем с 49,1 до 41,4%, а объемный вес скелета возрастает с 1,40 до 1,606 г/см³; при этом показатель уплотненности (K_d) изменяется с -0,09 до -0,75, а коэффициент уплотненности (K) возрастает с 0,80 до 0,96.

$$K_d = \frac{E_T - E_0}{E_T - E_v}; \quad K = \frac{E_T}{E_0},$$

где E_T , E_p и E_0 — коэффициенты пористости соответственно при верхнем и нижнем пределах пластичности и при естественной структуре и влажности грунта.

Определение структуры по методике А. К. Ларионова [3] показало, что рассматриваемые грунты относятся преимущественно к зернисто-пленчатому классу, коагуляционно-кристаллизационному подклассу, характеризуются капиллярно-стыковой влагой, являются высокопористыми, средне- и малодисперсными.

Сжимаемость грунтов изучалась в компрессионных приборах. Коэффициент сжимаемости (а см²/кг) существенно различен до и после увлажнения грунта. Для лесса верхнего слоя (0—3 м) он равен до увлажнения 0,005—0,027 (в среднем 0,014), после увлажнения — 0,055—0,095 (в среднем 0,068); для лесса нижнего слоя (3—7 м) значения коэффициента сжимаемости до и после увлажнения соответственно следующие: 0,011—0,033 (в среднем 0,026) и 0,015—0,050 (в среднем 0,036). В целом исследуемые лессы относятся к среднесжимаемым грунтам. В диапазоне нагрузок 0—3 кг/см² коэффициент сжимаемости для грунтов верхнего слоя равен в среднем 0,072, нижнего слоя — 0,035.

В процессе компрессионных испытаний определялся коэффициент фильтрации. Очевидно, что вследствие нарушения естественной структуры и уменьшения активной пористости водопроницаемость грунта оказалась заметно ниже, чем при натурных испытаниях, например методом налива. Коэффициент фильтрации, определенный в естественных условиях, изменяется с глубиной от 0,9 до 0,2 м/сут. При нагрузках 0,5—1,0 кг/см² его значения колеблются от 0,024 до 0,0022 м/сут.

Определение просадочности проводилось в компрессионных приборах методом «одной кривой» при нагрузке 0,5—1,0 кг/см² лишь несколько превышавшей «бытовую» нагрузку. Для лесса слоя 0—3 м относительная просадочность (δ) составляла 0,006—0,037 (в среднем 0,013); в слое 3—7 м сравнительно просадочный ($\delta_{\text{пр}} = 0,011—0,02$) примерно 40% образцов; для остальных образцов $\delta_{\text{пр}} = 0,002—0,008$. Наибольшее значение просадочной деформации отмечается при нагрузке 1,0 кг/см², при более высокой нагрузке (1,5—2,0 кг/см²) величина деформации снижается. Общая просадочная деформация толщи лесса не превышает 15—16 см.

Так как изучение грунтов проводилось для проектирования гидромелиоративных сооружений, показатели сопротивления сдвигу определялись под водой. При испытаниях по методике неконсолидированного быстрого сдвига, в наибольшей степени моделирующей работу грунта в откосах оросительных каналов, показатели сопротивления сдвигу следующие: $\text{tg } \varphi = 0,18—0,28$ (в среднем 0,22), $\varphi = 10,0—15,15^\circ$ (в среднем $12,4^\circ$); $C = 0,05—0,20$ (в среднем 0,14) кг/см². Как и следовало ожидать, более высокие показатели получились при испытаниях по методике консолидированного сдвига — $\text{tg } \varphi = 0,23—0,37$ (в среднем 0,31), $\varphi = 13,0—20,5$ (в среднем $17,4^\circ$), $C = 0,05—0,20$ (в среднем 0,13) кг/см², — которую следует пользоваться в случаях, когда нагрузка на грунты как основания сооружения возрастает медленно, а также для грунтов относительно хорошо водопроницаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. Никитенко, Ф. А. О лессовых породах Сибири и их строительных свойствах. — «Труды Новосибирского ин-та железнодорожного транспорта», 1964, вып. XII, с. 58.
2. Лысенко, М. П. Состав и физико-механические свойства грунтов. М., 1972, с. 182—200.
3. Дарионов, А. К. Инженерно-геологическое изучение структуры пыльных осадочных пород. М., 1966, с. 24.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МИГРАЦИИ СОЛЕЙ В ЗОНЕ АЭРАЦИИ ПРИ ОРОШЕНИИ

Одной из самых сложных задач мелиоративной науки до настоящего времени является прогноз солевого режима грунтовых вод и пород зоны аэрации после ввода в эксплуатацию оросительных систем. Процессы передвижения влаги и солей в почвогрунтах чрезвычайно сложны, подвержены влиянию многих факторов и изучены еще недостаточно. В общем случае миграция солей, находящихся в породе в растворенном состоянии, может происходить в результате конвекции, сорбции, под действием гравитационных и капиллярных сил [1, 3]. Все эти процессы сложны, роль их и характер протекания в различных условиях чрезвычайно разнообразны и зависят от большого числа факторов. Так, например, сорбция определяется в первую очередь наличием в породе коллоидных систем, образованию которых способствует повышенная температура при одновременном избытке воды, а также самые различные химические реакции: окисления, восстановления, гидролиза и т. п. [4]. Гравитационное перемещение растворов солей осложняется при движении через труднопроницаемые породы так называемым фильтрационным эффектом, который описан математически Д. С. Коржинским и заключается в некоторой задержке растворенного вещества по сравнению с растворителем [4]. Миграция солей сопровождается также переходом их из одной фазы в другую (растворение или выпадение в осадок), реакциями обмена между твердой и жидкой фазами.

На данном этапе развития науки исследовать и учесть эти явления и процессы в отдельности чаще всего не представляется возможным, тем более дать прогноз их протекания при режиме орошения в случае отсутствия фактического материала наблюдений на исследуемых орошаемых массивах. Применение для прогноза гидрохимического режима грунтовых вод и почвенных растворов уравнения конвективной диффузии, в котором учитываются процессы сорбции, диффузии, воздействие фильтрационного потока, растворение солей, для практических целей очень ограничено, так как, во-первых, требует надежного определения ряда гидрохимических параметров по длительным натурным наблюдениям; во-вторых, применимо в основном в однородных гидрогеологических условиях и при определенном характере засоленности пород. Поэтому на начальной стадии проектирования оросительных систем возможным и необходимым является установление по крайней мере тенденций развития солевых процессов при режиме орошения, выделение главных процессов, способствующих накоплению или выщелачиванию солей в зоне аэрации, установление количест-

венных соотношений между ними. Одним из реальных и доступных путей решения этих задач является детальное изучение солевого режима и баланса зоны аэрации и грунтовых вод в естественных условиях на всей площади проектируемого массива и в условиях орошения на опытных делянках, оборудованных в характерных для изучаемого массива гидрогеологических условиях. Сведения о характере изменения химического состава поливных вод, фильтрующихся через толщу зоны аэрации, и о степени и скорости выщелачивания отдельных ионов водой позволяют получить опыты по промывке больших почвенно-грунтовых монолитов, отобранных на массиве в различных по засолению точках.

В данной работе приводятся основные результаты исследований, осуществленных кафедрой гидрогеологии ЛГМИ на проектируемых Новотроицком и Златополинском массивах орошения в Кулундинской степи в период 1972—1974 гг. Эти исследования были направлены на изучение основных составляющих солевого баланса зоны аэрации в условиях орошения. Автор статьи принимал самое непосредственное участие в проведении этих работ.

1. ИССЛЕДОВАНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СОЛЕЙ ПО ПЛОЩАДИ НА НЕБОЛЬШИХ ОПЫТНЫХ УЧАСТКАХ

Материалы солевой съемки масштаба 1:10 000, проведенной почвенной партией Ленгипроводхоза на исследуемых массивах, характеризуют засоленность пород зоны аэрации как чрезвычайно пеструю по составу и степени засоления. Поэтому при постановке опытов, целью которых являлось изучение солевого баланса зоны аэрации, возник вопрос, в какой мере можно сравнивать результаты сезонного опробования пород на засоленность по рядом расположенным выработкам, которые должны по условиям опыта характеризовать данную исследуемую точку. Для выяснения этого вопроса на трех опытных участках (Новотроицкий массив) были отобраны образцы на засоленность по трем разрезам, находящимся на расстоянии 1 м друг от друга, из тех же шурфов, где впоследствии отбирались почвенно-грунтовые монолиты для проведения опытных промывок. Кроме того, вблизи опытной орошаемой делянки 1 опробован шурф 7452 глубиной 2 м, размерами 1 м×1 м из которого отобрано 100 образцов на засоленность: по 10 образцов из 10 разрезов, расположенных в 40 см друг от друга по четырем стенкам шурфа.

Результаты опробования по точкам, находящимся в метре друг от друга, приведенные в табл. 1, показывают значительные различия в содержании отдельных ионов при сравнении их по 10-сантиметровым интервалам. Особенно это касается иона $\text{SO}_4^{''}$ и определяемого по разности иона Na^+ . Так, например, в точке 745 (табл. 1) в одном и том же интервале глубин (0,2—0,3 м) содер

Таблица 1

Результаты химического анализа водных вытяжек из образцов почвогрунтов, отобранных на Новотроицком массиве по близко расположенным разрезам

Шурф	Номер разреза	Интервал отбора, м	Содержание ионов в мг-экв/л						Сумма солей, %
			HCO ₃ '	Cl'	SO ₄ '	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	
7453, пос. Мирный	1	0,0—0,1	1,2	0,4	0,83	0,80	0,2	1,43	0,071
	2		1,2	0,4	0,75	0,80	0,2	1,35	0,068
	3		0,8	0,4	0,37	0,60	0,2	0,77	0,044
	1	0,0—0,2	1,2	0,4		0,8	0,2		
	2		1,6	0,4	0,91	0,8	0,2	1,91	0,084
	3		1,2	0,4	1,04	0,8	0,2	1,64	0,079
	1	0,2—0,3	1,2	0,4	0,54	0,8	0,2	1,14	0,060
	2		0,8	0,4	0,67	0,6	0,2	1,07	0,054
	3		1,2	0,4	0,37	0,6	0,2	1,17	0,055
	1	0,3—0,4	0,8	0,4		0,6	0,2		
	2		0,8	0,4	1,13	0,6	0,2	1,53	0,071
	3		1,2	0,4	1,08	0,8	0,4	1,48	0,078
	1	0,4—0,5	1,6	0,4	0,46	1,4	0,2	0,86	0,067
	2		1,6	0,4	0,37	1,4	0,2	0,77	0,064
	3		1,6	0,4		1,2	0,4		
	1	0,0—0,5	1,2	0,4	0,61	0,9	0,2	1,14	0,066
	2		1,2	0,4	0,77	0,8	0,2	1,32	0,068
	3		1,2	0,4	0,72	0,8	0,3	1,26	0,064
	Среднее	0,0—0,5	1,2	0,4	0,70	0,83	0,23	1,24	0,066
7454, пос. Павловка	1	0,0—0,1	1,2	0,4	0,67	0,4	0,4	1,47	0,061
	2		1,0	0,4	1,46	0,4	0,4	2,06	0,087
	3		0,8	0,4	0,83	0,4	0,2	1,43	0,060
	1	0,1—0,2	0,8	0,4	1,33	0,4	0,2	1,93	0,078
	2		1,0	0,4	1,46	0,4	0,4	2,06	0,087
	3		0,8	0,4	0,83	0,4	0,2	1,43	0,060
	1	0,2—0,3	0,8	0,4	0,83	0,4	0,4	1,23	0,060
	2		0,8	0,4	0,96	0,4	0,2	1,56	0,065
	3		0,8	0,4	0,20	1,0	0,2	0,80	0,038
	1	0,3—0,4	0,8	0,4	0,87	0,4	0,2	1,47	0,062
	2		0,8	0,4	0,37	0,4	0,2	0,97	0,044
	3		1,0	0,4	0,40	0,6	0,4	0,80	0,050
	1	0,4—0,5	1,6	0,4	0,12	1,3	0,1	0,72	0,056
	2		1,0	0,4	0,20	0,6	0,2	0,80	0,043
	3		1,6	0,4	0,12	0,8	0,4	0,92	0,055
	1	0,0—0,5	1,0	0,4	0,76	0,58	0,26	1,36	0,064
	2		0,8	0,4	0,70	0,44	0,20	1,30	0,057
	3		1,0	0,4	0,55	0,68	0,28	1,11	0,055
	Среднее	0,0—0,5	0,93	0,4	0,67	0,57	0,25	1,26	0,059
7455, пос. Украинка	1	0,0—0,1	0,62	0,20	0,83	0,80	0,60	0,25	0,047
	2		0,82	0,20	0,55	0,50	0,78	0,33	0,042
	1	0,0—0,2	0,72	0,16	0,61	0,50	0,38	0,61	0,042
	1		0,62	0,20	0,77	0,42	0,44	0,73	0,046
	1	0,3—0,4	1,58	0,20	0,69	1,24	0,70	0,53	0,067
	2		0,50	0,28	1,12	0,28	0,42	1,20	0,058
	1	0,4—0,5	1,10	0,16	0,72	0,96	0,40	0,62	0,056
	2		1,58	0,52	0,83	0,74	0,70	1,49	0,082

жание SO_4^{2-} колеблется от 0,20 до 0,96 мг-экв/л, в точке 7453 в интервале 0,0—0,1 м — от 0,37 до 0,83. Эти различия в содержании ионов отражаются и в сумме солей. Максимальное отклонение суммы солей по единичным определениям от среднего, подсчитанного для всего ряда отдельных величин, составляет 33% для ш. 7453 и 47% для ш. 7454. Однако, если сравнивать засоленность соседних разрезов не по 10-сантиметровым интервалам, по которым производился отбор образцов, а анализировать величины, средние, например, по полуметровому интервалу, то разница засоления почвогрунтов по соседним точкам будет значительно меньше. Так, отклонение суммы солей от среднего для ш. 7453 составит всего 3%, а для ш. 7454—8%.

Результаты опробования ш. 7452 представлены на рис. 1 в виде изолиний, связывающих точки с одинаковыми суммами солей. Наиболее пестрая картина засоленности, сложный ход изолиний характерны для верхней части исследуемой толщи до глубины 0,8 м. Так, в интервалах 0,1—0,2 и 0,7—0,8 м сумма солей по отдельным отборам отклоняется от среднего на 10—50%.

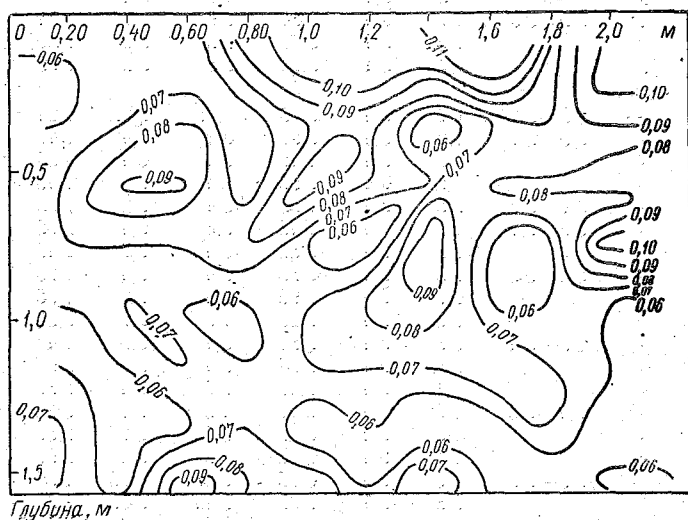


Рис. 1. Изолинии суммы солей в почвогрунтах ш. 7452, июль 1974 г. (процент на 100 г почвы, средние по 10-сантиметровым интервалам глубин).

Приведенные материалы позволяют сделать вывод о нецелесообразности анализа солевого режима почвогрунтов по небольшим интервалам глубин, так как на исследуемую картину направлен-

ности солевых процессов будет накладываться существующая неоднородность засоления по площади даже в пределах нескольких метров. Осреднение же характеристик засоленности по более крупным, например, полуметровым интервалам значительно уменьшает возможное влияние неоднородности. Для полной уверенности в правильности полученных результатов солевой баланс зоны аэрации должен по мере возможности рассматриваться в комплексе с солевым балансом грунтовых вод. В опытах по промывке почвенно-грунтовых монолитов, где точно известны количество и состав воды, подаваемой на монолит и профильтровавшейся через него, лучше делать какие-либо выводы не по изменению содержания солей в почвогрунте, а по изменению минерализации воды.

2. ИЗУЧЕНИЕ ХАРАКТЕРА ВЛИЯНИЯ ОРОСИТЕЛЬНЫХ ВОД НА СОЛЕВОЙ БАЛАНС ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗОНЫ АЭРАЦИИ НА ОПЫТНЫХ ДЕЛЯНКАХ

При проектировании оросительных систем всегда возникает вопрос, в какой мере соли, которые будут поступать на массив с поливными водами, повлияют на солевое состояние верхней корнеобитаемой толщи зоны аэрации. Поэтому постановка опытных работ предполагала прежде всего установить долю участия солей, принесенных с оросительными водами, в солевом балансе верхней части зоны аэрации поливного участка.

Опытные деланки (по три на каждом массиве) размерами 10×10 и 15×15 м орошались дождевальными машинами по нормам, соответствующим проектным, или по резко (более чем в десять раз) завышенным нормам. Перед началом поливов и после их окончания проводилось опробование пород зоны аэрации на засоленность, отбирались пробы грунтовой воды. По результатам анализа водных вытяжек подсчитывались запасы солей в породе по полуметровым слоям (табл. 2,3). Полученные данные показали повсеместное увеличение запасов солей в верхнем одно- и двухметровом слое. Так, на деланке 4 Златополинского массива в 1973 г. было проведено три полива (оросительная норма 320 мм). Литологический разрез зоны аэрации деланки представлен до глубины 2,5 м субэдральными легкими и тяжелыми суглинками с прослоем супеси в интервале 0,7—1,5 м. Ниже, до глубины 8,2 м залегает толща легкой пылеватой глины кулундинской свиты (N_{2kl}), которая подстилается пылеватыми песками. Водоносный горизонт вскрыт на глубине 10,8 м. Проведенные поливы вызвали некоторое перераспределение и изменение запасов солей в зоне аэрации. Это отчетливо видно из табл. 2. Во-первых, произошло увеличение засоленности верхней части зоны аэрации. И если по фоновой точке, характеризующей естественные условия увлажнения, в слое 0—1 м запасы солей увеличились на $0,23 \text{ кг/м}^2$, то на орошаемой деланке

Таблица 2

Запасы солей в зоне аэрации на орошаемой делянке № 4,
ключевой участок № 8, кг/м²

Интервал, м	Запасы солей на делянке скв. 7301			Фоновая точка, 7302	
	VI.73	X.73	измене- ние запа- сов солей	X.73	измене- ние запа- сов солей
0,0—0,5	0,21	0,56	0,35	0,34	0,13
0,5—1,0	0,42	0,50	0,08	0,52	0,10
1,0—1,5	0,39	0,45	0,06	0,38	—0,01
1,5—2,0	0,74	0,50	—0,24	0,47	—0,27
0,0—2,0	1,76	2,01	0,25	1,71	—0,05
2,0—2,5	0,74	0,54	—0,20	1,13	0,39
2,5—3,0	1,06	0,57	—0,81	0,71	—0,35
3,0—3,5	1,38	0,89	—0,49	0,90	—0,48
3,5—4,0	1,38	0,56	—0,52	0,88	—0,50
4,0—4,5	1,15	0,89	—0,26	0,94	—0,21
4,5—5,0	1,15	0,89	—0,26	0,94	—0,21
5,0—5,5	0,76	1,15	0,39	0,80	0,04
5,5—6,0	0,76	1,15	0,39	0,80	0,04
6,0—6,5	0,76	1,16	0,40	0,80	0,04
6,5—7,0	0,76	1,16	0,40	0,80	0,04
7,0—7,5	0,76	1,04	0,28	0,96	0,20
7,5—8,0	1,62	1,04	—0,58	0,97	—0,65
8,0—8,5	1,18	0,69	—0,49		
8,5—9,0	1,41	0,45	0,04		
9,0—9,5	0,41	0,45	0,04		
9,5—10,0	0,41	0,45	0,04		
10,0—10,5	0,29	0,37	0,08		
0—10,5	16,74	15,76	—0,98		

в том же слое — на 0,43 кг/м². Во-вторых, глубже 1,0—1,5 м произошло уменьшение запасов солей (более заметное на орошаемом участке). При этом соли частично были перенесены в нижнюю часть зоны аэрации (глубже 5 м), а частично в грунтовые воды, о чем говорит как общее уменьшение запасов солей в зоне аэрации, так и возросшая минерализация грунтовых вод (1,02 г/л в июне, 1,81 г/л в октябре). С оросительной водой, имеющей минерализацию 1,16 г/л, на делянку поступило 0,37 кг/м² солей. Логично сделать вывод, что разница между ростом засоленности в слое 0—1 м на орошаемой делянке и на фоне обусловлена тем, что часть солей, содержащихся в поливной воде, осталась в верхнем метровом слое почвы. Это явление может быть обусловлено рядом факторов, например, испарением части воды с поверхности почвы, фильтрацион-

ным эффектом (см. выше с. 35), в результате последнего растворитель фильтруется с большей скоростью, чем растворенное вещество в суглинках, которыми представлена верхняя часть зоны аэрации, и т. д. Конечно, оросительная вода не только повышает засоленность пород верхней части зоны аэрации, но и выщелачивает отсюда какую-то часть солей. Имевшее место увеличение запасов солей является суммарным проявлением этих процессов, правда, преобладающее значение в солевом балансе принадлежит здесь все-таки поступлению солей с поливными водами. Количественно эту составляющую баланса можно оценить, сравнив разницу между ростом запасов солей на делянке и на фоне с количеством солей, поступивших с оросительной водой на делянку. По результатам нашего опыта оказалось, что увеличение запасов солей в слое 0—1 м на орошаемой делянке было больше, чем на фоновой точке на 0,20 кг/м², что составляет 54% от количества солей, поступивших на делянку с оросительной водой.

Кроме полива, соответствующего проектным нормам, в 1973 г. были проведены поливы в повышенных нормах: 1920 мм на делянке 5 и 5130 мм на делянке 6.

Литологический разрез делянок представлен до глубины 2—4 м переслаивающимися субаэральными супесями и суглинками, далее песками кулундинской свиты с прослоем глины мощностью 0,5—1,5 м в интервале 6,8—7,2 м (делянка 5) и 4—5 м (делянка 6). Грунтовые воды вскрыты на делянке 5 на глубине 10 м, на делянке 6 — 6,4 м.

Проведенные на делянках поливы с резко завышенными нормами (в пять — десять раз) показали, что увеличение запасов солей в верхней части зоны аэрации на опытных делянках и на богаре имело один порядок величин (в качестве примера в табл. 3 приведены результаты опытов на делянке 5). Таким образом, отсюда можно предположить, что в условиях повышенных норм полива в верхней части зоны аэрации поступление солей с оросительными водами уравнивается их выщелачиванием большим количеством воды и что заметного роста засоленности в исследуемом слое происходить не будет.

На Новотроицком массиве поливы делянки I, соответствующие проектным оросительным нормам, вызвали повышение засоленности в полутораметровом слое на величину, равную половине количества солей, содержащихся в объеме оросительной воды. Примерно такие же результаты получились и при опытных поливах на опытных участках Бурлинской ОС.

Такое совпадение результатов не случайно, а объясняется сходными климатическими условиями массивов, типичным строением верхней части зоны аэрации — переслаиванием субаэральных суглинков и супесей, близкими оросительными нормами. Таким об-

Таблица 3

Запасы солей в зоне аэрации на орошаемой делянке 5,
ключевой участок № 1, кг/м²

Интервал, м	Запасы солей на делянке, скв. 7305			Фоновая точка, скв. 7307	
	VI.73	X.73	Измене- ние запас- сов солей	X.73	Изменение запасов солей
0,0—0,5	0,40	0,75	0,35	0,72	0,32
0,5—1,0	0,38	0,62	0,24	0,71	0,33
1,0—1,5	0,49	0,48	—0,01	0,53	0,04
1,5—2,0	0,47	0,44	—0,03	0,40	—0,07
2,0—2,5	1,74	2,29	—0,55	2,36	0,62
2,5—3,0	0,46	0,52	0,06	0,57	0,11
3,0—3,5	0,49	0,71	0,22	0,79	0,30
3,5—4,0	0,40	0,75	0,35	0,69	0,29
4,0—4,5	0,29	0,52	0,23	0,30	0,01
4,5—5,0	0,23	0,36	0,13	0,29	0,06
5,0—5,5	0,23	0,36	0,13	0,29	0,06
5,5—6,0	0,37	0,36	—0,01	0,26	—0,11
6,0—6,5	0,37	0,32	—0,05	0,26	—0,11
6,5—7,0	0,37	0,32	—0,05	0,26	—0,11
	0,35	0,33	—0,02	0,27	—0,08
0,0—7,0	5,30	6,84	1,54	6,33	1,04

разом, полученное при опытных поливах в разных точках Кулундинской степи повышение засоленности верхней части зоны аэрации за счет поступления солей с оросительными водами, соответствующее примерно половине их количества, может быть принято в качестве оценочного значения на предварительной стадии проектирования оросительных систем в Центральной части Кулундинской степи.

3. ИЗУЧЕНИЕ ХАРАКТЕРА ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ СОЛЕЙ ИЗ ПОЧВОГРУНТОВ НА ОСНОВЕ ОПЫТНЫХ ПРОМЫВОК БОЛЬШИХ МОНОЛИТОВ

При орошении площадей, в зоне аэрации которых имеются значительные солевые аккумуляции, как это имеет место в Кулундинской степи, фильтрующиеся поливные воды выносят часть солей в грунтовые воды, повышая их минерализацию и изменяя состав [2]. Главные ионы, определяющие химический тип засоления, обладают разной устойчивостью по отношению к выщелачивающему действию воды, вследствие чего тип засоления также может измениться. В целях изучения этих явлений, т. е. для изучения характера влияния поливных вод на солевой профиль почвогрунтов в за-

зависимости от степени и химизма их засоления и для определения изменения химического состава воды при фильтрации ее через почвенно-грунтовую толщу были проведены опыты по поливам больших монолитов.

Монолиты для опытов отбирались из шурфов до глубины 1,5—2,0 м. Высота монолита составляла 0,5 м, площадь сечения 500 см². Оросительная вода, бравшаяся в основном из р. Оби, подавалась на монолит отдельными порциями в соответствии с проектными поливными нормами, принятыми для Новотроицкого и Златополинского массивов. Профильтровывавшаяся вода собиралась в поддон. Объемным способом измерялись количества воды, поданной на монолит и профильтровавшейся через него, отбирались пробы воды и образцы почвогрунтов для химического анализа до поливов и после их окончания.

При анализе опытных данных во внимание принималось в первую очередь изменение минерализации и химического состава воды по мере фильтрации ее через почвенно-грунтовую толщу в зависимости от начального засоления почвогрунтов. Это изменение отчетливо можно проследить по табл. 4, в которой даны значения минерализации и химический состав воды, подаваемой на монолит, и воды, профильтровавшейся через него. Причем фильтрат из монолита, отобранного в данной точке в интервале 0,0—0,5 м, подавался на монолит из следующих интервалов: 0,5—1,0, 1,0—1,5, 1,5—2,0 м.

Наиболее важный вывод, вытекающий из анализа данных, приведенных в табл. 4, заключается в том, что при орошении незасоленных почв (сумма солей 0,05—0,07%) наблюдается лишь незначительное увеличение минерализации поливной воды. Так, например, в точке 7454 (Новотроицкий массив) почвогрунты не засолены, сумма солей составляет 0,04—0,06%, минерализация оросительной воды повысилась после прохождения толщи почвогрунтов от 0,1 до 0,3—0,4 г/л. Причем увеличилось содержание каждого из ионов на величину, примерно соответствующую их количеству в почво-грунтовом монолите. Такая же картина в общем и целом наблюдалась в опыте на монолитах, отобранных из шурфа 7350 (Златополинский массив), где почвогрунты также не засолены. Минерализация оросительной воды повысилась здесь от 0,29 до 0,3—0,5 г/л при почти неизменном химическом составе.

Качественно иной характер имела трансформация химического состава оросительной воды при фильтрации через почвогрунты с более значительным (до 0,08—0,11%) засолением. Так, в точке 7450 в почвогрунтах наблюдается более высокое содержание иона SO_4^{2-} , чем это имело место в точке 7454. И хотя разница составляет всего 0,7—1,3 мг-экв/л, произошло значительное увеличение минерализации поливной воды — от 0,26 последовательно до 0,51, 1,1 и 3,5 г/л по мере добавления новых порций воды от 180 до 300 мм

Таблица 4

Трансформация химического состава оросительной воды
при фильтрации через почвенно-грунтовые монолиты

	Минерализация и хим. состав воды, мг-экв/л	Интервал отбора, м	Примечание
1	2	3	4
Оросительная вода	$M_{0,26} \frac{HCO^3_{2,4} Cl_{0,6} SO^4_{0,42}}{Ca_{1,4} Na_{1,4} Mg_{0,6}}$	.	
Фильтрат из монолита 7450 (п. Мирный)	$M_{0,51} \frac{SO^4_{4,4} HCO^3_{2,0} Cl_{1,2}}{Ca_{3,2} Mg_{2,8} Na_{1,6}}$	0,0—0,5	после 3-го полива ¹
»	$M_{1,11} \frac{SO^4_{10,8} Cl_{3,2} HCO^3_{2,4}}{Ca_{8,0} Na_{8,2} Mg_{2,2}}$	0,0—0,5	после 4-го полива
»	$M_{3,53} \frac{SO^4_{34,6} Cl_{17,3} HCO^3_{2,4}}{Na_{25,3} Ca_{22,0} Mg_{7,0}}$	0,0—0,5	после 5-го полива
Оросительная вода	$M_{0,20} \frac{HCO^3_{2,4} Cl_{0,6} SO^4_{0,4}}{Ca_{1,4} Na_{1,4} Mg_{0,6}}$		
Фильтрат из монолита 7451 (п. Мирный)	$M_{0,71} \frac{SO^4_{0,5} HCO^3_{2,8} Cl_{0,8}}{Ca_{5,8} Na_{2,3} Mg_{2,0}}$	0,0—0,5	после 5-го полива
»	$M_{1,52} \frac{SO^4_{2,1} HCO^3_{1,4} Cl_{1,0}}{Ca_{12,3} Mg_{10,7} Na_{0,4}}$	1,0—1,5	после 3-го полива
»	$M_{2,56} \frac{SO^4_{37,1} HCO^3_{1,8} Cl_{1,0}}{Mg_{17,2} Ca_{1,4} Na_{8,7}}$	1,0—1,5	после 4-го полива
»	$M_{0,80} \frac{SO^4_{7,8} HCO^3_{3,2} Cl_{0,7}}{Mg_{4,8} Na_{4,0} Ca_{2,9}}$	1,5—2,0	после 2-го полива
Оросительная вода	$M_{0,10} \frac{HCO^3_{0,8} Cl_{0,4} SO^4_{0,2}}{Na_{0,6} Ca_{0,5} Mg_{0,3}}$		
Фильтрат из монолита 7454 (п. Павловка)	$M_{0,36} \frac{SO^4_{2,9} HCO^3_{1,6} Cl_{0,3}}{Ca_{3,0} Mg_{1,6} Na_{0,7}}$	0,0—0,5	после 3-го полива
»	$M_{0,40} \frac{HCO^3_{2,8} SO^4_{1,9} Cl_{0,2}}{Ca_{2,8} Na_{1,9} Mg_{0,8}}$	0,0—0,5	после 4-го полива
»	$M_{0,43} \frac{HCO^3_{3,4} SO^4_{1,7} Cl_{0,8}}{Ca_{2,8} Na_{2,0} Mg_{1,0}}$	0,0—0,5	после 5-го полива
»	$M_{0,38} \frac{HCO^3_{3,2} SO^4_{1,5} Cl_{0,6}}{Ca_{2,2} Mg_{1,6} Na_{1,5}}$	0,5—1,0	после 3-го полива
»	$M_{0,40} \frac{HCO^3_{3,6} SO^4_{1,3} Cl_{0,6}}{Ca_{2,2} Mg_{2,2} Na_{1,1}}$	0,5—1,0	после 4-го полива
»	$M_{0,32} \frac{SO^4_{2,2} HCO^3_{1,8} Cl_{0,7}}{Mg_{1,9} Ca_{1,4} Na_{1,3}}$	1,0—1,5	

¹ Каждый полив по 60 мм.

1	2	3	4
Оросительная вода	$M_{0,10} \frac{HCO^3_{0,8} Cl_{0,4} SO^4_{0,2}}{Na_{0,6} Ca_{0,5} Mg_{0,3}}$		
Фильтрат из монолита 7455	$M_{0,59} \frac{Cl_{3,2} SO^4_{3,0} HCO^3_{2,9}}{Ca_{5,0} Mg_{3,2} Na_{0,8}}$	0,0—0,5	после 3-го полива
»	$M_{0,77} \frac{SO^4_{6,6} HCO^3_{3,2} Cl_{2,0}}{Na_{4,4} Ca_{3,0} Mg_{2,2}}$	0,0—0,6	после 4-го полива
»	$M_{6,0} \frac{SO^4_{7,7} Cl_{3,1} HCO^3_{0,7}}{Na_{7,1} Mg_{2,6} Ca_{1,2}}$	0,5—1,0	после 2-го полива
»	$M_{3,65} \frac{Cl_{6,8} SO^4_{2,0} HCO^3_{3,3}}{Mg_{5,4} Ca_{2,5} Na_{1,3}}$	0,5—1,0	после 3-го полива
Оросительная вода	$M_{3,61} \frac{Cl_{4,0} SO^4_{3,8} HCO^3_{3,9}}{Ca_{4,0} Mg_{3,5} Na_{7,4}}$	1,0—1,5	после 2-го полива
Фильтрат из монолита 7350 (Златополь)	$M_{0,29} \frac{HCO^3_{1,7} Cl_{1,5} SO^4_{1,0}}{Na_{2,1} Mg_{1,1} Ca_{1,1}}$		
»	$M_{0,49} \frac{HCO^3_{3,7} Cl_{1,9} SO^4_{1,4}}{Ca_{3,3} Na_{1,9} Mg_{1,8}}$	0,0—0,5	1-я порция фильтрата
»	$M_{0,31} \frac{HCO^3_{1,7} Cl_{1,6} SO^4_{1,3}}{Ca_{2,8} Mg_{1,1} Na_{0,8}}$	0,0—0,5	1-я и 2-я порции фильтрата
»	$M_{0,42} \frac{Cl_{3,1} HCO^3_{2,3} SO^4_{1,2}}{Mg_{2,4} Na_{2,4} Ca_{1,8}}$	1,0—1,5	

(см. табл. 4). Причем увеличение минерализации обусловлено прежде всего ионом SO^4 и в меньшей степени ионом Cl ; тип химизма изменился от гидрокарбонатного (оросительная вода) через гидрокарбонатно-сульфатный до сульфатного и хлоридно-сульфатного. В точке 7451 оросительная вода перешла из гидрокарбонатного типа в сульфатный. Концентрация ионов HCO^3 и Cl практически не изменилась. Следует отметить также, что во всех рассмотренных случаях незасоленных почвогрунтов с увеличением количества подаваемой на монолит воды происходил и рост минерализации профильтровавшейся воды, т. е. новыми порциями воды в процесс выщелачивания вовлекается все больше солей из того небольшого количества, которое содержалось в почвогрунтах. Участки же с засоленными почвогрунтами показывают иную картину. В точке 7455, где в интервале 0,5—1,5 м засоление составляет 0,1—0,2%, оросительная вода, имеющая минерализацию 0,1 г/л и хлоридно-гидрокарбонатный состав, после прохождения толщи 0,0—0,5 м трансформировалась в воду хлоридно-сульфатного типа с ми-

нерализацией 6 г/л. После следующего полива минерализация фильтрата понизилась до 3,65 г/л, тип химизма изменился на сульфатно-хлоридный. Значительное увеличение в фильтрате концентрации иона Cl^- свидетельствует о более легком выносе хлора из почвогрунтов в сравнении с выносом ионов, даже иона SO_4 , содержание которого в монолите в несколько раз выше. Результаты опыта на монолите 7455 дали также некоторые сведения о характере выщелачивания солей водой разной минерализации. Например вода с минерализацией 0,1 г/л, которая подавалась на монолиты из интервала 0,0—0,5 м, даже из незасоленных почв вынесла большое количество солей, вследствие чего минерализация ее повысилась до 0,6—0,8 г/л. Тогда как фильтрат из монолитов, отобранных в интервале 0,5—1,0 м, имеющий минерализацию 6 и 3,65 г/л, после фильтрации через монолит из следующего интервала 1,0—1,5 м практически не изменился по составу и минерализации. Таким образом, очевидно уменьшение выщелачивающей способности воды с ростом ее минерализации; отсюда можно предположить, что при орошении на минерализацию и состав инфильтрационных вод в случае засоленной зоны аэрации в первую очередь будет оказывать влияние на характер засоления пород верхней ее части.

Помимо анализа изменения химического состава оросительной воды при фильтрации через монолиты изучалось также количественное различие в содержании главных ионов во всем объеме оросительной воды и в воде, профильтровавшейся через почвенно-грунтовые монолиты. Увеличение или уменьшение количества какого-либо иона в фильтрате свидетельствует соответственно о выносе или аккумуляции данного иона в почвогрунте. На основании подсчета величины изменения содержания солей в воде был построен график зависимости выноса отдельных ионов водой от оросительной нормы (рис. 2), совместный анализ которого с данными по химическому составу засоления позволил сделать вывод: преобладающим выносом того иона, который определяет тип химизма засоления промываемых почвогрунтов, причем с увеличением оросительной нормы вынос увеличивается. Исключение составляет ион HCO_3^- , для которого такой закономерности нет, хотя он, как правило, является преобладающим в составе засоления при общей сумме солей до 0,15%, как это и имеет место в большинстве наших опытных точек. Следует отметить также, что в ряде случаев, несмотря на повышение минерализации фильтрата, общее количество солей в нем оказывается значительно меньше, чем было в объеме оросительной воды. Это говорит о том, что в почвогрунтах помимо выщелачивания солей инфильтрационными водами происходят также различные процессы (сорбции, катионного обмена и т. д.), в результате которых часть солей, поступивших с оросительной водой, остается в почве, какая-то часть ионов замещается другими. Например, в ряде случаев (точки 7450, 7454) произошло уменьше-

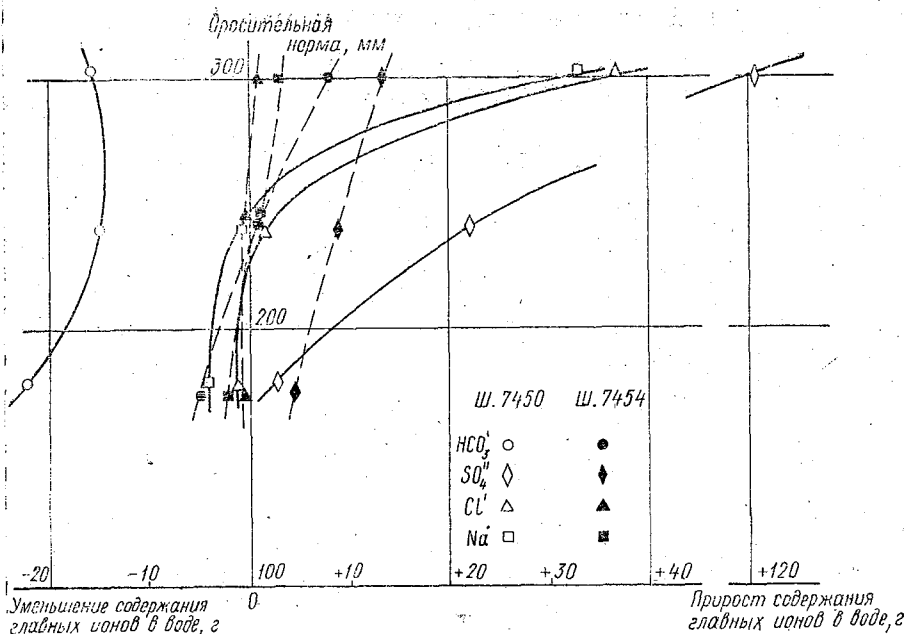


Рис. 2. Величина выноса некоторых ионов водой из почвенно-грунтовых монолитов в зависимости от оросительной нормы.

ние общего содержания солей в воде за счет снижения количества каждого из ионов, кроме иона SO_4^{2-} , концентрация которого за счет выноса из почвы увеличилась настолько, что повысилась общая минерализация воды.

Заключение

Результаты проведенных исследований позволили осветить ряд вопросов, связанных с прогнозом солевого режима грунтовых вод и пород зоны аэрации при режиме орошения в Кулундинской степи.

Установлено, что количество солей, поступающих с оросительными водами в верхний горизонт зоны аэрации (0—1 или 0—1,5 м), составляет примерно половину их количества, содержащегося в объеме оросительной воды. Этот вывод на начальной стадии проектирования может явиться основой для оценки характера роста засоленности почв за счет солей, которые будут поступать на орошаемые массивы с поливными водами.

Анализ данных по опытным поливам больших монолитов позволил получить ряд сведений о характере выщелачивания отдельных ионов инфильтрующейся водой. Эти сведения необходимы при со-

ставлений прогноза химического состава ирригационных грунтовых вод.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барон В. А., Планин Ю. Г. Прогноз многолетнего режима минерализации поровых вод при орошении. М., 1974, с. 5—11.
2. Воробьев О. Г., Прокофьева Т. И. Возможные изменения режима и минерализации грунтовых вод при орошении в Центральной Кулунде. — В кн.: Охрана, рациональное использование и воспроизводство природных ресурсов Алтайского края. Барнаул, 1975, с. 199—201.
3. Парфёнова Н. И. Методика анализа гидрохимического режима грунтовых вод в связи с его прогнозом при орошении. М., 1971. 121 с.
4. Сауков А. А. Геохимия. М., 1975. 359 с.

Е. М. ПЕТРОВА, Д. Е. МОРАЧЕВСКИЙ
(ЛГМИ)

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ПРЕДПОЛАГАЕМОГО СБРОСА ДРЕНАЖНЫХ ВОД НА СОСТАВ РАССОЛОВ ОЗЕР КУЧУК И КУЛУНДИНСКОГО

(Экспериментальное исследование *)

ВВЕДЕНИЕ

При искусственном орошении состав воды, подаваемой на поля, претерпевает значительные изменения, а минерализация ее возрастает. Это происходит вследствие взаимодействия воды с почвами, а также за счет частичного смешения ее с грунтовыми водами, которые нередко бывают солоноватыми. Естественное испарение способствует подъему подпочвенных вод по капиллярам, что тоже приводит к повышению минерализации. В результате этих процессов может произойти засоление полевых угодий. Во избежание этого предусматривается дренаж вод с полей орошения и их отвод в пониженные части рельефа местности.

При орошении водами реки Оби Новотроицкого и Златополинского массивов, находящихся в Кулундинской степи, сброс дренажных вод проектируется в котловины близлежащих сульфатных озер Кучук и Кулундинского. Однако эти озера имеют промышленное

* Химические анализы выполнены Н. М. Пастуховой, в экспериментальной работе участвовала А. Н. Шишова.

значение, поэтому к решению вопроса о возможности такого сброса необходимо подходить с большой осторожностью.

Рапа озера Кучук используется для получения высококачественного сульфата натрия (Na_2SO_4) — ценного сырья для химической, легкой и стекольной промышленности. Поступление в озеро дренажных вод может нарушить водный и солевой баланс озера, что отразится как на количестве, так и на качестве получаемого из рапы озера сульфата натрия.

По расчёту ВНИИ галургии рапа Кулундинского озера будет периодически перекачиваться в озеро Кучук для стабилизации оптимального солевого режима последнего; естественно поэтому, что солевой состав рапы Кулундинского озера не должен подвергаться существенным изменениям.

Следовательно, бесконтрольный сброс дренажных вод с полей орошения в эти озера недопустим. В связи с этим возникла необходимость экспериментального исследования характера воздействия дренажных вод на состав озерных рап и выяснения природы образующихся при этом осадков.

Здесь изложены результаты такого исследования, выполненного на кафедре гидрохимии и охраны природных вод ЛГМИ в 1975 г. Исследования производились с позиций физико-химического анализа солевых систем и теории метаморфизации природных рассолов [3, 6, 7, 8].

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Самосадочное озеро Кучук имеет площадь 178 кв. км. Его средняя глубина — 1,8 м. Объем рапы 250—330 млн. м³. Дно озера покрыто старосадкой мирабилита. Абсолютная отметка уровня рапы 96 м. Единственная водная артерия, питающая озеро, — река Кучук. Она имеет среднегодовой расход 0,58 м³/с, водный сток реки — 17 млн. м³/год. Практикующийся в последнее время забор воды из реки на орошение значительно уменьшает поступление воды в озеро. Основным источником водносолевого питания озера являются грунтовые воды. Ежегодное поступление грунтовых вод оценивается в 27 млн. м³. По имеющимся данным ВНИИ галургии, с грунтовыми водами ежегодно поступает только 5 тыс. сульфат-иона и 3 тыс. тонн хлор-иона.

Кулундинское озеро имеет площадь около 700 км². Средняя глубина его около 3 м. Объем рапы 2,1 млрд. м³. Абсолютная отметка уровня рапы 99,7 м. Питание озера в основном осуществляется речным стоком — 220 млн. м³ в год. Грунтовое питание составляет 127 млн. м³ в год. В озеро ежегодно поступает 130 тыс. тонн сульфат-иона и 73 тыс. тонн хлор-иона, причем за счет речного стока — 83 тыс. тонн сульфат-иона и 53 тыс. тонн хлор-иона. Концентрация солей в рапе этого озера невысока (около 5%); поэтому сезон-

ной садки солей в нём не происходит. В недавнем прошлом озеро было проточным, воды его втекали в озеро Кучук.

Климат района расположения озер резко континентальный с теплым летом и холодной зимой. Максимальный прогрев рапы отмечается в июле. Среднегодовая норма осадков — 220 мм. Колебания количества осадков 120—365 мм в год, что значительно ниже величины испарения — 467 кг/м² [5, 10].

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ, ПРОИСХОДЯЩИЕ В ОЗЕРЕ

Самосадочное озеро Кучук, как и любое другое озеро с устойчивым солевым режимом, следует рассматривать в качестве относительно замкнутой системы. Происходящие в нем физико-химические процессы определяются равновесными состояниями той физико-химической системы, которая характеризует химический тип рассола данного озера; эти процессы направлены к достижению равновесия между рассолом озера и окружающей средой в данных термодинамических условиях. Однако быстрое изменение условий приводит к нарушению этого равновесия и направляет процессы в сторону создания иного равновесного состояния, соответствующего новым термодинамическим условиям (например, садка солей, растворение новосадки и т. д.). В этом заключается жизнь озера. Без познания ее закономерностей невозможно составить научно обоснованного суждения как о перспективности промышленного использования соляных богатств озера, так и о допустимости антропогенного воздействия, не нарушающего сложившегося веками режима соляного озера. Определение принадлежности рапы озера к определенному химическому типу позволяет понять и предвидеть происходящие в ней процессы.

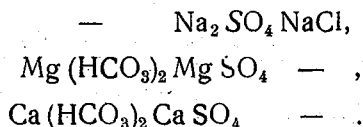
По химической классификации природных соляных рассолов рапы озер Кучук и Кулундинского относятся к сульфатному типу. Сульфатный тип характеризуется присутствием в рассолах в качестве главных солевых компонентов ионов SO_4^{2-} , Cl^- , Na^+ (K^+) и Mg^{2+} или, что выражается в виде гипотетических солей. — Na_2SO_4 , MgSO_4 , MgCl_2 , $\text{Na}(\text{K})\text{Cl}$. Ион калия заключен в скобки в связи с тем, что для соляных озер континентального происхождения он не является характерным, его концентрация очень низка и не может возрасти до насыщения ни по одной из калийных солей.

В природных рассолах сульфатного типа, помимо вышеперечисленных главных компонентов и калия, постоянно присутствуют ионы HCO_3^- и Ca^{2+} . Их концентрации лимитируются величинами произведений растворимости таких малорастворимых солей, как CaCO_3 , MgCO_3 , $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и других. Эти второстепенные солевые компоненты не влияют на ход основных процессов в озере, но они имеют большое значение при протекании процессов метаморфизации, так как участвуют в образовании постоянных

твердых фаз — соединений, обладающих очень низкой растворимостью. В озерной рапе могут присутствовать также многие микрокомпоненты (Br', B, Li', Sr'' и др.), представляющие в ряде случаев определенный практический интерес.

Сульфатный тип рассолов делится на два подтипа: сульфатно-натриевый (1-й подтип) и сульфатно-магниевый (2-й подтип).

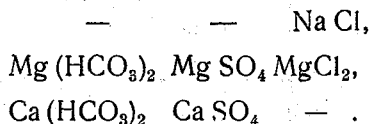
Для сульфатно-натриевого подтипа характерен следующий солевой состав:



Определяющим коэффициентом этого подтипа является отношение содержаний сульфата натрия и сульфата магния, выраженных в весовых процентах. Это так называемый коэффициент метаморфизации — K.

$$K = \frac{\text{Na}_2 \text{SO}_4}{\text{Mg SO}_4}. \quad (1)$$

Для сульфатно-магниевое (или хлор-магниевое) подтипа характерны соли:



В качестве характеристики этого подтипа применяется коэффициент метаморфизации Курнакова — K_к:

$$K_{\text{к}} = \frac{\text{Mg SO}_4}{\text{Mg Cl}_2}. \quad (2)$$

В летнее время рапа озера Кучук обогащена сульфатами (сульфат-ионы уравнивают весь содержащийся в рапе магний и часть натрия). Числовое значение первого коэффициента (K) выше нуля. Коэффициент метаморфизации Курнакова (K_к) в предельном случае может быть равен бесконечности. Рапа этого времени года относится к сульфатно-натриевому подтипу.* Зимой рапа озера после садки мирабилита обеднена сульфат-ионом. Весь натрий рапы и почти весь магний уравниваются хлор-ионом.

* В холодные и влажные годы сульфат-иона в летней рапе может оказаться недостаточно для связывания всего магния, тогда первый коэффициент (K) остается равным нулю, но коэффициент метаморфизации Курнакова (K_к) очень высок. В этих случаях состав рапы близок к границе обоих подтипов.

Первый коэффициент (K) равен нулю, а коэффициент метаморфизации Курнакова (K_c) имеет низкое значение. Рапа относится к сульфатно-магниевому (хлормагниевому) подтипу.

Динамику изменения соотношения солей в рапе озера в течение года (годовые циклы) и за многолетние периоды можно проследить по величине коэффициента метаморфизации Курнакова (K_k). За длительный период наблюдений (40 лет) величина коэффициента для рапы озера изменялась от 0,03 (зимой) до 51,0 (конец лета).

Все возможные солевые равновесия в озерах сульфатного типа охватываются взаимной водной системой $\text{Na}_2\text{SO}_4 + \text{MgCl}_2 \rightleftharpoons \text{MgSO}_4 + 2\text{NaCl}$ и могут быть отражены на физико-химической диаграмме этой системы [12].

Физико-химическая диаграмма позволяет наглядно проследить изменение состава рапы и производить необходимые расчеты [6].

Политермическая диаграмма системы требует трехмерного пространства, она менее удобна в работе, чем плоскостная, поэтому обычно пользуются изотермическими сечениями политермы. За основу берут изотерму 25°C , так как эта температура считается среднемноголетней для среднерусской полосы. В случае необходимости на эту диаграмму наносят линии изотерм, отвечающих другим температурам.

Изотермическая диаграмма сульфатной системы строится в виде квадрата, на который наносят поля солей, кристаллизующихся при изотермическом испарении растворов, точки составов которых расположены внутри этих полей. Солевой состав растворов выражают в индексах Йенеке (эквивалент-проценты анионов и катионов к суммам эквивалентов анионов и катионов соответственно). Для нанесения точки состава на диаграмму необходимо знать только два индекса — одного аниона и одного катиона.

На рис. 1 представлен годовой цикл изменения состава рапы озера Кучук; здесь на диаграмме системы в индексах Йенеке даны крайние положения годовых циклов изменения состава рапы за период 1963—1975 гг. На этой же диаграмме отражены смещения циклов в зависимости от периодических изменений климата. Точки составов летней рапы располагаются в поле галита, с понижением температуры площадь этого поля сокращается, а поле мирабилита увеличивается и захватывает область расположения точек состава летней рапы. При охлаждении рапы до $5,5\text{--}5^\circ\text{C}$ из нее начинается садка мирабилита, в связи с чем в рапе снижается содержание сульфат-иона и фигуративные точки состава рапы на диаграмме системы будут удаляться от вершины Na_2SO_4 по прямой, исходящей из этой вершины и проходящей через фигуративную точку состава рапы (луч кристаллизации). Если фигуративная точка достигнет границы полей мирабилита и галита (или гидрогалита), то

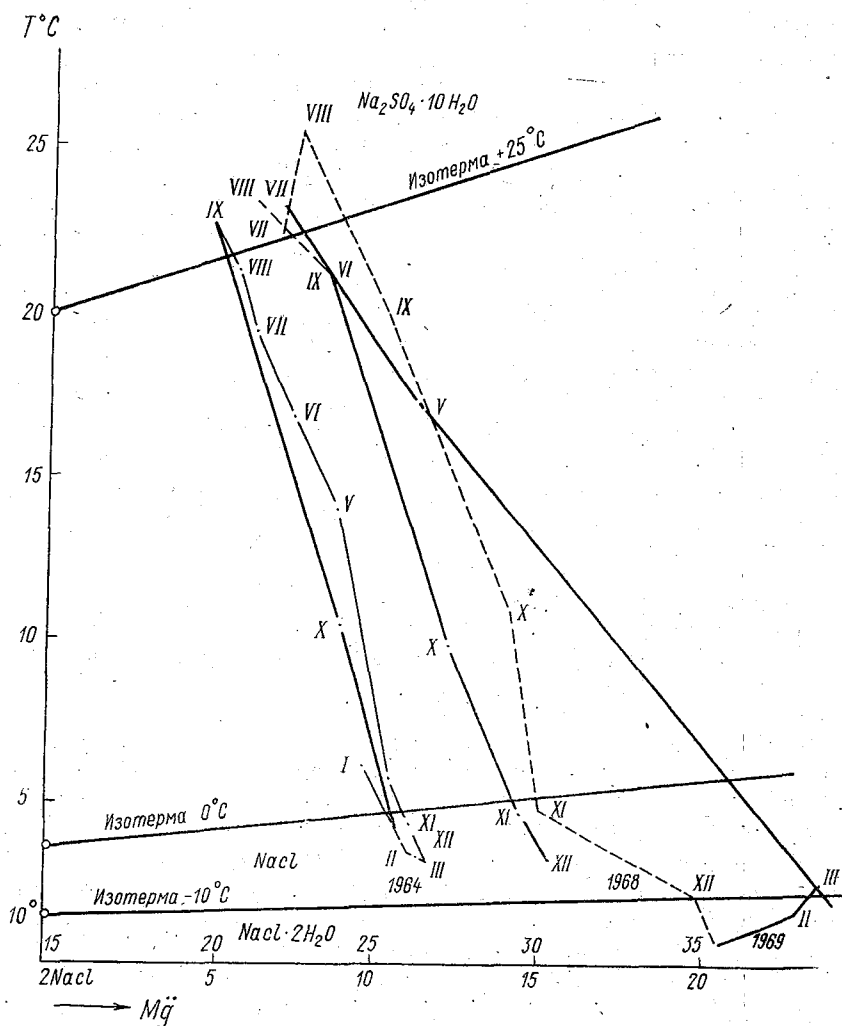


Рис. 1. Крайние положения годовых циклов изменения состава рапы оз. Кучук за период 1963—1975 гг. (представлены на диаграмме сульфатной системы).

произойдет совместная садка этих солей; при этом фигуративная точка состава рапы на диаграмме будет перемещаться по границе полей (по линии совместной кристаллизации) в сторону эвтоники системы при данной температуре. Весной с повышением температуры увеличивается растворимость солей, они вновь переходят в рапу (при растворении участвуют и паводковые воды), фигуратив-

ные точки состава рапы на диаграмме направляются в сторону вершины Na_2SO_4 , причем поле галита расширяется. Если достигается насыщение рапы галитом, то начинается его садка. Такие явления имели место в очень засушливые и жаркие годы [1].

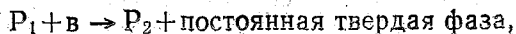
Наблюдающееся в природе отставание насыщения рапы солями связано с эндотермичностью процессов растворения, в результате чего путь фигуративных точек составов весенней рапы не повторяет пути точек составов осенней рапы в обратном направлении, а несколько смещается, образуя на диаграмме петлю, так называемый гистерезис [2] (см. рис. 1).

При периодическом изменении климата в течение ряда лет годовые циклы состава рассолов не замыкаются. В засушливые годы циклы смещаются в сторону эвтоники системы, а во влажные — в обратном направлении. В этом состоит сущность периодических процессов. В озере Кучук в течение сорока лет периодические смещения отмечались неоднократно, наиболее яркие проявления таких отклонений годовых циклов относятся к началу сороковых годов и к концу шестидесятых. В эти засушливые годы происходило интенсивное испарение, достигалось насыщение по галиту и происходила летняя садка галита. Затем наступали периоды увлажнения климата и состав рапы восстанавливался.

Описанные циклические и периодические процессы обратимы, они не могут кардинально изменить химический тип рассола, так как связаны с садкой лишь легкорастворимых солей (периодических минералов), которые сравнительно легко могут вновь перейти в раствор. Точки состава рассола перемещаются при этом только внутри физико-химической диаграммы системы, не выходя за ее пределы. Принадлежность рассола к данному химическому типу сохраняется. Тем не менее при изучении взаимодействия рапы с дренажными водами эти процессы необходимо учитывать.

К необратимым процессам относятся сравнительно медленные процессы метаморфизации. Их протекание обусловлено взаимодействием рассола с веществом окружающей среды, в результате чего происходит выведение из рассола одного или нескольких главных компонентов солевой массы в виде малорастворимых минералов или газа. Возвращение этих компонентов в рапу невозможно или затруднено. Состав рассола при этом кардинально изменяется, вплоть до перехода в другой химический тип. Фигуративные точки состава рассола на диаграмме системы неуклонно перемещаются к одной из границ ее и могут выйти за ее пределы.

Наиболее распространенным в природе фактором метаморфизации является внос в озеро притекающими пресными водами ионов-осадителей для главных компонентов рассола, что приводит к реакциям взаимного обмена по типу [3, 4, 7, 8]:



где P_1 — состав первоначального рассола, v — вода, несущая ион-осадитель, P_2 — состав метаморфизованного рассола.

Взаимодействие дренажных вод с полей орошения с рапой озер Кучук и Кулундинского относится к этой категории необратимых процессов, в связи с чем постановка экспериментальных исследований представляет собой моделирование данного природного процесса.

Кроме этого основного фактора метаморфизации рапы могут проявляться и другие — ионный обмен с поглощенным комплексом глин [13], некоторые биологические процессы, связанные с окислительно-восстановительными реакциями (например, сульфат-редукция), ассимиляция организмами отдельных компонентов рапы и т. д.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ЧАСТЬ

Задача экспериментального исследования состояла в том, чтобы выяснить, насколько глубоко метаморфизуются рапы озер Кучук (летняя, осенняя и зимняя) и Кулундинского под влиянием дренажных вод, постепенно прибавляемых к рапам до достижения максимальных из предусмотренных программой отношений объемов (1:1), а также характер образующихся малорастворимых осадков (твердых фаз).

Основным материалом для экспериментальных работ были пробы летних рап озер Кучук и Кулундинского. Осеннюю и зимнюю рапы озера Кучук приготовили из летней путем охлаждения и вымораживания с последующим отделением выделившихся солей.

В качестве метаморфизующих растворов — дренажных вод — использовались растворы солей, приготовленные в соответствии с прогнозными данными кафедры гидрогеологии ЛГМИ. Соотношение объемов рапы и вод в эксперименте было лимитировано программой исследования как 1:1.

Для работы с рапой каждого озера были приготовлены по два метаморфизующих раствора различного состава и дополнительно раствор бикарбоната кальция. Составы исходных рап и метаморфизующих растворов приведены в табл. 1.

Растворы, моделирующие дренажные воды, содержали ионы HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} и Na^+ . Вступая в контакт с рапой, все они, за исключением иона кальция, практически не влияют на ее солевой состав. Что касается иона кальция, то он, реагируя с сульфат-ионом рапы, способен образовывать малорастворимые соединения — постоянные твердые фазы, — гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ или глауберит ($\text{CaSO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$), возвращение которых в рапу практически невозможно.* Новые порции кальцийсодержащих вод выносят до-

* При разложении глауберита сульфат натрия переходит в раствор, а сульфат кальция в виде гипса остается в осадке.

Состав исходных материалов

Таблица 1

Материалы исследования	Ионный состав в весовых процентах											Отношение компонентов (экв) $\times 10^2$			Индексы по Иенке		
	d_{20}	pH	HCO_3'	SO_4''	Cl'	Ca''	Mg''	K'	Na' (расч)	сум- ма	$\text{K}_\text{к}$	$\frac{\text{SO}_4''}{2\text{Cl}'}$	$\frac{\text{SO}_4''}{\text{Mg}''}$	$\frac{\text{Mg}''}{2\text{Cl}'}$	SO_4''	Mg''	H_2O

Рапы

1	1,229	7,61	0,051	4,74	13,10	0,018	1,21	0,07	8,42	27,61	148,5	26,7	99,2	27,0	21,1	21,3	1721
2	1,205	7,27	0,057	1,62	14,86	0,008	1,32	0,08	7,87	25,82	0,58	8,1	31,9	25,7	7,5	23,8	1823
3	1,186	7,31	0,061	0,47	15,04	0,006	1,42	0,08	7,25	24,33	0,12	2,3	8,5	27,4	2,3	26,7	1936
4	1,042	8,64	0,111	1,11	2,50	0,033	0,28	0,02	1,60	5,65		32,9	100,9	32,4	24,7	24,6	10977

Метаморфизирующие растворы

I	1,0	7,84	0,045	0,075	0,019	0,003	0,008	не опр.	0,048	0,198							
II	1,0	8,04	0,027	0,048	0,018	0,005	0,005	" "	0,029	0,132							
III	1,0	не опр.	0,037	—	—	0,012	—	" "	—	0,049							
IV	1,0	8,12	0,045	0,033	0,009	0,002	0,003	" "	0,031	0,123							
V	1,0	7,56	0,033	0,034	0,014	0,015	0,003	" "	0,016	0,015							

Примечание. 1, 2, 3 — рапы оз. Кучук: летняя, зимняя, осенняя; 4 — рапы Кулундинского озера I—V — метаморфизирующие растворы (дренажные воды прогнозного состава).

полнительные количества сульфат-иона из рапы. Этот необратимый процесс в пределе может привести к полному обессульфачиванию рапы и перевести ее из сульфатного типа в хлоридный, т. е. полностью метаморфизовать.

Было поставлено четыре серии опытов — три из них с рапой озера Кучук под условными названиями «Лето» (опыты: M_I , M_{II} , M_{III} , M_{IV} , Kp_I , Kp_{II} , Kp_{III}), «Осень» (опыты: Kp_I-0 , $Kp_{II}-0$, $Kp_{III}-0$, Kp_I-0 , $Kp_{II}-0$, $Kp_{III}-0$), «Зима» (опыты: Kp_I-10 , $Kp_{II}-10$, $Kp_{III}-10$) и одна серия с рапой Кулундинского озера — «Кулунда» (опыты Ky_{II} , Ky_{III} , Ky_{IV}). Опыт серии «Лето» и «Кулунда» проводились при комнатной температуре. Опыт серии «Осень» ставился в холодильнике ЗИЛ при $+1^\circ\text{C}$. Опыт серии «Зима» — в морозильнике холодильника при температуре -10°C . Продолжительность опытов достигала трех месяцев. Каждая серия включала по три опыта — по числу метаморфизирующих растворов. Многие опыты дублировались. Всего было проведено 19 опытов. Условия опытов различались по температуре, объему взятой рапы (от 0,4 до 2,5 л), способу перемешивания (постоянное и периодическое) и по интенсивности испарения. Так, в сериях «Лето» и «Кулунда» применялось продувание струи сухого воздуха над поверхностью растворов. В опытах серии «Осень» и «Зима» испарение не интенсифицировалось, так как подача охлажденного до этих температур сухого воздуха трудно осуществима. Вследствие этого в течение опытов концентрация рапы несколько снизилась, что в известной мере моделировало естественное снижение концентрации рапы в осенне-зимнее время.

Введение метаморфизирующих растворов осуществлялось порциями, не превышающими 5—6% от объема рапы. Добавление каждой очередной порции производилось после сокращения объема рапы до первоначального (в опытах серий «Осень» и «Зима» полностью достичь этого не всегда удавалось). Прибавление метаморфизирующих растворов сначала не вызывало изменений в рапе — происходило донасыщение их карбонатом кальция, но через некоторое время (чем выше температура опыта, тем быстрее) на дне и стенках сосудов появлялся налет осадка, количество которого постепенно возрастало. Опыт заканчивался, когда объем введенного метаморфизирующего раствора равнялся объему взятой рапы. По окончании опытов производилось разделение фаз фильтрованием через стеклянный фильтр под вакуумом. Трудность этой операции заключалась в том, что осадки чрезвычайно мелкодисперсны, а количества их очень малы. Жидкие фазы (метаморфизованные рапы) и некоторые твердые фазы, а также все исходные рапы и метаморфизирующие растворы подвергались химическому анализу. Определение содержания ионов выполнялось следующими методами [9, 11]:

Состав экспериментально

№ п/п	Опыт	Состав жидких фаз (вес. %)								
		d_{20}	pH	HCO ₃ '	SO ₄ ''	Cl'	Ca''	Mg''	Na' (расч)	Cu ма

I серия «Лето» ($t^{\circ} \sim 23^{\circ} \text{C}$)

1	M _I	1,226	7,83	0,084	4,79	12,89	0,020	1,24	8,30	27,8
2	M _{II}	1,219	7,82	0,074	4,68	12,60	0,020	1,22	7,09	26,6
3	M _{III}	1,229	7,60	0,102	4,74	12,88	0,016	1,24	8,27	27,2
4	M _{IV}	1,227	7,58	0,114	4,66	12,82	0,016	1,23	7,22	27,0
5	Kp _I	1,219	7,77	0,090	4,64	12,39	0,021	1,21	7,96	26,3
6	Kp _{II}	1,219	7,74	0,089	4,59	12,38	0,021	1,22	6,91	26,2
7	Kp _{III}	1,211	7,28	0,092	4,43	12,09	0,015	1,17	7,74	25,1

II серия «Осень» ($t^{\circ} = +1^{\circ} \text{C}$)

1	Kp _I — 0	1,157	7,61	0,076	1,34	11,59	0,021	1,11	6,10	20,1
2	Kp _{II} — 0	1,154	7,66	0,066	1,30	11,38	0,018	1,09	5,98	19,8
3	Kp _{III} — 0	1,153	7,43	0,091	1,24	11,20	0,015	1,09	5,84	19,4
4	K _I — 0	1,112	7,78	0,055	0,94	8,21	0,012	0,83	4,24	14,3
5	K _{II} — 0	1,110	7,79	0,047	0,93	8,10	0,016	0,82	4,21	14,1
6	K _{III} — 0	1,111	7,21	0,044	0,89	7,98	0,015	0,79	4,12	13,8

III серия «Зима» ($t^{\circ} = -10^{\circ} \text{C}$)

1	Kp _I — 10	1,107	7,63	0,061	0,28	8,80	0,015	0,90	4,16	14,1
2	Kp _{II} — 10	1,103	7,72	0,051	0,27	8,62	0,017	0,87	4,10	13,9
3	Kp _{III} — 10	1,104	7,40	0,060	0,24	8,35	0,019	0,84	3,96	13,7

IV серия «Кулунда» ($t^{\circ} \sim 23^{\circ} \text{C}$)

1	Кул _I	1,040	8,84	0,149	1,06	2,30	0,025	0,25	1,56	5,1
2	Кул _{II}	1,041	8,64	0,100	1,11	2,44	0,028	0,26	1,62	5,2
3	Кул _{III}	1,040	8,30	0,100	1,09	2,40	0,035	0,27	1,56	5,1

полученных жидких фаз

Таблица 2

Коэффициенты метаморфизации		Отношение компонентов (экв) $\times 10^2$			Индексы по Йенеке			Минеральный состав постоянных твердых фаз (иммерсионный просмотр)
K	K _K	$\frac{SO''}{2Cl'}$	$\frac{SO''}{Mg''}$	$\frac{Mg''}{2Cl'}$	SO''	Mg''	H ₂ O	

0	50	27,45	97,85	28,05	21,5	22,0	1741	Кальцит, примесь гипса
0	37	27,41	97,02	28,25	21,5	22,2	1807	Гипс, кальцит, доломит
0	37	27,19	96,87	28,07	21,4	22,1	1746	Гипс, примесь кальцита
0	29	26,83	95,85	27,99	21,2	22,1	1755	Гипс, примесь кальцита
0	36	27,65	96,99	28,51	21,7	22,3	1850	Доломит, арагонит, единичные зерна кальцита и гипса
0	25	27,38	95,22	28,75	21,5	22,6	1843	Гипс, примесь кальцита
0	28	27,04	95,84	28,21	21,3	22,2	1912	Гипс, доломит

0	0,57	8,57	30,9	27,7	7,9	25,5	2492	Кальцит, единичные зерна арагонита, гипс
0	0,56	8,41	30,4	27,7	7,8	25,5	2556	Кальцит и арагонит, единичные зерна гипса
0	0,55	8,17	29,1	28,1	7,6	25,9	2617	Кальцит
0	0,52	8,41	28,8	29,2	7,8	26,7	3777	Гипс, единичные зерна арагонита и кальцита
0	0,53	8,46	29,1	29,1	7,8	26,9	3804	Кальцит, примесь гипса
0	0,52	8,26	28,6	28,9	7,6	26,6	3920	Кальцит, арагонит, единичные зерна гипса

0	0,11	2,3	7,9	29,5	2,3	28,8	3748	Арагонит, редкие зерна кальцита и гипса
0	0,11	2,3	7,9	29,1	2,3	28,4	3833	Кальцит, примесь гипса и арагонита
0	0,10	2,1	7,3	29,0	2,1	28,4	4006	Кальцит, примесь гипса

0,19	~	34,0	115,8	29,3	25,4	21,9	12104	Кальцит, единичные зерна арагонита
0,09	~	33,9	108,4	31,1	25,3	23,3	11400	Кальцит
0	~	33,9	103,6	32,7	25,2	24,4	11560	Кальцит, примесь арагонита

HCO_3^- — путем разрушения иона избытком 0,05 н HCl с последующим титрованием этого избытка бурой той же нормальности; SO_4^{2-} — весовым методом, в форме BaSO_4 ; Cl^- — титрованием 0,05 н раствора AgNO_3 ; Ca^{2+} и Mg^{2+} — титрованием раствором трилона Б.

Для раскрытия проб твердых фаз и определения содержания CO_3^{2-} навески их растворялись в избытке 0,2 н раствора HCl при нагревании с последующим оттитрованием избытка кислоты 0,05 н раствором буры. Содержание Na^+ рассчитывалось по разности эквивалентов анионов и катионов. Для контроля анализа жидких фаз определялись количества сухих остатков высушиванием навесок с содой при 180°C . Величины рН растворов определялись потенциометрически на рН-метре рН-262. Определение плотности рап производилось путем взвешивания отмеренных объемов с последующим введением температурной поправки.

Результаты химических анализов жидких фаз приведены в табл. 2. Фигуративные точки состава нанесены на диаграмму взаимной водной системы $2\text{NaCl} + \text{MgSO}_4 \rightleftharpoons \text{Na}_2\text{SO}_4 + \text{MgCl}_2$ (изо-

Таблица 3
Состав постоянных твердых фаз * (вес, %)

№ п/п	Опыт	Вес, г	Гипс	Кальцит и арагонит	Карбонаты магния	Доломит	Иммерсионный просмотр
1-я серия «Лето»							
1	M_{III}	0,17	50,4	—	—	49,6	Гипс, отдельные зерна кальцита
2	M_{IV}	0,70	81,5	—	—	8,5	Гипс, небольшая примесь кальцита
3	Kp_I	0,15	—	—	26,9	73,1	Основная масса: буроватый материал, доломит и арагонит, редкие зерна кальцита и единичные кристаллы гипса
4	Kp_{II}	0,35	81,6	—	0,3	13,3	Гипс, единичные зерна кальцита
5	Kp_{III}	1,72	94,1	—	—	5,9	Гипс, доломит (?)
4-я серия «Кулунда»							
1	Кул_I	0,31	—	98,2	—	1,8	Кальцит, единичные зерна арагонита
2	Кул_{II}	1,05	—	98,7	—	1,3	Кальцит
3	Кул_{III}	1,95	—	99,6	—	0,4	Кальцит, примесь арагонита

* В сериях «Осень» и «Зима» количество постоянных твердых фаз было недостаточным для выполнения химического анализа.

терма 20° С). Для возможности сопоставления данных на ту же диаграмму нанесены линии изотермы 0 и -10° С (рис. 2). Там, где количества полученных твердых фаз позволяли, был произведен их химический анализ.

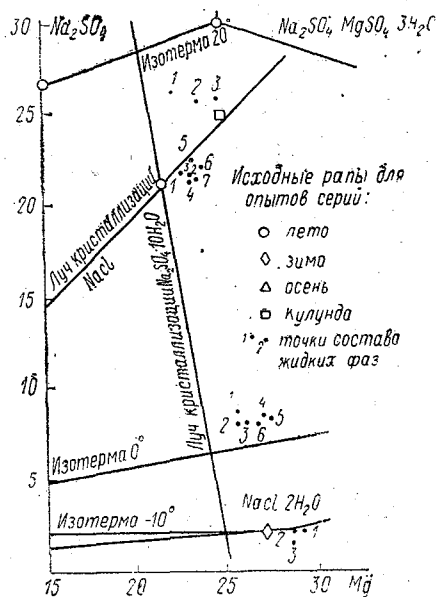


Рис. 2. Диаграмма взаимной водной системы $2\text{NaCl} + \text{MgSO}_4 \rightleftharpoons \text{Na}_2\text{SO}_4 + \text{MgCl}_2$ с нанесенными точками состава исходных и метаморфизованных (жидких фаз) рап

Минеральный состав всех твердых фаз исследован под микроскопом иммерсионным методом старшим научным сотрудником ВНИИ галургии А. Л. Протопоповым.

Результаты химического и иммерсионного анализа твердых фаз приведены в табл. 3.

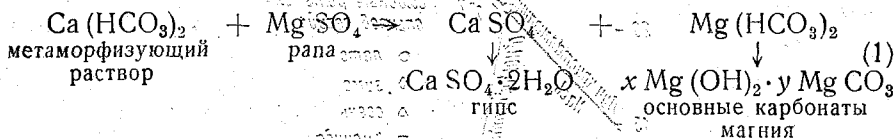
Рентгеноструктурный анализ твердой фазы из опыта Кр_{III}, выполненный во ВНИИ галургии Н. С. Рудашевской, показал, что осадок состоит из гипса.

Обсуждение результатов

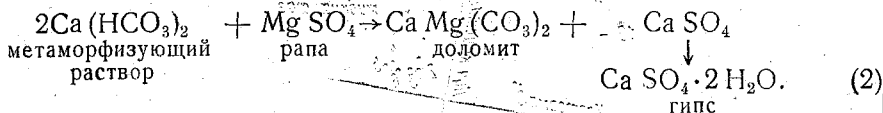
Серия опытов «Лето». Точки состава метаморфизованной рапы на диаграмме системы расположились кучно вблизи точки состава

исходной рапы (рис. 2), следовательно, состав рапы в течение опытов практически не изменился. Иммерсионный минералогический анализ твердых фаз показал, что главными малорастворимыми минералами, образовавшимися в результате метаморфизации рапы, являются гипс и кальцит с примесью доломита и арагонита. Наряду с ними, по данным пересчета химического анализа твердых фаз на минералогический состав, присутствуют карбонаты магния; последние не могли быть обнаружены иммерсионным методом вследствие их аморфного строения.

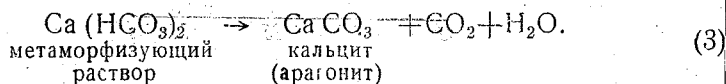
Эти данные позволяют констатировать, что процесс метаморфизации летней рапы озера Кучук шел преимущественно по реакции:



Меньшее развитие получили реакции:



Одновременно проходил процесс разложения бикарбоната кальция по реакции:



Реакция (3) не влияет на солевой состав рапы, но образующиеся карбонатно-кальциевые минералы при соответствующем возрастании парциального давления двуокиси углерода могут перейти в раствор и явиться дополнительным фактором метаморфизации сульфатной рапы.

Итак, глубина метаморфизации летней рапы при равных объемах метаморфизирующего раствора и рапы (1:1) незначительна. Серия опытов «Осень» и «Зима». На диаграмме системы фигуративные точки состава жидких фаз (см. рис. 2) имеют некоторый разброс. Однако по сульфатному иону они находятся на том же уровне, что и составы исходных рап. Это показывает, что заметных потерь сульфатных ионов в рапах не произошло.

Полученные по каждому опыту твердые фазы были менее 0,1 г, что не позволило произвести их химический анализ. Минералогические исследования показали, что они состоят из кальцита с примесью арагонита и гипса. Единичные зерна гипса обнаружены во всех твердых фазах, следовательно, процесс метаморфизации про-

текал очень слабо по реакции (1). Наибольшее развитие в этих сериях опытов получила реакция (3) — разложение бикарбоната кальция с образованием кальцита, в меньшем количестве — арагонита.

Серия опытов «Кулунда». Фигуративные точки состава жидких фаз на диаграмме системы расположились несколько выше точки состава исходной рапы (см. рис. 2), причем точки состава жидких фаз опытов Кул_I и Кул_{II} немного сместились к стороне $2\text{NaCl} - \text{Na}_2\text{SO}_4$. Это указывает на незначительное возрастание относительного содержания сульфат-иона и иона натрия в жидких фазах.

Исследованием твердых фаз в иммерсиях установлено, что они состоят из кальцита с небольшой примесью арагонита. Сульфатно-кальциевых минералов не обнаружено вовсе. Пересчет данных химического анализа на минеральный показал, что наряду с карбонатно-кальциевыми минералами в твердых фазах присутствуют карбонаты магния (0,4—1,6% MgCO_3). Полное отсутствие гипса свидетельствует, что в течение опытов, длившихся 30—40 суток, собственно процессов метаморфизации рапы не происходило. Бикарбонат кальция, поступивший в рапу с метаморфизующими растворами, разлагался по реакции (3), образуя кальцит и арагонит. Выделение в осадок карбонатов магния можно объяснить соосаждением их с карбонатами кальция. Другие солевые компоненты метаморфизующих растворов, поступая в рапу, незначительно повышали в ней относительное количество сульфатных ионов и ионов натрия (опыты Кул_{II} и Кул_I). В опыте, где метаморфизующим раствором служил чистый раствор бикарбоната кальция, соотношение солей в рапе совершенно не изменилось.

Таким образом, опыты показали, что метаморфизации рапы Кулундинского озера не происходит. Здесь содержание сульфат-иона в рапе даже несколько возрастает, за счет поступления его из метаморфизующих растворов.

Опыты серии «Осень», «Зима» и «Кулунда» дают основание предполагать, что при снижении концентрации рапы реакция разложения бикарбоната кальция преобладает над реакциями метаморфизации.

Проведенные экспериментальные исследования убедительно показали, что процесс метаморфизации протекал в полной мере только в летней рапе озера Кучук. Процесс шел преимущественно по реакции (1). Образовавшиеся твердые продукты состояли из гипса с небольшой примесью доломита, кальцита и арагонита. Появление кальцита и арагонита связано с протеканием сопутствующей реакции разложения метаморфизующего агента — бикарбоната кальция (3). Процессы метаморфизации практически не отразились на составе рапы, ввиду того что по условиям опыта количество вносимых метаморфизующих растворов было очень мало (отно-

шение объемов рапы — метаморфизирующий раствор равнялось 1 : 1) и процесс десульфации не мог широко развиваться. Об этом можно судить на оснований следующего простого расчета.

В 1 литре летней рапы озера Кучук ($d_{25}=1,229$) содержится 4,74% SO''_4 , или в пересчете на граммы

$$\frac{4,74 \cdot 1,229 \cdot 1000}{100} = 58,3 \text{ г } \text{SO}''_4.$$

При максимальном содержании в 1 л метаморфизиющего раствора около 0,5 г (0,05%) $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ он может вывести из рапы в осадок (по реакции 1) SO''_4 :

$$\begin{array}{rcc} 162,11 \text{ г } \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 & - & 96,962 \text{ г } \text{SO}''_4 \\ 0,5 & & x \\ x=0,3 \text{ г } \text{SO}''_4, \end{array}$$

что из общего содержания SO''_4 г в 1 л рапы составит

$$(0,3 \times 100) : 58,3 = 0,5\% \text{SO}''_4.$$

Если учесть, что при взаимодействии с рапой часть $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ расходуется на донасыщение ее, а часть разлагается по реакции (3), то количество выведенного в осадок SO''_4 сократится до 0,2—0,25 г. Это составляет около 0,4% от общего количества SO''_4 в 1 л рапы, что соответствует снижению содержания SO''_4 в ней на 0,02%, т. е. на величину, граничащую с точностью определения.

Дополнительно следует отметить, что в опытах с летней рапой озера Кучук, в сосудах, находившихся в хорошо освещенном месте, появилось бледно-розовое окрашивание, которое при увеличении солнечной радиации постепенно усиливалось до яркого розового (в защищенных от света сосудах интенсивность окраски значительно слабее). При разделении фаз выяснилось, что окраска связана с образующимися осадками.

По мнению старшего научного сотрудника ВНИИ галургии А. Д. Пельша, много лет занимавшегося изучением бактерий, развивающихся в высококонцентрированных сульфатных растворах (Карбогаз-Гол), наблюдавшаяся в наших опытах окраска, по-видимому, вызвана развитием красной соляной водоросли Теодореску (*Dunaliella salina* Teod.).

Весьма возможно, что это сульфатредуцирующие организмы, которые могут быть третьим, биологическим фактором метаморфизации сульфатной рапы. В связи с этим изучение жизнедеятельности и характера воздействия микроорганизмов на рапу несомненно представляет большой интерес. Это задача микробиологов и альгологов.

Резюме

На основании экспериментальных исследований можно сделать следующие выводы:

1) сброс в озеро Кучук дренажных вод прогнозного состава в количестве 11×10^6 м³/год в течение десяти лет (при предельном соотношении объемов рапы и дренажных вод 1:1) практически не вызовет изменения солевого состава рапы.

2) образующиеся в процессе взаимодействия осадки состоят из гипса с примесью кальцита, доломита, арагонита, их общее количество не превышает 0,06% от веса рапы. Осадки весьма тонкодисперсны и поэтому могут длительное время находиться во взвешенном состоянии. В зоне смешения, при оседании, они частично прихорют отложения донного мирабилита;

3) сброс в Кулундинское озеро дренажных вод прогнозного состава в количестве $6,7 \times 10^6$ м³/год в течение десяти лет (при соотношении объемов рапы и дренажных вод 1:1) не изменит соотношения солей в рапе. За счет поступления дренажных вод возможно незначительное повышение содержания в рапе сульфатов;

4) осадки, образующиеся при взаимодействии рапы Кулундинского озера с дренажными водами, целиком состоят из кальцита и арагонита, их количество составляет 0,08% от веса рапы. Гипс полностью отсутствует;

5) экспериментальные исследования взаимодействия рапы озер Кучук и Кулундинского с растворами, моделирующими дренажные воды с полей орошения, показали, что сброс дренажных вод в эти озера в течение десяти лет допустим в указанных выше количествах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Букштейн В. М. Изменение состава рапы озера Кучук в многолетнем цикле. — «Труды ВНИИ галургии», 1949, вып. 21, с. 243—254.
2. Букштейн В. М., Здановский А. Б. Скорость растворения мирабилита в природных условиях. — «Труды ВНИИ галургии», 1952, вып. 24, с. 60—74.
3. Валяшко М. Г. О метаморфизации соляных вод и ее изучение — «Труды ВНИИ галургии», 1952, вып. 23, с. 147—155.
4. Валяшко М. Г., Пельш Г. К. Метаморфизация насыщенных сульфатных растворов бикарбонатом кальция. — «Труды ВНИИ галургии», 1952, вып. 23, с. 176—200.
5. Кашкаров О. Д. Поверхностная рапа соляных озер и ее изменение во времени. — «Труды ВНИИ галургии», 1956, вып. 32, с. 49.
6. Курнаков Н. С. Введение в физико-химический анализ. М. — Л., 1940, 143—177.
7. Курнаков Н. С. Метаморфизация рассолов крымских соляных озер. — «Собрание избранных работ». Т. II. Л., 1939, с. 479—480.
8. Курнаков Н. С., Жемчужный С. Ф. Магниево-натриевые озера Перекопской группы. — «Собрание избранных работ». Т. II. Л., 1939, с. 484—505.
9. Методы анализа растворов и солей. Л., 1965 (Труды ВНИИ галургии).

10. Никольская Н. П. Процессы солеобразования в озерах и водах Кулундинской степи. Новосибирск, 1961, с. 18—98.
11. Руководство по химическому анализу вод суши. Л., 1973, с. 23—31, 109—113, 126—131.
12. Справочник по растворимости солевых систем. Т. II, ч. 1. Л., 1975.
13. Шукарев С. А. Коллоидно-химическая теория озер, Л., — ЖРХО, 1930, с. 62.

А. М. ДОГАНОВСКИЙ (ЛГМИ)

ВОДНЫЙ БАЛАНС ОЗЕРА КУЛУНДИНСКОГО И ЕГО ВОЗМОЖНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В СВЯЗИ С ПРЕДПОЛАГАЕНЫМ ХОЗЯЙСТВЕННЫМ ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ВОДОЕМА

Кулундинское озеро расположено на юге Западной Сибири в Кулундинской степи. Площадь его зеркала в современных условиях около 700 км² при отметке поверхности примерно 99,7 м абс. Б. С.

Расположенное в обширной, но неглубокой депрессии в пределах центральной Кулундинской аллювиальной равнины озеро имеет небольшие глубины: максимальная около 4,5 м, средняя 2,6 м. Объем водной массы 2,1 км³. В плане озеро несколько вытянуто с севера на юг; длина его 38 км, ширина — 28 км. При этом берега западной и южной части обрывистые, высотой 2—3 м, а северной и южной — низкие, заболоченные, с островами и заливами, некоторые из которых периодически пересыхают.

Бассейн озера имеет площадь 24100 км², в том числе на бессточные понижения приходится 9020 км². Территорию бассейна дренируют реки Кулунда (площадь бассейна 12700 км²), Суетка (692 км²) и целый ряд небольших ручьев, непосредственно впадающих в озеро. Верховья р. Кулунды находятся в пределах Приобского плато — в наиболее высокой части бассейна, максимальные отметки которой превышают 250 м. И центральная Кулундинская равнина, и Приобское плато относятся к зоне континентального и засушливого климата. При этом первая представляет собой сухую степь и полупустыню, вторая — лесостепь.

Озеро Кулундинское небольшой протокой соединяется с озером Кучук, расположенным в 4,5 км к югу и имеющим отметку зеркала около 98,2 м абс. Сток по протоке осуществляется периодически и лишь при высоком стоянии уровня Кулундинского озера.

По химическому составу вода озера относится к числу сульфатно-хлоридных рап с минерализацией около 65 г/л. В рапе преобладают ионы хлора, сульфата магния, сульфата натрия. Содержание других компонентов (HCO_3^- , Br^- , $\text{B}_4\text{O}_7^{2-}$, K^+ и L^+) незначительно и составляет в сумме менее 2%. Отмечено, что в связи с зимней садкой солей и растворением их летом наблюдается годовой цикл в минерализации. Последняя увеличивается в течение теплой части года и уменьшается в течение холодной.

Уровенный режим озера характеризуется повышением уровня в мае — июне на 30—40 см и плавным спадом, продолжающимся до октября — ноября. В течение зимы уровень существенно не меняется. Выпадающие в течение теплой части года осадки, как правило, заметного влияния на уровенный режим озера не оказывают. Зимой примерно на 5—6 месяцев озеро покрывается льдом.

В настоящее время в хозяйственном отношении Кулундинское озеро практически не используется. Однако в перспективе Кулундинское озеро, расположенное рядом с озером Кучук, рапа которого является сырьем для Кучукского сульфатного комбината, предполагается использовать для поддержания в нужных пределах в случае необходимости уровня озера Кучук и его гидрохимического режима путем перекачки рапы.

В связи с большим народнохозяйственным значением озера Кучук изучение гидрогеологического режима Кулундинского озера в этом плане приобретает определенный практический интерес. Кроме этого, озеро, являясь по существу бессточным водоемом, может служить хорошим индикатором изменения климатических условий в Кулундинской степи. Это обстоятельство, на наш взгляд, также должно способствовать повышению интереса к водоему.

Сведения о Кулундинском озере, в частности о его уровенном режиме, появились давно, они обобщены и приведены в обстоятельной работе А. В. Шнитникова [7].

Стационарные гидрометеорологические наблюдения на озере и в его бассейне начаты Алтайской ГМО практически в начале тридцатых годов. Так, в 1933 г. у пос. Белград на южном берегу озера был открыт водомерный пост, в 1965 г. он с тем же «0» графика перенесен в пос. Херсонку. В 1936 г. начаты систематические наблюдения за стоком на крупнейшем притоке озера — р. Кулунде у п. Шимолино примерно в 10 км от устья, а в 1960 г. — на р. Суетке. В 1956 г. на северном берегу была открыта метеостанция Знаменка, а в 1960 г. в южной части метеостанция Н. Благовещенка. Кроме того, отрывочные сведения о метеоэлементах за более ранние годы можно найти по данным в настоящее время закрытых метеостанций Белград и Благовещенка.

С 1963 г. Кучукским сульфатным комбинатом регулярно проводится отбор и обработка проб рапы на химанализ.

К сожалению, в 1970 г. водомерный пост Херсонка был закрыт. Правда, с 1973 г. на озере вновь действуют два водомерных поста в пос. Благовещенка и Успенка, открытые экспедицией Западно-Сибирского геологического управления. Однако относительно длинный ряд наблюдений все же оказался прерванным.

Съемки озера были выполнены в 1938 и 1948 г. Институтом гидрографии, последняя из них до отметки 99,83 м абс. Выше этой отметки определение площадей проведено нами по нсвым крупномасштабным картам. При этом площади с юга были ограничены насыпью железной дороги, проходящей между озерами Кулундинским и Кучук. Морфологические характеристики озера приведены в табл. 1.

Таблица 1

Площади и объемы котловины озера Кулундинского

Отметка уровня озера, Н. м абс. Б. С.	Площадь озера, F_0 км ²	Объем котловины, ω км ³
97,5	460	0,77
98,0	555	1,07
98,5	584	1,36
99,0	624	1,65
99,5	680	1,98
100,0	728	2,35
100,5	786	2,70
101,0	840	3,10
102,0	947	4,00
103,0	1045	4,85

Водный баланс озера Кулундинского в естественных условиях составлялся неоднократно в ряде научных и проектных организаций, а также отдельными авторами [4, 6, 7].

Уравнение водного баланса применительно к рассматриваемому водоему имеет вид:

$$W_p + W_b + W_{\text{подз}} + W_{\text{ос}} - W_{\text{исп}} - W_{\text{прот}} = \pm \Delta W, \quad (1)$$

где W_p — поверхностный приток по рекам, W_b — весенний береговой приток с площади, непосредственно прилегающей к озеру, $W_{\text{подз}}$ — подземный приток, $W_{\text{ос}}$ — осадки, выпавшие на поверхность озера, $W_{\text{исп}}$ — испарение с поверхности озера, $W_{\text{прот}}$ — сток из озера, периодически осуществляющийся по протоке, ΔW — изменение объема воды в озере.

В многолетнем разрезе $\Delta W = 0$.

В табл. 2 приведены результаты расчетов составляющих водного баланса, выполненных ранее.

Таблица 2

Результаты расчетов составляющих водного баланса оз. Кулундинского, выполненных различными авторами.

Автор	Период	Приход, мм				Расход, мм		Уровни, мм
		Сток по рекам	Весенний береговой приток	Осадки на зеркало	Подземный приток	Испарение	Сток в озеро Кучук	
А. В. Шнитников	1936—1944	304 38,5 %	98 12,5 %	217 27,6 %	172 21,5 %	761 98,7 %	10* 1,3 %	+20
С. Г. Чемоданов	1936—1950	310 47,7 %		280 43,1 %	60 9,2 %	600 100 %		+50
В. П. Нехайчик	1951—1956	154 25 %	16 3 %	248 40 %	204 32 %	725 95 %	37 5 %	-140
	1957—1961	401	43	284	204	657	15	+260
	(многоводная фаза)	43 %	5 %	30 %	22 %	98 %	2 %	
ВНИИГ	1959—1968	222 32,1 %		272 39,3 %	197** 28,6 %	762 100 %		-72
НИСИ	1956—1964	286 40,6		229 32,7 %	188** 26,7 %	697 100 %		+7
НФХИМС	многолетний период (?)	287 32,6 %	33 3,8 %	320 36,3 %	240 27,3 %	856 97,4 %	23 2,6 %	0

* Сток подземным путем.

** Сумма подземного и берегового притока.

Приведенные данные показывают, что балансы составлялись за относительно короткие периоды времени, характеризующиеся различной увлажненностью, и не являются равновесными.

За многолетний период приведен баланс в работах НФХИМС, хотя нам не удалось установить ни периода, за который был проведен расчет, ни расчетной методики, ни автора. Для удобства сравнения с данными других авторов величины составляющих этого баланса, приведенные в млн. м³, условно отнесены к средней многолетней площади озера — 692 км².

Большие расхождения значений составляющих (особенно это касается $W_{\text{исп}}$, $W_{\text{подз}}$) объясняются не только различными по продолжительности и увлажненности периодами, но и разными принятыми методами расчетов. Так, при расчетах испарения А. В. Шнитников воспользовался имеющимися данными $W_{\text{исп}}$ по озеру Кучук и выведенным в лабораторных условиях переходным коэффициентом от более к менее минерализованной рапы. С. Г. Чемоданов [6] выполнил расчеты по формуле Давыдова. В. П. Нехайчик [4] воспользовался известной формулой А. П. Браславского и З. А. Викулиной, а для определения максимальной упругости пара над поверхностью рапы — океанологическими таблицами. Расчеты, проведенные в Новосибирском инженерно-строительном институте и во Всесоюзном НИИ гальургии, выполнены с помощью проекта ТУ. Причем результаты ВНИИГа проконтролированы фактическими данными испарительных бассейнов, расположенных в Славгороде и Камне-на-Оби.

Кроме того, для расчетов испарения привлечены метеоданные по разным станциям, что также затрудняет проведение сравнения. Это же относится и к подсчету осадков на поверхность озера. Наиболее объективно определен приток воды по рекам. Следует также отметить, что в расчетах НИСИ и ВНИИГа нет сведений о $W_{\text{прет}}$, хотя именно в этот период наблюдался значительный сток по притоке в озеро Кучук.

Все перечисленное явилось причиной значительных расхождений в оценке подземного притока в озеро, так как последний вычислен как остаточный член уравнения водного баланса. В настоящее время мы располагаем и другими величинами $W_{\text{подз}}$, полученными с помощью гидрогеологических характеристик прилегающей к озеру территории, где подземный сток в озеро Кулундинское оценен в 12 и 16 мм [8]. Правда, по мнению авторов расчетов, они являются ориентировочными.

Таким образом, в сумме приведенные данные охватывают значительный период, однако в силу указанных выше причин они не могут служить основой для составления многолетнего баланса, при котором достигается условие $\Delta W = 0$. Для этих целей необходимо провести расчеты $W_{\text{исп}}$ по единой принятой и наиболее обоснован-

ной методике и привлечь данные одних и тех же репрезентативных пунктов наблюдений за гидрометеорологическими элементами.

В ближайшее время в бассейне озера будут введены в действие обширные орошаемые массивы, дренажный сток с которых предполагается отводить в Кулундинское озеро. Систематические сбросы дополнительного количества воды неизбежно должны привести к повышению уровня водоема. Существенное повышение уровня за счет сброса слабоминерализованных дренажных вод может привести к нежелательным последствиям в гидрологическом и гидрохимическом режиме озера.

Отсюда основной задачей данной работы является оценка составляющих водного баланса за возможно более продолжительный период в целях анализа изменения во времени его составляющих, выбор расчетного периода и определение многолетнего баланса и уровня равновесия, расчет новых уровней равновесия и времени их стабилизации при различных возможных сбросах дренажных вод. Для решения этих задач привлечены материалы стационарных наблюдений, некоторых ранее выполненных исследований, а также результаты нашей рекогносцировки, проведенной в 1973 г.

Наиболее реальным периодом с точки зрения обеспеченности исходной информацией является 1934—1973 гг. Этот период включает в себя практически четыре полных внутривековых цикла увлажненности, проявляющихся на фоне цикла большей продолжительности. Последний включает в себя окончание фазы понижения водности, фазу повышения и начало фазы нового понижения.

Для анализа динамики элементов водного баланса во времени расчеты проведены за годовые интервалы времени.

Так как ряды наблюдений за гидрометеорологическими данными имеют различную продолжительность, то для их приведения к рассматриваемому периоду пришлось воспользоваться аналогами и другими косвенными методами. В связи с этим годовые балансы следует рассматривать как ориентировочные.

Определение среднегодовых уровней и площадей озера, ежегодных приращений уровней (ΔH) и объемов (ΔW). Среднегодовые уровни приведены по данным Алтайской ГМО и Западно-Сибирского геологического управления. Недостающие данные за 1970—1972 гг. получены по установленной зависимости годовых уровней от суммы основных солей, содержащихся в рапе озера ($MgCl_2$, Na_2SO_4 , $NaCl$). Полученные данные проконтролированы по графику связи уровней озер Кулундинского и Кучук. При этом зависимость оказалась тесной за отдельные периоды, характеризующиеся одинаковой тенденцией водности. Среднегодовые уровни позволили по кривой площадей и объемов определить соответствующие площади. За рассматриваемый период уровни изменялись от 99,14 м абс. в 1969 г. до 100,59 м абс. в 1962 г., а площади соответственно от 634 до 794 км².

Значения $\Delta H(\Delta W)$ определены как разность между уровнями начала и конца года, которые осреднены за период 25/XII—5/I для исключения случайных девиаций. Расчеты показали, что максимальные ежегодные приращения объемов достигают 300—400 млн. м³ ($\Delta W = 400 \times 10^6$ м³, 1961 г.), а максимальная «сработка» в 1961 г. была равной — 455×10^6 м³.

Поверхностный приток в озеро (W_p, W_o) складывается из притока по рекам и с площади, непосредственно прилегающей к водоему (действующая площадь).

Восстановление значений стока рек Кулунды и Суетки за годы с отсутствием наблюдений произведено с помощью аналога, в качестве которого принят пост Хабары на р. Бурле. В 1963 г. на р. Суетке построены плотины, из-за которых, начиная с 1964 г., сток в озеро практически прекратился.

В 1968 г. на р. Кулунде ниже поста Шимолино также построена плотина, задерживающая часть воды в период летней межени. Ориентировочно уменьшение стока в устье р. Кулунды по сравнению с измеренным в створе у Шимолино составляет 5—8%.

Величина весеннего берегового притока с действующей площади $F = 1320$ км² определена путем подсчета снегозапасов с помощью карт изолиний, построенных по 11 метеостанциям за период 1942—1974 гг. Полученные таким образом объемы воды умножены на коэффициенты стока весеннего половодья, рассчитанные по р. Суетке. На основании полученных данных удалось установить зависимость весеннего берегового притока и стока р. Кулунды и восстановить недостающие значения W_o за 1934—1942 гг.

Оказалось, что величины W_o , как правило, не превышают 10% от речного притока. Значение суммарного поверхностного притока ($W_p + W_o$) за рассматриваемый период изменяется в значительных пределах. Наименьшие его величины наблюдались в 1967—1968 гг. и были равны соответственно $14,5 \times 10^6$ и $7,0 \times 10^6$, или 41 и 11 мм, наибольшие в 1961 г. — $422,9 \times 10^6$ м³, или 544 мм. Именно эта составляющая водного баланса отличается наибольшей изменчивостью ($C_V = 0,59$).

Осадки на поверхность озера (W_{oc}) определены по метеостанциям, расположенным на берегах озера. Учитывая большие размеры последнего, для подсчета среднего количества осадков на его поверхность использованы данные наблюдений по двум метеостанциям Знаменка и Н. Благовещенка.

Приведение данных к рассматриваемому периоду произведено методом аналогии одновременно по трем аналогам — метеостанциям Баево, Родионо и Славгород, имеющих продолжительные периоды наблюдений (рис. 1). При этом предварительно, согласно рекомендациям ГГИ и ГГО, в показания дождемеров были введены поправочные коэффициенты в целях приведения их к показаниям осад-

комеров. Анализ полученных данных показал, что изменчивость этой составляющей баланса незначительна ($C \sqrt{0,22}$). Годовые осадки изменяются от 114 мм в 1951 г. до 415 мм в 1972 г., большая же часть значений лежит в пределах 200—300 мм.

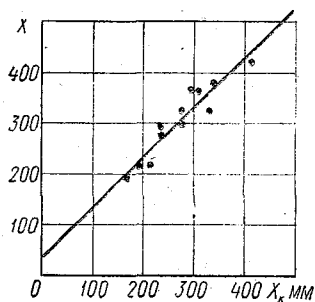


Рис. 1. График связи годовых сумм осадков, выпавших на поверхность Кулундинского озера (X_k), и среднеарифметических величин осадков (X), определенных по станциям Славгород, Баево, Родино.

Испарение с поверхности озера ($W_{исп}$) рассчитано по методике ГГИ [5], в основу которой положена формула

$$E_0 = 0,14n (e_0 - e_{200}) (1 + 0,72V_{200}), \quad (2)$$

где E_0 — испарение с пресной воды, мм; e_0 — среднее значение максимальной упругости водяного пара, вычисленное по температуре поверхности воды в водоеме; e_{200} — среднее значение упругости водяного пара над водоемом на высоте 200 см; n — число суток в расчетном интервале времени в начале и конце безледоставного периода; V_{200} — среднее значение скорости ветра над водоемом на высоте 200 см.

Для учета снижения испарения за счет значительной концентрации рапы вычислены коэффициенты (K), учитывающие относительное уменьшение упругости водяного пара над раствором. Эти коэффициенты получены на основании фактических данных химанализов. Так как не весь рассматриваемый период освещен результатами химанализов, возникла необходимость определения « K » освещенным способом. Принимая во внимание, что с увеличением объема воды (уровня) в озере происходит уменьшение концентрации рапы, была установлена зависимость $K = f(H)$. При этом оказалось, что в диапазоне уровней от 160 до 320 см над «0» графика значение K изменяется от 0,95 до 0,98. Учитывая столь незначительные изменения коэффициента, значение которого можно принять постоянным и равным 0,97 без ущерба для точности расчета $W_{исп}$. В этом случае уменьшение величины испарения с рапы по сравнению с величиной испарения с пресной воды оказалось около 0%.

Расчет испарения для озера проведен отдельно по данным метеостанций Знаменки и Н. Благовещенки с последующим осреднением результатов. За период отсутствия наблюдений на станциях использованы восстановленные данные. В качестве аналогов привлечены наиболее близко расположенные станции: Славгород и Родино. Многолетняя величина испарения рапы (E_p) оказалась равной 710 мм, что соответствует испарению с пресной воды (E) — примерно 760—770 мм. Эта величина близка к полученной по имеющимся картам испарения с пресной воды в этом районе. За рассматриваемый период значения E_p изменяются от 470 до 1000 мм. Коэффициент вариации — 0,22.

Сток по протоке в озеро Кучук ($W_{\text{прот}}$). По имеющимся данным протока до 1952 г. была перегорожена и не функционировала. В 1952 г. перемычку разобрали, однако до лета 1957 г. стока практически не было, так как он происходит при отметках уровня Кулундинского озера более 99,5 м абс. [1]. В 1958 г. в связи с резким повышением уровня озера вода регулярно стала поступать в озеро Кучук. В это же время в верховьях протоки была вновь построена дамба, в которой проложена труба с затвором. Последняя в 1962 г. была перекрыта, и водообмен между озерами вновь прекратился. Начиная с 1967 г., уровни озера Кулундинского стояли низко и стока не было. Таким образом, за рассматриваемый период сток по протоке имел место лишь в отдельные периоды в течение семи-восьми лет. Режим действия протоки в это время изучен недостаточно. Однако, по эпизодическим измерениям расходов воды в протоке, выполненным в 1958 г. ГГИ, в 1973 г. Ленгипроводхозом и в период нашей рекогносцировки, ориентировочно был подсчитан сток за каждый год. Оказалось, что за многолетний период сток по протоке составляет всего около 3% от расходной части водного баланса, что находится в пределах точности расчета многолетних величин. Влияние этой составляющей заметно лишь в отдельные годы. Так, например, в 1961 г. доля $W_{\text{прот}}$ от расходной части водного баланса превысила 20%.

Подземный приток ($W_{\text{подз}}$) в озеро Кулундинское, как было отмечено выше, является практически неизученной составляющей водного баланса и определение его наименее обосновано. Отсутствие надежных фактических данных по подземной составляющей вынуждает определить его как остаточный член уравнения водного баланса, содержащий суммарные ошибки его приходных и расходных составляющих. Предполагается, что в многолетнем разрезе ошибки с разными знаками компенсируются и средняя величина $W_{\text{подз}}$ близка к истинной. Среднее значение подземного притока 171 мм, максимальное 400 мм и минимальное практически близко к нулю.

По результатам расчетов отдельных элементов составлены годовые водные балансы озера Кулундинского за период 1934—1973 гг. Графики колебаний основных элементов баланса представлены на рис. 2. Значения $W_{ос}$, $W_{исп}$, $W_p + W_b$, $W_{подз}$ осреднены по скользящим пятилеткам, а для анализа цикличности там же представлен хронологический график солнечной активности (числа Вольфа) за рассматриваемый период.

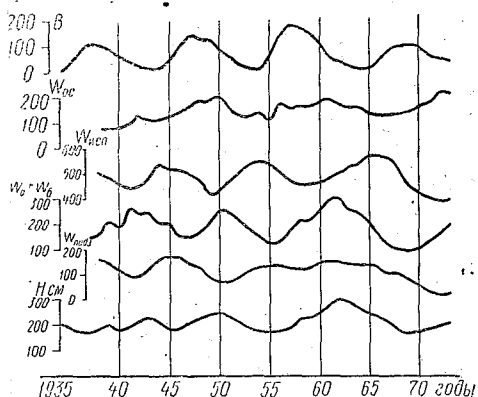


Рис. 2. Многолетние колебания уровней Кулундинского озера (H), чисел Вольфа (B) и составляющих водного баланса.

Максимумам $W_{ос}$ запаздывают примерно на три-четыре года.

Как следует из рис. 2, закономерности колебаний составляющих баланса и уровней озера зависят от изменчивости во времени солнечной активности. Более всего зависят от солнечной активности поверхностный приток и испарение. При этом приток сдвинут по фазе на пять лет.

Зависимость других составляющих выражена менее четко. Что касается изменчивости уровня озера, то высоты стояния его зависят не только от солнечной активности, но и от наполнения водоема. При разном стоянии уровня его реакция на одинаковые поступающие объемы воды различна и зависит еще от морфометрических особенностей озера.

Рассматриваемый отрезок времени позволяет выбрать период, при котором наблюдается равновесный баланс. В этом случае среднемноголетний приток воды в озеро будет равен среднему многолетнему испарению с его поверхности. Для озера Кулундинского таким периодом является 1935—1972 гг. За это время сумма положительных приращений ΔW оказалась равной сумме отрицатель-

Анализ динамики элементов водного баланса озера и изменения его уровня соответствует увеличению поверхностного притока воды в озеро и осадков на его поверхность. При этом испарение находится в противофазе. Несмотря на низкую точность определения годовых значений $W_{подз}$, в колебаниях подземного притока можно также проследить определенные закономерности, например наличие цикличности, при которой максимумы $W_{подз}$ по отношению к

ных приращений, а уровни в начале и конце периода практически совпадают.

По вышеприведенным расчетам был составлен многолетний водный баланс за 1935—1972 гг. (табл. 3).

Таблица 3

Водный баланс озера Кулундинского (1935—1972 гг.)

П р и х о д			Р а с х о д		
Элемент	$\frac{W \times 10^6 \text{ м}^3}{\text{мм}}$	Про- центы	Элемент	$\frac{W \times 10^6 \text{ м}^3}{\text{мм}}$	Про- центы
Поверхностный при- ток	$\frac{194,1}{281}$	39,5	Испарение с поверх- ности озера	$\frac{492}{710}$	100
Подземный приток	$\frac{171,9}{170}$	23,9			
Осадки на поверх- ность	$\frac{178,5}{259}$	36,3			
Невязка	1,5	0,3			
Итого	$\frac{492}{710}$	100		$\frac{492}{710}$	100

Из табл. 3 следует, что за выбранный период невязка составляет лишь 0,3%, т. е. практически равна нулю. Наибольший вклад в приходной части приходится на поверхностный приток. Суммарный приток ($W_p + W_6 + W_{\text{подз}}$) равен $312 \times 10^6 \text{ м}^3$.

Равновесному балансу соответствует уровень равновесия 219 см над «0» графика (99,65 м абс. Б. С.) и площадь зеркала озера 692 км^2 .

Предполагаемые ежегодные систематические сбросы дополнительных количеств воды в озеро ($\Delta W_{\text{пр}}$) должны привести к нарушению существующего равновесия водного баланса и повышению уровня до отметки, при которой наступит новое равновесие между приходной и расходной частями.

При расчетах этой новой отметки и соответствующей ей площади необходимо учитывать так называемые активный и реактивный факторы [3], одновременное действие которых определяет величину подъема уровня и период его стабилизации.

Расчет нового уровня равновесия осуществляется с помощью уравнивания водного баланса, представленного в виде [2]:

$$W_{\text{пр}} = \frac{E_p - x}{10^6} \cdot F_0(H), \quad (3)$$

где $W_{\text{пр}} = W_p + W_6 + W_{\text{подз}}$; E_p — испарение с поверхности озера, мм; x — осадки на поверхность озера, мм; $F_0(H)$ — площадь озера, км².

Из уравнения (3) следует, что равновесие в приходе — расходе достигается только при одном значении площади поверхности озера и соответствующем ей уровне. Результаты расчетов этих элементов приведены в табл. 4.

Таблица 4

Водный баланс озера Кулундинского при разных стояниях уровня равновесия

$\bar{H}$ м абс. Б. С.	F_0 км ²	Приход $W \times 10^6$ м ³		Расход $W \times 10^6$ м ³
		Осадки	Приток	Испарение
99,0	624	162	282	444
99,65	692	178	313	492
100,0	728	188	330	518
100,5	786	204	356	560
101,0	840	218	379	597

Допускается, что при изменении уровня в рассматриваемых пределах значение коэффициента, учитывающего относительное уменьшение упругости водяного пара над раствором (K), остается постоянным и равным 0,97.

Данные таблицы и построенный с помощью нее вспомогательный график $\bar{H} = f(W_{\text{пр}})$ позволяют определить при любых заданных значениях фактического притока новые уровни равновесия. Результаты расчетов этих уровней представлены в табл. 5. При этом значения $\Delta W_{\text{пр}}$ заданы произвольно.

На основании данных табл. 5 построен расчетный график $\bar{H} = f(\Delta W_{\text{пр}})$ (рис. 3), позволяющий определять уровень равновесия при любых возможных систематических сбросах воды.

Таблица 5

Уровни равновесия озера Кулундинского при различных значениях систематических сбросов воды

Величина возможных сбросов в озеро, $\Delta W_{\text{пр}} \times 10^6$ м ³	Фактический приток, $(W_{\text{пр}} + \Delta W_{\text{пр}}) \times 10^6$ м ³	Уровень равновесия, $\bar{H}$ м абс. Б. С.
-10	303	99,40
0	313	99,65
5	318	99,74
10	323	99,84
25	338	100,15
50	363	100,65

Важное практическое значение имеет вопрос о времени стабилизации рассчитанных уровней равновесия. Время, потребное для практического достижения уровня нового равновесия, определяется по формуле

$$T = \sum_{i=1}^{i=n} \Delta t_i = \sum_{i=1}^{i=n} \frac{\Delta W_i}{\Delta W_{\text{пр}} - V}, \quad (4)$$

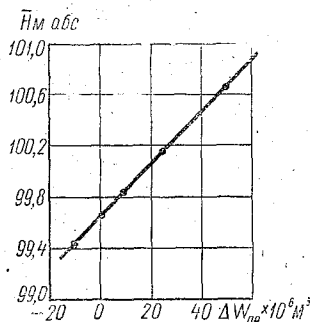


Рис. 3. График связи уровня равновесия Кулундинского озера с величиной систематических сбросов воды в водоем

где T — число лет от начала сбросов до момента увеличения объема на величину $\sum \Delta W_i$, т. е. до установления уровня равновесия; Δt_i — число лет, в течение которых объем озера увеличивается на величину ΔW_i ; $\Delta W_{\text{пр}}$ — величина ежегодного сброса воды в озеро; V — величина, характеризующая уменьшение фактического объема за счет увеличения объема испарения и осадков, определяемая по графику (рис. 3).

Пример расчета кривой повышения уровня озера при заданном значении $\Delta W_{\text{пр}}$ приведен в табл. 6.

Таблица 6

Расчет кривой повышения уровня равновесия озера Кулундинского при систематическом сбросе $\Delta W_{\text{пр}} = 10 \times 10^6 \text{ м}^3$ в год

Уровень, м абс. Б. С.			F_0 км ²	ΔW_i млн. м ³	V млн. м ³	$\Delta W_{\text{пр}} - V$ млн. м ³	Δt год	T год
H_n	H_k	$H_{\text{ср}}$						
99,65	99,71	99,68	696	41,8	2,0	8,0	5,22	5,22
99,71	99,77	99,74	704	42,2	5,0	5,0	8,44	13,66
99,77	99,84	99,80	710	42,6	8,2	1,8	25,0	38,66

Таким образом, при систематическом сбросе $\Delta W_{\text{пр}} = 10 \times 10^6 \text{ м}^3$ в год новый уровень равновесия озера (99,84 м абс.), если принять точность измерений H — 1 см, будет достигнут практически через 35—40 лет. Таким же способом были рассчитаны кривые повышения уровней при $\Delta W_{\text{пр}} = 5 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{год}$ и $\Delta W = 25 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{год}$. На рис. 4 эти кривые представлены, а пунктирная линия, соединяющая точки, показывающие период стабилизации уровня, дает возможность получить этот период для любых промежуточных значений $\Delta W_{\text{пр}}$.

Из рисунка также следует, что темп стабилизации H непостоянен: вначале уровень повышается быстро, затем замедляется и асимптотически приближается к новому уровню равновесия.

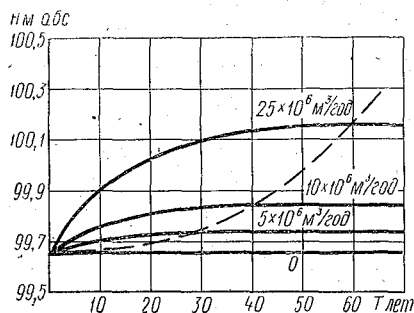


Рис. 4. Кривые повышения уровней Кулундинского озера при различных значениях сбросов воды до момента наступления уровня равновесия.

Следует отметить, что эти расчеты даются при нормальных значениях составляющих водного баланса. В действительности, поскольку эти составляющие (в первую очередь приток) не остаются постоянными во времени, а подвержены колебаниям, то ход уровня на графиках не будет таким плавным.

Расчеты проведены при условии отсутствия стока из озера по протоке. В случае ее действия необходимо иметь еще кривую $W_{\text{прот}} = f(H)$.

Проведенное исследование и выполненные расчеты позволили уточнить величины составляющих водного баланса за продолжительный период времени, провести анализ их динамики, составить многолетний равновесный баланс и получить соответствующий уровень равновесия озера (99,65 м абс. Б. С.), отвечающий современным климатическим условиям. При этом оказалось, что за период 1935—1972 гг. в приходной части баланса первое место занимает поверхностный приток (39,5%), величина которого подвержена наибольшей изменчивости во времени ($C_v = 0,59$).

Рассчитанные величины составляющих водного баланса и их вклад в приходную и расходную части отличаются от приведенных другими авторами (особенно это касается данных С. Г. Чемоданова и НФХМНС). Это можно объяснить, главным образом тем, что в наших расчетах принята единая методика определения испарения, и привлечением метеоданных по одним и тем же станциям, расположенным на берегах озера, за весь рассматриваемый период.

Построены также расчетные графики, с помощью которых можно определить значения уровней равновесия и периоды их стабилизации при различных возможных сбросах в водоем дренажных вод.

Проведенные исследования позволили также установить некоторые наиболее доступные в настоящее время пути уточнения полученных данных. В первую очередь это касается уточнения величины испарения, а отсюда и подземного притока. Для этих целей необходимо выяснить степень репрезентативности метеоданных,

данных о температуре поверхности рапы, измеренных у берега на годомерном посту, оценить возможные потери в дельте р. Кулунды и в мелководных заливах восточного берега.

Имеющую место зависимость изменчивости составляющих баланса и особенно притока от колебаний солнечной активности, видимо, можно будет использовать для получения элементов прогноза при определении значений $\bar{H}$ и T по расчетным графикам (см. рис. 3, 4).

Одновременно необходимо также провести инвентаризацию имеющихся гидротехнических сооружений в бассейне р. Кулунды и оценку их влияния на сток. В настоящее время этот вопрос практически не изучен и учета водохозяйственных мероприятий в бассейне не проводится.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамович Д. И. Воды Кулундинской степи. Новосибирск, 1960. 214 с.
2. Зайков Б. Д. Очерки по озераведению. Ч. II. Л., 1960. 240 с.
3. Крицкий С. Н. Методы анализа и расчета колебаний уровня замкнутых водоемов. — «Водные ресурсы», 1973, № 6, с. 9—26.
4. Нехайчик В. П. Влияние колебаний общей увлажненности Кулундинской степи на водный баланс Кулундинского озера, — «Изв. ВГО», 1965, т. 97, вып. 1, с. 75—77.
5. Указания по расчету испарения с поверхности водоемов. Л., 1969. 83 с.
6. Чемоданов С. Г. Водный режим рек и озер Кулундинской степи. — «Труды ГГИ», 1954, вып. 43 (47), с. 144—174.
7. Шнитников А. В. Водный баланс озер Кулундинского и Кучук — «Труды ГГИ», 1948, вып. 4(58), с. 96—121.
8. Эмих В. Н., Щербань Е. В. Некоторые вопросы режима озера Кулундинского. — В кн.: Кулундинская степь и вопросы ее мелиорации. Новосибирск, 1972, с. 229—237.

В. С. ДРУЖИНИН (ЛГМИ)

РАСЧЕТ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКА ТАЛЫХ ВОД НА МАЛЫХ ВОДОСБОРАХ КУЛУНДИНСКОЙ СТЕПИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Являясь одним из наиболее развитых в сельскохозяйственном отношении районов Западной Сибири, Кулундинская степь постоянно испытывает недостаток в пресной воде. Поэтому для разумного распределения и использования водных ресурсов этой терри-

торий, а также для строительства различного рода гидротехнических сооружений и оросительных систем, необходимы расчеты стока, в частности максимального.

Основной фазой режима, определяющей величину ресурсов поверхностных вод Кулунды, является весеннее половодье. В связи с этим расчет максимального стока талых вод представляет собой актуальную задачу для народного хозяйства.

В гидрологическом отношении район изучен совершенно недостаточно, особенно это касается малых водотоков, наблюдения на которых практически отсутствуют. Метеорологическая сеть развита значительно лучше. Это обстоятельство и послужило причиной попытки разработки методики расчета максимальных расходов весеннего половодья малых водотоков с привлечением данных стандартных наблюдений, производящихся на сети метеостанций.

В качестве основной расчетной формулы была принята объемная формула Д. Л. Соколовского [6], которая для малых водотоков обычно записывается в виде:

$$Q_{\max, p} = \frac{0,28 h_p k_m f F}{t_n}, \quad (1)$$

или

$$Q_{\max, p} = \frac{0,28 h_p k_m f F}{t_0 + \tau}, \quad (2)$$

где h_p — слой весеннего половодья обеспеченностью $P\%$, $K_m = h_{\max}/h$ — отношение величины максимального суточного слоя к величине всего слоя половодья, f — коэффициент, зависящий от показателей степени кривых подъема и спада половодья m и n , а также от коэффициента формы гидрографа $\gamma = t_{\text{сп}}/t_n$, рассчитываемого по формуле $f = \frac{(m+1)(n+1)}{(n+1) + \gamma(m+1)}$, t_0 — продолжительность подъема суточной температуры воздуха τ_p — время добегаания по руслу, $\tau_{\text{ск}}$ — склоновое время добегаания.

Расчет по формуле (2) затрудняется тем, что для определения τ_p и $\tau_{\text{ск}}$ необходимо знать скорости стекания воды, определение которых в настоящее время является довольно сложной задачей. Ввиду отсутствия каких-либо рядов наблюдений за стоком с малых водотоков в данном районе не представляется также возможным надежное определение h_p . В то же время, как показал расчет по фактическим данным, произведенный по логам и балкам Кустайской стоковой станции, охожей по своим физико-географическим и климатическим условиям с исследуемым районом, за многогодные 1965, 1966, 1970 гг., эта формула дает вполне приемлемые результаты (табл. 1). При расчете коэффициента f показатели степеней кривых подъема и спада принимались равными 1, т. е.

Таблица 1

Сравнение фактических максимальных расходов с вычисленными по формуле (1)

Год	Лог, Балка	F км ²	Максималь- ный суточ- ный слой стока, мм	Дата	t_n час	γ	f	Q_{Φ} л/с	Q_p л/с	ΔQ л/с	$\frac{\Delta Q}{Q_{\Phi}} \cdot 100$
1965	Приусадебный	2,17	1,1	5,4	7,0	1,0	1,0	117	95,6	-21,4	-18,3
	Аякшу	38,0	27,4	5,4	9,0	2,3	0,6	13800	1975	+585	+42,3
	Без названия	2,24	43,3	5,4	7,0	1,0	1,0	4200	3840	-360	-8,6
	Ящерицын	0,81	7,1	6,4	7,0	1,5	0,8	153	182	+29	+18,9
	Пологая	0,70	11,5	5,4	10,0	1,5	0,8	234	181	-53	-22,7
	Лев. Каинсай	23,3	6,5	6,4	6,5	1,5	0,8	4550	5200	+650	+14,3
1966	Шолактарек	81,3	10,7	13,4	13,5	1,0	1,0	21100	17900	-3200	-15,2
	Аякшу	38,0	14,6	13,4	11,0	1,0	1,0	14100	14000	-100	-0,7
	Приусадебный	2,17	0,7	12,4	6,0	1,3	0,9	58,5	63,4	+4,9	+8,4
	Без названия	2,24	13,5	13,4	9,0	1,0	1,0	1110	932	-178	-16,0
	Безымянный	5,20	2,6	12,4	10,0	1,0	1,0	423	376	-47	-11,1
	Пологая	0,70	6,2	12,4	5,5	1,3	0,9	180	197	+17	+8,6
1970	Каинский	141,0	17,6	1,4	11,0	1,0	1,0	64400	61600	-2800	-5,0
	Лев. Каинский	23,3	22,2	1,4	9,0	2,0	0,7	11900	11100	-800	-6,7
	Узкий	4,1	26,4	1,4	7,0	2,0	0,7	6050*	3000	-3050	-51,0
	Аякшу	38,0	16,0	1,4	9,0	1,3	0,9	17400	16900	-500	-2,9
	Приусадебный	2,17	11,8	1,4	10,0	1,0	1,0	876	714	-16,2	-18,5
	Ковыльная	0,94	18,1	1,4	6,5	1,3	0,9	736	657	-121	-16,4
	Пологая	0,70	17,0	1,4	5,5	1,0	1,0	1280*	600	-680	-53,2

* Расходы явно заторного происхождения.

схематизация проводилась по треугольнику. Как видно из этой таблицы, средняя ошибка определения максимального расхода по формуле (1) составила $\pm 13,8\%$, максимальная $+42,3\%$ и минимальная $-0,7\%$ (расходы заторного происхождения в расчет не принимались). Эти результаты свидетельствуют о возможности применения объемной формулы для расчета максимального талого стока Кулундинской степи. В дальнейшем для разработки методики расчета в качестве аналога использовалась Кустанайская стоковая станция, у которой связь основных морфометрических характеристик водосборов, таких как площадь водосбора (F), длина водотока (L) и средневзвешенный уклон (I), аналогична водотокам исследуемого района (рис. 1).

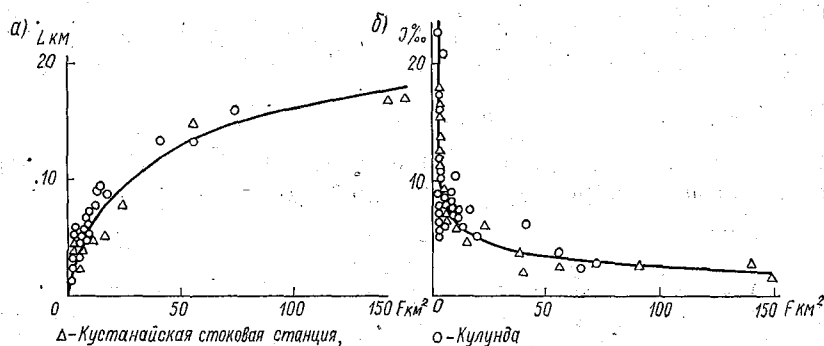


Рис. 1. Зависимость основных морфометрических характеристик длины (а) и уклона (б) водотока от площади водосбора.

Как указывалось выше, расчет обеспеченных расходов по этой формуле для Кулунды затруднен из-за отсутствия данных наблюдений над стоком с малых водотоков. Поэтому получить более или менее надежные статистические характеристики в этом районе не представляется возможным. Задача в этом смысле облегчается, если слой стока заменить величиной $B_n \alpha$, где B_n — слой водоотдачи из снега на поверхность бассейна, α — коэффициент стока, учитывающий потери на инфильтрацию и испарение. За величину B_n можно без особой погрешности принять значение снегозапаса перед началом снеготаяния, так как по различным данным величина испарения со снега и значение осадков за период весеннего снеготаяния, которое определяет сроки прохождения половодья на малых водосборах этой территории, незначительны [1,5]. Максимальные суточные слои водоотдачи из снега ($B_s^{\max}$) могут быть рассчитаны по наиболее теоретически обоснованным в настоящее время методам П. П. Кузьмина [4] и А. Г. Ковзеля [3].

Величины водоотдачи из снега 1%-ной обеспеченности за период половодья ($B_{п, 1\%}^m$) были получены путем статистической обработки снегозапасов перед началом весеннего снеготаяния по восьми метеостанциям (на что указывает индекс «М»), находящимся в исследуемом районе или в сопредельных с ним и имеющих наиболее продолжительные ряды наблюдений. Величина коэффициента асимметрии (C_v) при этом принималась равной $2C_v$, так как это соотношение наиболее соответствует большинству эмпирических кривых. Для получения величины $B_{с, 1\%}^{max}$ были рассчитаны значения водоотдачи из снежного покрова вышеупомянутыми методами за период снеготаяния для тех же станций по суточным интервалам времени за весь период наблюдений. В результате этого появилась возможность путем обычной статистической обработки получить величины максимальных суточных слоев водоотдачи той же обеспеченности ($B_{с, 1\%}^{max}$), а следовательно, и коэффициент k , который равен $\frac{1}{k}$ (табл. 2).

На основании этих данных была построена схематическая карта изолиний параметров $B_{п, 1\%}^m$ и k (рис. 2).

Таблица 2

Обеспечение величины слоя водоотдачи из снежного покрова

№ п/п	Метеостанция	Высота над уровнем моря, м	Число лет наблюдений	Слой водоотдачи среднегодовых, мм		C_v		Однопроцентный слой водоотдачи, мм		$k = \frac{B_{п, 1\%}^m}{B_{с, 1\%}^{max}}$
				$B_{с}^{max}$	$B_{п}^m$	$B_{с}^{max}$	$B_{п}^m$	$B_{с}^{max}$	$B_{п}^m$	
1	Бакчар	107	35	22,2	76	0,44	0,39	50,8	161	3,2
2	Северное	124	34	25,4	85	0,43	0,32	57,3	163	2,8
3	Кемерово	154	28	25,0	100	0,48	0,32	61,0	189	3,1
4	Баево	126	35	13,2	48	0,60	0,54	38,1	128	3,4
5	Родио	160	26	21,0	76	0,32	0,32	40,0	143	3,6
6	Иртышск	94	34	9,1	34	0,63	0,56	28,4	93	3,3
7	Рубцовск	218	36	14,5	52	0,69	0,60	41,8	168	4,0
8	Жарма	678	29	8,5	25	0,87	0,61	34,2	73	2,1

Коэффициент стока α и слой начальных потерь B_0 определялись по зависимости $y_n = f(B_n)$ (y_n — слой стока за половодье), построенный по данным наблюдений Кустанайской стоковой станции путем проведения нижней огибающей поля точек. Такой вид зависимости соответствует наиболее благоприятным условиям стекания, которые обычно обуславливаются суровой зимой и мерзлой поч-

вой. В этом случае местные почвенные условия перестают играть решающую роль и весеннее половодье проходит при больших значениях коэффициентов стока. Из уравнения этой зависимости сле-

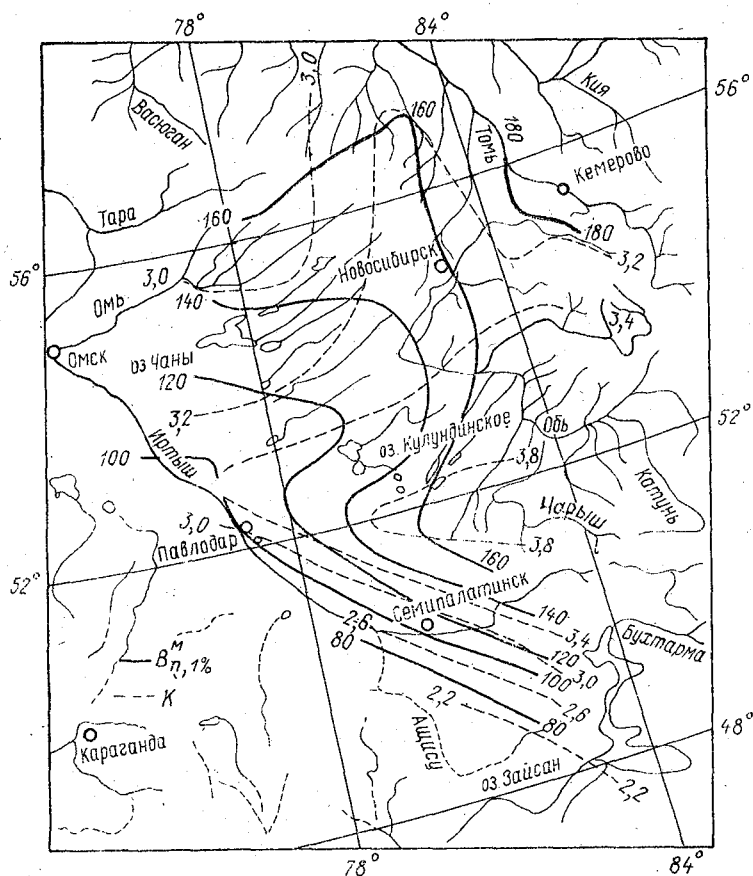


Рис. 2. Карта изолиний параметров B_p^M , 1% и K .

дует, что слой начальных потерь $B_0=10-15$ мм, а коэффициент стока близок к 1,0. Аналогичная зависимость, построенная по материалам наблюдений на логах Западно-Казахстанской стоковой станции, дала примерно такие же результаты.

Как известно, снегозапасы, а следовательно, и водоотдача из снега на малых логах обычно больше, чем их значения, определенные по маршрутным снегосъемкам, производящимся на метеостанциях. Это объясняется миграцией снежного покрова и накоп-

лением его в понижениях рельефа. Чтобы учесть это обстоятельство, была построена зависимость

$$\eta = \frac{y_{п, 1\%}}{B_{п, 1\%}^M} = f[\lg(F+1)] = \lambda \alpha,$$

где $y_{п, 1\%}$ — рассчитанный слой стока 1%-ной обеспеченности на реке или водотоке; $B_{п, 1\%}^M$ — слой снегозапаса перед началом снеготаяния этой же обеспеченности, вычисленный по данным метеостанций, находящихся в районе, где эти реки протекают; $\lambda = B_{п, 1\%} / B_{п, 1\%}^M$ ($B_{п, 1\%}$ — слой водоотдачи из снега 1%-ной обеспеченности на конкретном водотоке).

Объектами для построения этой зависимости послужили районы Кустанайской стоковой станции, Северного Казахстана и Кулунды. В аналитическом виде эта зависимость выражается уравнением

$$\eta = \frac{2,0}{(F+1)^{0,20}}.$$

График и анализ этой зависимости приведен в работе [2]. Отсюда слой эффективной водоотдачи из снега на конкретном логу для данного района может быть определен по формуле

$$B_{эф. п, 1\%} = B_{п, 1\%} \cdot \alpha = B_{п, 1\%}^M \cdot \eta = \frac{2B_{п, 1\%}^M}{(F+1)^{0,20}}.$$

В результате этих преобразований формула (1) перепишется в виде:

$$Q_{max, 1\%} = \frac{0,56 B_{п, 1\%}^M f F}{k (F+1)^{0,20} t_n}.$$

Для расчета $Q_{max, p}$ на неизученных водотоках необходимо выразить t_n через морфометрические характеристики водосборов. Как следует из формул (1) и (2), $t_n = t_0 + \tau_p + \tau_{сн}$ или $t_n = t_0 + \tau_6$, где τ_6 — бассейновое время добегания. Приняв $\tau_6 = t_c$, где t_c — время сдвига между максимумом стока и максимумом водоотдачи из снега, получим, что $t_n = f(t_c)$, так как t_0 для всех водосборов данного района будет примерно одинаковым. Как показал анализ времени сдвига t_c , определенного как разница между максимумом водоотдачи из снега, рассчитанной по методам П. П. Кузьмина и А. Г. Ковзеля за короткие интервалы времени, и максимумом стока на логах Кустанайской и Западно-Казахстанской стоковых станций является относительно устойчивой величиной для водосбора, зависящей от площади и уклона водотока. Эмпирическая формула определения t_c , полученная по этим данным, имеет вид:

$$t_c = 10 \sqrt[3]{\frac{\lg(F+1)}{I}}$$

Зависимость $t_n = f(t_c)$ была получена по данным водотоков Кустанайской стоковой станции (рис. 3) и может быть аппроксимирована уравнением

$$t_n = 10 \sqrt[3]{\frac{\lg(F+1)}{I}} + 4.$$

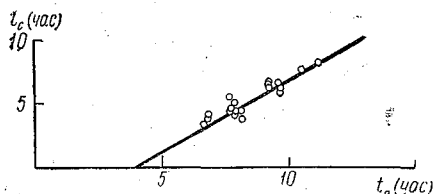


Рис. 3. График зависимости $t_n = f(t_c)$.

На основании анализа гидрографов этой же стоковой станции оказалось, что коэффициент формы гидрографа γ изменяется в очень небольших пределах, в основном в диапазоне 1,3—1,8, поэтому при расчете коэффициент γ принимался равным 1,5. Отсюда коэффициент $f=0,8$. В итоге конечный вид уравнения (1) для данного района приобретает вид:

$$Q_{\max, 1\%} = \frac{0,045 B_{\text{п. 1\%}}^M F}{k (F+1)^{0,20} \left(\sqrt[3]{\frac{\lg(F+1)}{I}} + 0,4 \right)} \quad (3)$$

Расчет $Q_{\max, 1\%}$ по формуле (3) был произведен для 30 логов Кулундинской степи с диапазоном площадей 0,30—73,0 км². Эти логга выбирались по крупномасштабным картам совершенно произвольно, и в гидрологическом смысле они оказались совсем неизученными. Сравнением полученных значений $Q_{\max, 1\%}$ с рассчитанными по рекомендуемой для этого района редуцированной формуле и с величинами, определенными по действующим в настоящее время в СССР «Указаниям по определению основных гидрологических характеристик» (СН-435-72), дало в обоих случаях ошибку порядка 20—25%, что для малых водотоков можно считать удовлетворительным результатом. Это свидетельствует о возможности применения такого подхода для расчета максимального стока малых водотоков в районах, плохо изученных в гидрологическом отношении, но имеющих достаточное число метеорологических станций с относительно продолжительными рядами наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Водный баланс Кустанайской области. Л., 1965, с. 5—76.
2. Дружинин В. С. Опыт проектирования гидрографа весеннего половодья на малых водотоках засушливой зоны с использованием электронно-моделирующих устройств. — «Труды ЛГМИ», 1975, вып. 55, с. 32—43.
3. Ковзель А. Г. Упрощенная схема расчета водоотдачи из снега. — «Труды ГГИ», 1962, вып. 99, с. 141—175.
4. Кузьмин П. П. Процесс таяния снега. Л., 1961. 344 с.
5. Мосненко Н. А. Агрогидрологические основы орошения в степной зоне Л., 1972, с. 81—83.
6. Соколовский Д. Л. Речной сток. Л., 1968, с. 320—323.

А. Б. ЗАВОДЧИКОВ (ГГИ)

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ МАКСИМАЛЬНЫХ СНЕГОЗАПАСОВ В ЗОНЕ НЕДОСТАТОЧНОГО УВЛАЖНЕНИЯ

В статье кратко рассматривается характер залегания снежного покрова на различных основных формах рельефа в степной и лесостепной зонах европейской и азиатской части Советского Союза. Приводятся карты средних многолетних максимальных запасов воды в снеге и их коэффициентов вариации.

На территории этих зон запасы воды в снеге наряду с осенними и весенними осадками являются основным источником накопления влаги в бассейне.

Например, от степени увлажненности водосбора осенью и количества снегозапасов в конце зимы зависит величина максимального расхода весеннего половодья и объем стока, а также влагообеспеченность верхнего слоя почвогрунтов. Последнее очень важно с точки зрения получения высоких урожаев сельскохозяйственных культур. В многоводные годы, обусловленные, как правило, высокими снегозапасами, возникают катастрофические наводнения.

Поэтому знание вероятностных значений запасов воды в снеге в различных частях зоны недостаточного увлажнения представляет большой практический интерес.

Северная граница изучаемой территории проходит примерно по линии Львов, Киев, Курск, Куйбышев, Челябинск, Омск, Новосибирск; южная — по северному побережью Черного, Азовского, Каспийского и Аральского морей, по оз. Балхаш и дальше на восток к южной границе равнинной части Алтайского края.

Таким образом, эта территория охватывает почти всю Украину, Центрально-Черноземные области ЕТС, Заволжье, Южный Урал, Западный, Северный и Центральный Казахстан и Степной Алтай.

Основными наиболее типичными формами рельефа на рассматриваемой территории являются сравнительно ровные открытые межовражные или междуречные пространства (плато) и гидрографическая сеть, представленная речными руслами, балками и оврагами. К ним же следует отнести и замкнутые понижения рельефа — озерные котловины, западины и др. [2].

Весьма существенное влияние на характер залегания снега оказывают горы и лес. Однако эти формы рельефа имеют здесь сглаженные очертания и, так же как лес, сравнительно небольшое распространение, поэтому их влияние на распределение снега специально не будет рассматриваться.

Исследуем величины коэффициентов вариации максимальных запасов воды в снеге (C_v), полученных для изучаемой территории.

Кривые обеспеченности запасов воды в снеге перед началом снеготаяния на открытой местности, построенные по данным снегоъемок на водосборах ряда воднобалансовых (стоковых) станций — Дубровской, Придеснянской, Нижнедевицкой, Бучанской, а также в бассейнах р. Кутулук и балки Вишневой, показывают на определенную устойчивость распределения снега на открытой местности в степи и лесостепи ЕТС. В связи с этим В. Д. Комаров [5, 6, 7] предлагает для различных практических целей пользоваться типовой кривой распределения снежного покрова, построенной для довольно пересеченного рельефа по материалам снегоъемок, проводившихся в различных частях степной и лесостепной зон. Подсчитанный коэффициент вариации для этой кривой оказался равным 0,45. Построенная биномиальная кривая обеспеченности при $C_v=0,45$ и $C_s=C_v$ близко соответствует типовой. А. Г. Ковзель [4] и П. П. Кузьмин [8] тоже считают возможным для средних многолетних значений C_v пользоваться типовыми биномиальными асимметрическими кривыми обеспеченности при $C_s=2C_v$. Исключение составляют лишь южные области с резко пересеченным рельефом и горные районы.

Наши исследования показывают, что коэффициенты вариации запасов воды в снеге изменяются в пределах от 0,30 на севере рассматриваемой зоны до 0,60—0,65 на юге. Однако строгой закономерности роста C_v с севера на юг не наблюдается. Эта закономерность нарушается из-за наличия мест с повышенной или пониженной ветровой деятельностью в зимние месяцы, возвышенностей и др. Поэтому для более правильного определения C_v снегозапасов по площади предлагается карта изолиний этого элемента.

Прежде чем перейти непосредственно к методике построения карты изолиний C_v по данным снегоъемок на треугольных марш-

рутах, рассмотрим правомерность такого построения, т. е. рассмотрим, как различаются между собой величины C_v и C_s , а также формы кривых обеспеченностей запасов воды в снеге, построенных по данным снегосъемок по наиболее характерным видам поверхностей (водосбор, поле, бадки, овраги и русла рек). Если окажется, что коэффициенты вариации и кривые обеспеченности для этих видов поверхностей мало отличаются друг от друга, то построение карты C_v по данным снегосъемок на треугольных маршрутах, расположенных, как правило, в полях, возможно и правомерно.

Для построения кривых обеспеченности максимальных запасов воды в снеге были использованы соответствующие материалы снегосъемок по некоторым логам и речкам Подмосковной, Придеснянской, Нижнедевицкой и Западно-Казахстанской воднобалансовых станций за период 13—17 лет по 1968 г. включительно. Снегосъемки проводились по маршрутам, проходящим перпендикулярно направлению основного водотока, с отдельным определением запасов воды в снеге: 1) в целом по водосбору, 2) на ровных открытых участках (поле) и 3) в русле реки, лога или балки.

Эмпирические кривые обеспеченности строились по формуле

$$P = \frac{m-0,3}{n+0,4} 100,$$

где m — порядковый номер члена статистического ряда (номер снегосъемки); n — число членов ряда (число лет, когда проводились наблюдения над максимальными снегозапасами).

Биномиальные (аналитические) кривые обеспеченности строились с помощью таблицы вероятностей превышения нормированных отклонений от среднего значения (таблицы Фостера — Рыбкина).

Как известно, ошибки вычисления коэффициентов асимметрии по формуле

$$C_s = \frac{\sum (k-1)^3}{(n-1) C_v^3}$$

весьма велики даже при числе членов ряда $n=50$. Поэтому выбор расчетного значения коэффициентов асимметрии обычно производится в результате построения нескольких аналитических кривых обеспеченности, соответствующих различным величинам коэффициента асимметрии C_s или различным величинам отношения C_s/C_v . Однако такой способ подбора C_s довольно трудоемок. В связи с этим для ускорения и простоты расчета C_s нами был использован метод Алексеева [1]. Он позволяет по формуле

$$S = \frac{X_5 + X_{95} + 2 \times 50}{X_5 - X_{95}}$$

вычислить коэффициент скошенности (S); зная последний, можно по кривой зависимости $S=f(Cs)$ или по таблице определить коэффициент асимметрии.

Обозначения в формуле следующие: x_5 , x_{50} , x_{95} — ординаты эмпирической кривой распределения (в нашем случае модульные коэффициенты максимальных запасов воды в снеге), соответствующие значениям обеспеченности $P=5\%$, $P=50\%$, $P=95\%$. Учитывая, что ошибки в определении коэффициентов асимметрии при коротких рядах наблюдений могут быть велики, была произведена проверка того, как изменятся ординаты кривой обеспеченности и ее форма при заданной ошибке C_s , равной 25%, 50%, 100% и при значениях C_s , изменяющихся в больших пределах, от $C_s < C_v$ до $C_s > 3C_v$.

Расчеты показали, что значительные ошибки C_s очень мало влияют на ординаты кривой обеспеченности и ее форму. Этот вывод является весьма важным и позволяет без особых погрешностей определять величины максимальных запасов воды в снеге C_s по соотношению $C_s=2C_v$, о чем будет говориться ниже.

Пользуясь изложенной выше методикой для некоторых водосборов Подмосковной, Нижнедевицкой и Придеснянской воднобалансовых станций, были построены кривые обеспеченности: 1) максимальных запасов воды в снеге по данным снегосъемок (эмпирические), 2) кривые ординат биномиальной кривой обеспеченности при $C_s=2C_v$ и 3) теоретические кривые, для которых C_s определены по коэффициентам скошенности (метод Алексеева).

Построенные различными методами кривые обеспеченности показывают хорошее соответствие между собой величин ординат и форм кривой. Этот вывод позволяет при расчетах величин запасов воды в снеге различной обеспеченности пользоваться таблицей ординат при значениях $C_s=2C_v$.

Чтобы обосновать возможность использования карты C_v максимальных запасов воды в снеге, построенной по данным снегосъемок на треугольных маршрутах, для определения значений C_v , средних по речному бассейну, рассмотрим, как варьируют запасы воды в снеге за многолетний период на различных видах поверхностей. Для этого были построены совмещенные кривые обеспеченности максимальных запасов воды в снеге для водосборов в целом, полей и русел ряда воднобалансовых станций. Близкое совпадение между собой кривых обеспеченностей говорит о небольшом различии в значениях C_v (в пределах $\pm 20\%$) для основных видов рельефа в данной зоне.

В Заволжье, Казахстане и Степном Алтае, где площадь речной и овражно-балочной сети невелика, роль снегозапасов, залегающих в ней, на общее распределение снега в бассейне, естественно, уменьшается и различия в величинах C_v снегозапасов в поле и русле, даже если они значительны, особого значения не имеют [2, 3].

Выполненное исследование показывает, что имеющие место различия в величинах C_v запасов воды в снеге на полях, в балках и оврагах, а также на водосборах в целом невелики.

Этот вывод дает основание считать возможным использование данных о запасах воды в снеге на треугольных полевых маршрутах за многолетний период для построения карты изолиний C_v и использовать ее для расчета среднего коэффициента вариации в целом для речного бассейна, при этом значения C_s принимаются равными $2C_v$.

Построение карты производилось следующим образом. При вычислении C_v для южной части Европейской территории Союза (ЕТС) использовались ежегодные карты максимальных запасов воды в снеге. В точках пересечения географической сетки координат, проведенной через два градуса, с этих карт снимались значения снегозапасов за каждый год и по полученным рядам, в среднем за 25-летний период, вычислялись значения C_v . Причем вычисления производились двумя способами: по известной в статистике формуле

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum (k-1)^2}{n-1}}$$

и с помощью клетчатки Бровковича.

Всего для рассматриваемой зоны на ЕТС было получено около 75 величин C_v , а для территории Северного и Центрального Казахстана и Степного Алтая — 45. Все данные о максимальных запасах воды в снеге, по которым вычислялись C_v , получены по треугольным маршрутам на метеостанциях. Следует отметить, что изолинии C_v на ЕТС распространяются несколько севернее границы зоны недостаточного увлажнения (рис. 1, 2).

Для равнинной территории изолинии проводились, как правило, на основе прямолинейной интерполяции. В предгорных районах принимался во внимание также рельеф. На карте изолиний для ЕТС довольно отчетливо прослеживается тенденция уменьшения коэффициентов вариации в степной и лесостепной зонах с юго-запада на северо-восток. Они несколько меньше в Заволжье, Западном, Северном и Центральном Казахстане и Степном Алтае, что объясняется более сглаженным рельефом и менее развитой речной и овражно-балочной сетью, способствующих увеличению неравномерности залегания снежного покрова.

С нашей точки зрения построение карты изолиний C_v снегозапасов изложенным способом имеет ряд преимуществ перед существующими. При применении этого способа, во-первых, соблюдается равномерность распределения точек определения запасов воды в снеге (по которым рассчитывались значения C_v на рассматриваемой территории; во-вторых, исключаются случайные ошибки в ве-

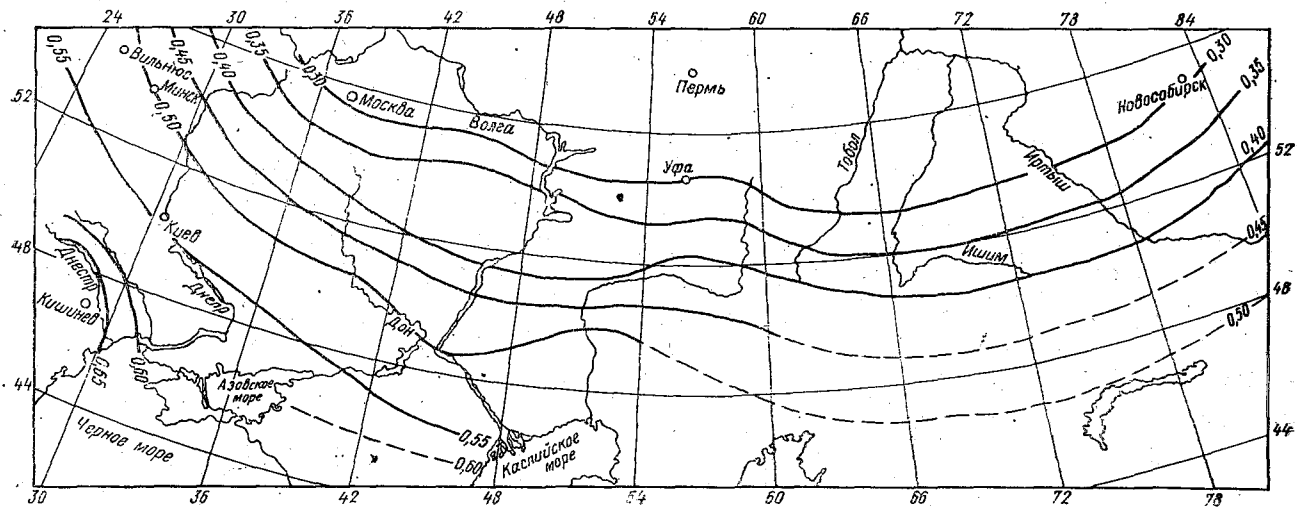


Рис. 1. Карта изолиний коэффициентов вариации максимальных запасов воды в снеге.

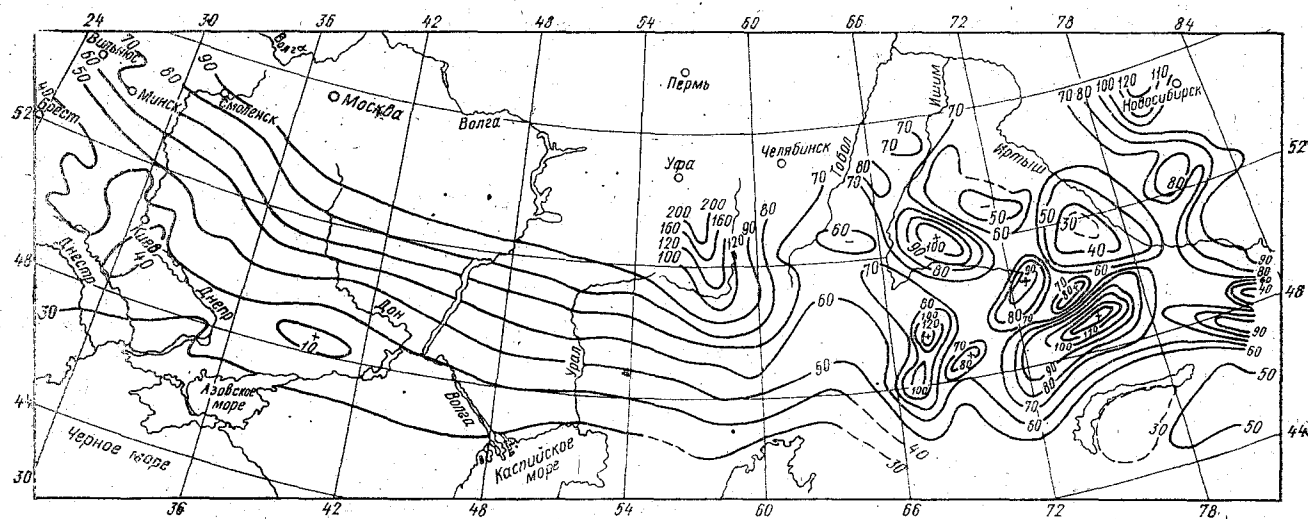


Рис. 2. Карта изолиний средних многолетних величин максимальных запасов воды в снеге, мм.

тичинах снеготазов и нерепрезентативность отдельных маршрутов, а также субъективный подход в измерениях тапасов воды в снеге в каждом частном случае путем осреднения их значений по картам (по нескольким отдельным точкам) или интерполяции между изолиниями снеготазов.

Полученные таким образом 20—25-летние ряды величин тапасов воды в снеге, которые послужили основой для расчета C_v , являются более надежными и однородными, чем отдельные случайные точки, где измеряются тапасы воды в снеге.

Заметим, что наиболее правильное значение C_v по карте можно получить, если определять его для какой-либо сравнительно большой территории (например, для бассейна реки), и наоборот, ошибка может быть значительной при оценке C_v для небольшой площади или точки.

В качестве примера вычислим среднюю многолетнюю величину максимальных тапасов воды в снеге ($\bar{S}$), а также их значения различной обеспеченности (S_p) для района городов Киева, Семипалатинска и Целинограда.

С приведенных карт для этих пунктов снимаем средние многолетние значения S и C_v . Значение C_s принимаем равным величине $2C_v$. По полученным значениям S и C_v из таблицы ординат биномиальной кривой обеспеченности при $C_s=2C_v$ [10] выписываем модульные коэффициенты различной обеспеченности, которые в дальнейшем используются для вычисления S_p .

Расчет приведен в табл. 1.

Рассмотрим вкратце причины появления ошибок в определении тапасов воды в снеге, коэффициентов вариации и асимметрии и их возможные значения.

Таблица 1

Вычисление средних многолетних величин тапасов воды в снеге ($\bar{S}$) и их значений различной обеспеченности (S_p)

Район, пункт	$\bar{S}$ мм	C_v	Модульные коэффициенты K_p (числитель) и максимальные тапасы воды в снеге S_p мм (знаменатель) обеспеченностью (%)								
			1	5	10	25	50	75	90	95	99
Киев	40	0,54	2,66	2,02	1,72	1,30	0,90	0,60	0,40	0,31	0,18
			106	81	69	52	36	24	16	12	7
Семипалатинск	75	0,42	2,22	1,78	1,55	1,24	0,94	0,69	0,51	0,43	0,29
			166	133	116	93	70	52	38	32	22
Целиноград	70	0,38	2,09	1,70	1,51	1,22	0,95	0,73	0,55	0,47	0,33
			146	119	106	85	66	51	39	33	23

Специальных исследований по оценке точности параметров кри-
вых обеспеченности запасов воды в снеге весьма мало. В. Н. Пар-
шин [9], П. П. Кузьмин [8] и некоторые другие занимались этими
вопросами.

Прежде чем перейти к рассмотрению значений ошибок в опре-
делении C_v запасов воды в снеге, рассмотрим из чего они склады-
ваются и от чего зависят.

Ошибки, которые возникают при определении запасов воды
в снежном покрове, могут быть систематическими и случайными.
Систематические ошибки зависят от выбора снегомерного маршру-
та или участка, степени их репрезентативности, метода обработки
материалов наблюдений и др. Обычно снегомерные маршруты раз-
мещаются на территории в характерных местах, чтобы по возмож-
ности исключить одну из систематических ошибок.

Оценка случайных ошибок производится в зависимости от ха-
рактера распределения измеряемых величин с помощью среднего
квадратического отклонения, коэффициентов вариации и т. д.

Расчет средних квадратических ошибок, которые имеют место
при вычислении запаса воды в снеге, во-первых, в отдельной точке
снегомерного маршрута (при конкретной снегосъемке); во-вто-
рых, при вычислении среднего запаса в целом на маршруте (при
той же снегосъемке), в-третьих, при вычислении среднего запаса
на том же маршруте за N -й период лет наблюдений и, в-четвертых,
при определении среднего за этот же период запаса на площади
водосбора, подробно изложен в работе П. П. Кузьмина [8], поэтому
здесь воспроизведены только основные его положения.

Перейдем к рассмотрению ошибок коэффициентов вариации за-
пасов воды в снеге во времени для конкретного снегомерного
маршрута. Как было отмечено ранее, степень надежности опреде-
ления снегозапасов для речного бассейна зависит в основном от
двух причин: от точности определения среднего запаса воды на
маршруте и от репрезентативности маршрута снегосъемки на мест-
ности. Ошибки в определении среднего запаса учитываются кос-
венно величиной коэффициента вариации, а второе условие соблю-
дается при выборе снегомерного маршрута.

Средняя квадратическая ошибка значений C_v снегозапасов на
маршруте за многолетний период в процентах вычислялась по
формуле:

$$\sigma C_v = \frac{1}{\sqrt{2n}} \sqrt{1 + 2C_v^2} \cdot 100.$$

При построении карты изолиний C_v использовано сравнительно
большое число точек, поэтому случайные погрешности в отдельных
величинах C_v невелики (около 18—20%) и мало влияют на пра-
вильность проведения изолиний C_v на карте. Исключение состав-

ляют лишь южные и юго-западные районы Украины, где периоды наблюдений над запасами воды в снеге значительно короче, чем на всей остальной территории и средние квадратические ошибки значений C_s возрастают до 30—40%. Поэтому изолинии C_s на этой части территории проведены менее надежно.

Средние квадратические ошибки коэффициентов асимметрии приняты по таблице, приведенной в работе [10]. Они составляют при числе членов ряда 15—25 около 80—100%. Однако, как отмечалось выше, даже такие большие ошибки в вычислениях C_s мало влияют на форму и ординаты кривой обеспеченности максимальных запасов воды в снеге.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Г. А. Определение стандартных параметров логарифмически нормальной кривой распределения по трем опорным ординатам. — «Труды ГГИ», 1962, вып. 99, с. 261—273.
2. Заводчиков А. Б. Особенности распределения и таяния снежного покрова в Северном Казахстане. — «Труды ГГИ», 1960, вып. 83, с. 28—46.
3. Заводчиков А. Б. Сток и водный баланс склонов в зоне недостаточного увлажнения. — «Труды ГГИ», 1966, вып. 134, с. 191—205.
4. Ковзель А. Г. О распределении снеготпасов в речных бассейнах. — В кн.: Снег и талые воды, их изучение и использование. М., 1956, с. 135—156.
5. Комаров В. Д. Весенний сток равнинных рек европейской части СССР. Л., 1959. 295 с.
6. Комаров В. Д. Вопросы теории и расчета (прогноза) снегового половодья небольших равнинных рек. — «Труды ЦИП», 1975, вып. 50, с. 3—39.
7. Комаров В. Д., Синегуб Е. С. Максимальные запасы воды в снежном покрове на Европейской территории СССР по данным за 1892—1960 гг. — «Труды ЦИП», 1966, вып. 148, с. 150—160.
8. Кузьмин П. П. Формирование снежного покрова и методы определения снеготпасов. Л., 1960. 170 с.
9. Паршин В. Н. Точность учета снеготпасов в бассейне и ее влияние на точность прогноза объема половодья. — «Труды ЦИП», 1953, вып. 30, с. 3—51.
10. Соколовский Д. Л. Речной сток (основы теории и методики расчетов). Л., 1968. 559 с.

Д. С. ЧУРАКОВ (АЛТАЙСКАЯ ОПЫТНО-МЕЛИОРАТИВНАЯ СТАНЦИЯ)

О СВЯЗИ МАКСИМАЛЬНЫХ РАСХОДОВ ПОЛОВОДЬЯ СО СРЕДНИМИ РАСХОДАМИ ЗА ПЕРИОД ЕГО ПОДЪЕМА

Известно, что расчет максимальных расходов половодья или паводков является наиболее важной проблемой в теоретическом и практическом отношении. От его расчетной величины при проектировании зависят размеры плотин, мостов и многих других гидро-

технических сооружений. Поэтому исследование различного рода связей максимальных расходов с гидрометрическими параметрами в каждом физико-географическом районе представляет практический интерес. Такое исследование тем более важно в настоящее время, когда непрерывный рост использования водных ресурсов и хозяйственное освоение территории вносят существенные изменения в естественный водный режим речных бассейнов.

Наличие тесной связи между максимальными и средними расходами (объемами) за половодье общеизвестно и характеризуется довольно высокими значениями соответствующих коэффициентов корреляции. Однако в формировании максимальных расходов половодья непосредственное участие принимает только первая фаза половодья — подъем, а не все половодье. Поэтому нами был поставлен вопрос, нельзя ли рассчитать зависимость максимального расхода половодья от среднего расхода или объема стока за период подъема половодья?

Для ответа на поставленный вопрос было выбрано 16 речных бассейнов, имеющих длительный период наблюдений за стоком. Изучаемые бассейны расположены в характерных районах Алтая, отражают физико-географические особенности рассматриваемых зон и могут быть взяты за аналоги при использовании в расчетах метода гидрологической аналогии (табл. 1). Расчетный период для вычисления среднего максимального расхода и параметров гидрографа половодья определен по разностным интегральным кривым модульных коэффициентов. За весь расчетный период по 16 бассейнам были построены ежегодные гидрографы и вычислены все его расчетные характеристики отдельно за каждую фазу половодья.

В результате анализа зависимости среднесезонных максимальных расходов половодья от средних расходов за период подъема половодья получено уравнение связи:

$$Q = 2,92 Q_{\text{оп}}, \quad (1)$$

где Q — среднесезонный максимальный расход половодья, $\text{м}^3/\text{с}$; $Q_{\text{оп}}$ — средний расход за период подъема половодья, $\text{м}^3/\text{с}$.

Коэффициент корреляции (r_{xy}) уравнения (1) равен $0,99 \pm 0,003$. Нами проверена возможность применения зависимости $Q = f(Q_{\text{оп}})$ для расчета максимальных расходов весеннего половодья речных бассейнов других регионов с использованием материалов по 29 рекам Красноярского края и 26 — Центральной Якутии. Эти материалы были заимствованы в работах [1, 2, 3].

При анализе зависимости $Q = f(Q_{\text{оп}})$ для рек Красноярского края установлена коррелятивная связь, уравнение которой можно представить в виде:

$$Q = 2,76 Q_{\text{оп}}; \quad (2)$$

$$r_{xy} = 0,95 \pm 0,002.$$

Таблица 1

Сведения о постах и расчетных рядах

Река—пункт	Площадь волосбора, км ²	Период наблюдения за расхо- дами	Расчетный период	Аналог, восстано- вленные годы
Солтонка—с. Солтон	126	1947—72 гг.	1947—72 гг.	
Майма—с. Майма	780	1940—72 гг.	1936—72 гг.	р. Бия—г. Бийск, 1936—1939 гг.
Песчаная—с. Точильное	4720	1932—72 гг.	1932—72 гг.	
Локтевка—с. Курья	1020	1960—73 гг.	1936—73 гг.	р. Песчаная—с. То- чильное, 1936—1959 гг.
Бол. Речка— р. п. Троицкое	953	1961—72 гг.	1946—72 гг.	р. Бол. Речка— с. Загайново, 1946—1960 гг.
Касмала—с. Рогозиха	1650	1940—73 гг.	1940—73 гг.	
Тогул—с. Тогул	1200	1946—73 гг.	1946—73 гг.	
Мал. Мунгай—с. Каш- кала	101	1949—73 гг.	1946—73 гг.	р. Тогул—с. Тогул, 1946—1948 гг.
Каменка—с. Залесово	628	1958—73 гг.	1946—73 гг.	р. Тогул—с. Тогул, 1946—1957 гг.
Иня (верх.)—пос. Сплав- ной	1400	1933—62 гг.	1936—72 гг.	
Каракан—с. Рождест- венка	1140	1956—71 гг.	1946—72 гг.	р. Иня (верх), пос. Сплавной, 1946—1955 гг.
Бердь—р. п. Маслянино	2480	1948—78 гг.	1946—72 гг.	р. Тогул—с. Тогул 1946—1947 гг.
Кулунда—с. Шималино	12300	1935—73 гг.	1935—73 гг.	
Кулунда—с. Овечкино	1400	1940—73 гг.	1940—73 гг.	
Бурла—с. Хабары	4750	1933—73 гг.	1933—73 гг.	
Алей—с. Локоть	6430	1955—73 гг.	1936—72 гг.	$Q=f(H)$ р. Алей— с. Локоть

Связь среднемноголетних максимальных расходов весеннего половодья со средними расходами периода подъема половодья речных бассейнов Центральной Якутии имеет вид:

$$Q = 2,83Q_{\text{оп.}} \quad (3)$$

$$r_{xy} = 0,99 \pm 0,001.$$

Анализ уравнений (1, 2, 3) показывает, что уравнение $Q=f(Q_{оп})$ может выражать территориально общую зависимость при наличии достаточно однородных условий снеготаяния. В под-

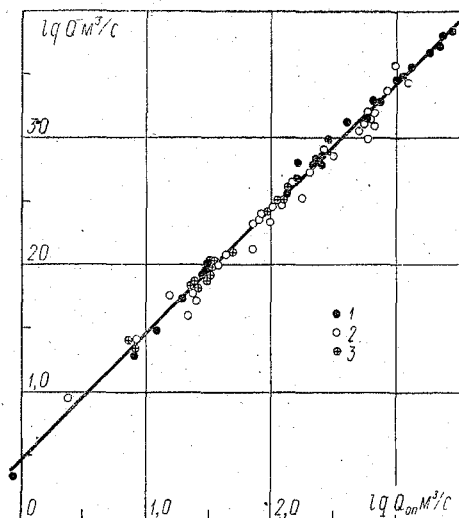


Рис. 1. Зависимость максимальных расходов воды весеннего половодья (Q) от среднего расхода воды за период подъема половодья ($Q_{оп}$). (1 — реки Центральной Якутии, 2 — реки Красноярского края, 3 — реки равнинных и предгорных районов Алтая).

тверждение данной мысли на рис. 1 представлена в логарифмических координатах графическая связь максимальных расходов воды со средними расходами подъема половодья 71 изучаемого речного бассейна. Теснота связи оценивается величиной коэффициента корреляции, равной $0,98 \pm 0,001$, и выражается уравнением

$$Q = 2,78 Q_{оп}, \quad (4)$$

характеризующимся средним квадратичным отклонением $\pm 15,8\%$. Причем в 42 случаях из 71 отклонение не превышает $\pm 10\%$. Уравнения (1, 2, 3) можно записать в обобщенном виде:

$$Q = k Q_{оп}, \quad (5)$$

где k — безразмерный коэффициент, характеризующий форму гидрографа (волну половодья) за период подъема половодья.

Нами исследована возможность применения уравнения (5) для расчета максимальных расходов весеннего половодья любой обеспеченности на примере равнинных и предгорных рек Алтая.

Параметры кривой обеспеченности рассчитывались графоаналитическим методом Г. А. Алексеева с проверкой сходимости теоретической кривой обеспеченности с эмпирическими точками путем их совместного построения.

Величины коэффициентов изменчивости максимальных расходов половодья составляют 0,35—0,64 для рек предгорных районов и 0,70—1,07 — равнинных рек Алтая. Соответственно C_v средних расходов за период подъема половодья равны 0,35—0,65 и 0,70—1,01. Большую изменчивость указанных коэффициентов вариации можно

объяснить влиянием климатических факторов и непостоянством естественной регулирующей способности речных водосборов.

При сопоставлении значений C_v максимальных расходов и значений средних расходов подъема половодья выявлено, что на 11 водосборах их отклонение в среднем составляет $\pm 8\%$, а на остальных — $+25\%$ (рр. Кулунда, Иня, Каменка, Мал. Мунгай).

Коэффициент асимметрии C_s максимумов изменяется от 0,90 до 2,20, а средних расходов — от 0,75 до 2,0.

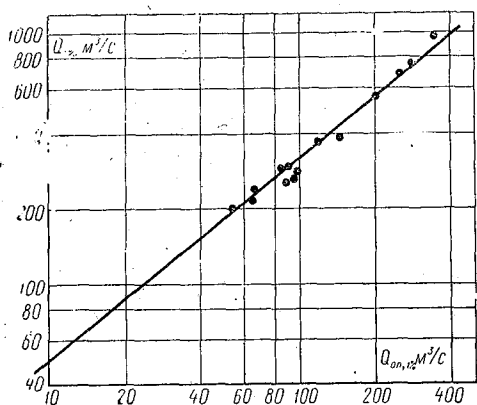


Рис. 2. Зависимость максимальных расходов воды весеннего половодья 1%-ной обеспеченности рек равнинных и предгорных районов Алтая от среднего расхода воды периода подъема половодья этой же обеспеченности.

На рис. 2 представлен график зависимости максимального расхода воды половодья 1%-ной обеспеченности от среднесуточного расхода подъема половодья этой же обеспеченности. Данной связи удовлетворяет уравнение

$$Q = 6,81 Q_{оп,12}^{0,83} \quad (6)$$

Среднеквадратическая ошибка рассчитанных величин максимальных расходов по уравнению (6) составляет $\pm 8,7\%$. Уравнение (6) для расчета максимальных расходов весеннего половодья любой обеспеченности рек равнинных и предгорных районов Алтая можно представить в виде

$$\dot{Q}_p = 6,81 \alpha \dot{Q}_{\text{опр}}, \quad (7)$$

где α — коэффициент, учитывающий неравенство статистических параметров средних расходов за период подъема половодья и максимальных расходов воды. В зависимости от природной зоны и расчетной вероятности превышения расхода коэффициент « α » определяется по табл. 2.

Таблица 2

Значение параметра α формулы (7)

Районы	Обеспеченность, Р %											
	1	3	5	10	20	25	50	70	75	80	90	95
Реки правобережья Оби, Салаира и Северного Алтая	1,0	0,98	0,95	0,93	0,90	0,88	0,87	0,85	0,83	0,81	0,75	0,70
Реки западного предгорья Алтая и западных отрогов Салаира	1,00	0,98	0,97	0,95	0,93	0,90	0,88	0,86	0,84	0,83	0,82	0,80
Равнинные реки Алтая:												
а) бассейн р. Кулунды	1,00	0,93	0,90	0,83	0,75	0,73	0,58	0,46	0,43	0,39	0,29	0,23
б) бассейн рек Касмалы и Бурлы	1,00	0,80	0,77	0,73	0,66	0,64	0,53	0,45	0,42	0,39	0,34	0,33

Проверка уравнения (7) для расчета обеспеченных величин максимума изучаемых рек остальных регионов не представилась возможной из-за недостатка исходных данных.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Основным параметром большинства расчетных формул по определению максимальных расходов весеннего половодья при отсутствии или недостаточности гидрометрических данных является средний (суммарный) слой стока половодья. Однако анализ графиков хода водоотдачи и стока показывает, что максимальные расходы половодья формируются в период подъема половодья. В связи с этим достаточно объективно и генетически обосновано в целях получения расчетных формул исследование зависимости максимальных расходов половодья от объема или среднего расхода воды за период подъема, а не от суммарного слоя стока всего половодья.

2. Средний расход подъема половодья, объем стока за этот же период, как нам представляется, являются интегрирующими вели-

чинами основных характеристик половодья. Использование в формулах для расчета максимальных расходов воды в качестве одной из главных интегральных характеристик — среднего расхода за период подъема половодья — позволяет учесть форму гидрографа и результирующее изменение стокообразующих процессов в целом на всем водосборе и производить расчет максимальных расходов воды только по данным наблюдений за гидрологическим элементом — стоком на водосборе. Это в конечном итоге исключает применение многопараметрных формул и, по нашему мнению, должно повысить точность расчетов максимальных расходов весеннего половодья.

В заключение отметим, что настоящая статья отражает начальный этап изучения формирования максимальных расходов половодья и отыскания расчетных формул, основанных на гидрометеорологических материалах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лоскутов В. В. Основные элементы гидрографов весеннего половодья рек Красноярского края. — «Труды ОмСХИ», 1972, т. 99, с. 37—39.
2. Лоскутов В. В. Построение расчетного гидрографа половодья рек Средней Сибири. — «Труды ОмСХИ», 1975, т. 129, с. 7—12.
3. Лоскутов В. В., Левшунов В. М. Водный баланс речного бассейна территории средней Сибири за период половодья. — «Труды ОмСХИ», 1974, т. 118, с. 12—16.

Н. М. КОЧЕГАРОВ (АЛТАЙСКАЯ ОПЫТНО-МЕЛИОРАТИВНАЯ СТАНЦИЯ)

РЕЖИМ ЗАТОПЛЕНИЯ СКЛОНОВЫХ ЛИМАНОВ НА ВЫЩЕЛАЧЕННЫХ ЧЕРНОЗЕМАХ ПРИОБЬЯ АЛТАЙСКОГО КРАЯ

В решениях XXV съезда КПСС по сельскому хозяйству центральное место занимают вопросы интенсификации сельскохозяйственного производства. В свете этих решений поиск способов увеличения производства кормов на базе орошения является актуальным вопросом и представляет несомненный интерес для агрономической науки и практики.

По данным научных и проектных учреждений, в Алтайском крае можно довести площадь лиманного орошения до 300—350 тыс. га, используя для этого средний многолетний весенний сток объемом до 1—1,5 млрд. м³.

В задачу наших исследований входило подобрать кормовые культуры, наиболее реагирующие на лиманное орошение, и установить режимы затопления склоновых лиманов в Приобье, обеспечивающие получение высоких урожаев продуктивных культур с учетом местных почвенных и климатических условий.

Исследования проводились в опытно-производственном хозяйстве им. Докучаева Алтайского научно-исследовательского института земледелия и селекции сельскохозяйственных культур.

Климатические и почвенные условия этого хозяйства типичны для Приобской лесостепи. Почвы представлены выщелоченным среднесуглинистым черноземом, содержащим 4—5% гумуса; рН водной вытяжки — 6,3—7,8. Агрогидрологические свойства благоприятны для возделывания всех сельскохозяйственных культур. Удельный вес почвогрунта колеблется в пределах 2,45—2,76. Порозность почвы в верхнем слое отвечает требованиям нормальной аэрации (56,1% объема). Объемный вес колеблется от 1,08 до 1,58 г/см³.

Предельная полевая влагоемкость (ППВ) выщелоченного чернозема составляет в слое 0—30 см — 86 мм, в метровом слое — 259, полуметровом — 398 мм влаги. Количество доступной влаги для растений соответственно составляют 54, 158 и 253 мм.

По условиям влагообеспеченности вегетационных периодов 1969 и 1972 гг. были средними — средневлажными для посевов однолетних и многолетних культур; 1971 г. — средний — средневлажный для посевов многолетних трав и средний для посевов однолетних культур.

Подбор кормовых культур производился при продолжительности затопления склоновых мелководных лиманов в течение 3, 6, 12, 18 и 24 суток. Параллельно велись наблюдения на контроле.

Затоплению подвергались посевы многолетних бобовых и злаковых трав и ранняя отвальная зябь. Влияние различий продолжительности ранневесеннего затопления изучалось на следующих культурах: 1 — эспарцет песчаный; 2 — люцерна синегибридная; 3 — донник белый; 4 — костер безостый; 5 — житняк ширококоло-сый; 6 — овсяница луговая.

Изучалось влияние ранневесеннего затопления отвальной зяби на рост, развитие и урожай следующих однолетних культур: 1 — подсолнечник силосный (Гигант белозерный ВСХИ); 2 — кукуруза (гибрид Буковинский 3); 3 — овес (Победа) + горох (вика); 4 — просо кормовое (Алтайское-5).

Глубина затопления лиманов в средней части 25—30 см.

Сильное и глубокое промерзание почвогрунта в Приобской лесостепи (до 260 см) является основным фактором, определяющим сток талых вод. Низкие ночные температуры препятствуют оттаиванию почвы, поэтому оно начинается только после схода снежного

покрова. Верхний слой почвы в период интенсивного снеготаяния в годы исследования успевал оттаять в среднем на 5—9 см.

Сток талых вод с опытного водосбора площадью 100 км² в годы наблюдений составил 56,6 мм.

Наблюдения за интенсивностью впитывания талой воды в почву проводились от начала и до конца снеготаяния на водосборной площади, а на лиманах до окончания затопления. Результаты исследования показывают, что впитывание талых вод в мерзлую почву, особенно в начальный период снеготаяния, протекает очень медленно как на отвальной зяби, так и на посевах многолетних трав. Количество впитавшейся воды в почву за период снеготаяния зависит от длительности этого периода и исходного увлажнения почвы. Осенью 1969 г. почва ушла в зиму влажной. Весна 1970 г. наступила на 19 дней раньше среднеемноголетнего срока. Интенсивное таяние снежного покрова началось с 29 марта и уже 3 апреля снег с полей сошел. За этот период впиталось воды в почву на ранней отвальной зяби 16,4 мм, на многолетних травах — 17,1 мм. Сток с водосбора составил 84,6 мм. Осенью 1970 г. почва ушла в зиму среднеувлажненной. Сумма осенних осадков составила 78 мм (95% от нормы). Толщина снежного покрова на открытых участках составляла 17 см. Весна 1971 г. была затяжной и прохладной. За период интенсивного снеготаяния (9 дней) в почву на ранней отвальной зяби впиталось 56 мм, на многолетних травах — 79 мм. Почва ушла в зиму 1971/1972 г. сильно иссушенной. В однометровом слое влажность была близка к влажности устойчивого завядания. В этих условиях и при растянутом периоде снеготаяния впитывание талой воды весной по сравнению с предыдущими годами было интенсивное (80 мм на зяби и 87 мм на посевах многолетних трав); на отвальной зяби и посевах многолетних трав оно оказалось в 5 раз больше, чем в 1970 г. и 1,1—1,5 раза больше, чем в 1971 г. Талая почва обладает высокой водопоглощающей способностью. Затопление площадок в течение 6,5 ч позволило увеличить запас продуктивной влаги в метровом слое почвогрунта до 2090 м³/га — на отвальной зяби и 2170 м³/га — на посевах многолетних трав, что составило 81 и 84% соответственно от предельной полевой влагоемкости (2590 м³/га) данного слоя. Коэффициент фильтрации равнялся 0,33—0,35 мм/мин.

Наши исследования показали, что в разные по метеорологическим условиям годы при одинаковых режимах затопления лиманов поступление талых вод в почвогрунт было различным (табл. 1). Наиболее интенсивное впитывание талых вод в почвогрунт отмечено, когда запасы влаги в нем были наименьшие. Так, в 1972 г. при первоначальных запасах продуктивной влаги на посевах многолетних трав — 528 м³/га и на отвальной зяби — 656 м³/га (основное количество ее содержалось в слое 100—150 см) количество впи-

тавшейся влаги уже после 6-суточного затопления было близко к величине предельной полевой влагоемкости. А после 12, 18 и 24-суточных режимов насыщение почвогрунта стремилось к величине полной влагоемкости (ПВ). Затопление лиманов по мерзлой или слегка оттаявшей почве (до 10 см) способствует насыщению сначала верхнего (0—50 см) слоя после трех-шести суток. В зависимости от исходного увлажнения почвогрунта и дружности снеготаяния колебание содержания продуктивной влаги в данном слое составляло от 400—700 м³/га в 1972 г. до 800—1000 м³/га в 1971 г. В среднем за годы исследований количество доступной влаги в этом слое составляло 700—800 м³/га и являлось максимальной величиной для данного типа почв, т. е. насыщение шло до полевой влагоемкости. В слоях 50—100 и 100—150 см количество влаги при 3- и 5-суточных режимах затопления было меньше, чем в первом верхнем горизонте и составляло в среднем соответственно 480—560 м³/га и 720—740 м³/га.

С увеличением продолжительности затопления лиманов закономерно наблюдался прирост продуктивной влаги в более глубоких слоях почвогрунта. Уже при 12-суточном затоплении количество продуктивной влаги в полутораметровом слое составляло на посевах многолетних трав — 2765 м³/га, на отвальной зяби — 2682 м³/га, что несколько превышает предельную полевую влагоемкость (2529 м³/га). Сверх 12-суточного режима затопления насыщение почвогрунта шло выше предельной полевой влагоемкости. Появлялась свободная гравитационная вода, обладающая высокой подвижностью. Таким образом, для насыщения полутораметрового слоя почвогрунта в условиях Приобской лесостепи продолжительность затопления лиманов должна быть не менее 12 суток.

Значительное количество продуктивной влаги испаряется за время от сброса до появления всходов и до начала вегетации многолетних трав. В это время происходит также внутрпочвенное перераспределение влаги по глубине.

Из приведенных в табл. 2 данных видно, что количество продуктивной влаги на контрольном варианте (без затопления) перед посевом однолетних культур и началом вегетации многолетних трав в два-три раза меньше, чем на затопляемых лиманах в течение 12—24 суток.

Наиболее интенсивно расход влаги шел в период вегетации растений. Запасы продуктивной влаги перед скашиванием культур представлены в табл. 3. Данные табл. 3 свидетельствуют о том, что с уменьшением продолжительности затопления лиманов весной запасы влаги закономерно уменьшились на контрольном варианте под посевом всех культур.

Отмечено различие расхода влаги отдельными культурами.

Таблица 1

Запасы продуктивной влаги в полутораметровом слое
почвогрунта после сброса воды из лиманов, м³/га

Год	До затопле- ния лиманов	После сброса				
		3	6	12	18	24

Посевы многолетних трав

1970	1023	1836	2423	2426	2964	3127
1971	936	1698	2066	2741	2938	3487
1972	528	1803	2124	3125	3867	4500
В среднем за 3 года	829	1779	2205	2765	3256	3705

Ранняя отвальная зябь

1970	965	1896	2467	2536	2875	3625
1971	1048	1765	1911	2547	2836	3566
1972	656	1914	2379	2961	3330	4512
В среднем за 3 года	890	1857	2252	2682	3014	3901

Таблица 2

Запасы продуктивной влаги в полутораметровом слое почвогрунта перед посевом
однолетних культур и началом вегетации многолетних трав, м³/га (1970—1972 гг.)

Культура	Без затоп- ления (К)	Продолжительность, сутки				
		3	6	12	18	24
Подсолнечник	1399	1550	1935	2408	2725	3075
Кукуруза	1242	1615	2105	2305	2494	2940
Овес+вика	1230	1420	1911	2238	2447	2909
Эспарцет	947	1190	1732	2228	2840	3170
Люцерна	974	1295	1878	2301	2798	3028
Костер	994	1334	1681	2392	2674	2806
Житняк	1060	1557	1919	2337	2724	2978
Овсяница	1268	1502	2182	2487	2692	2969

Подсолнечник силосный наиболее полно использовал влагу на всех вариантах весенней влагозарядки почвы. В среднем за годы исследований запасы влаги под посевами подсолнечника составляли 707 м³/га, а после 24-суточного режима затопления — 1455 м³/га, т. е. повышались в два раза. Колебания запасов влаги составляли от 890 (на контроле) до 1494 м³/га после 24 суток затопления в 1970 г. и соответственно от 523 до 1416 м³/га в 1971 г. Кукуруза и вико-овсяная смесь более экономно расходовали влагу по сравнению с подсолнечником.

Запасы продуктивной влаги в полутораметровом слое почвогрунта перед первым укосом под посевами многолетних трав и однолетних культур, $\text{м}^3/\text{га}$ (1970—1972 гг.)

Культура	Без затопления (К)	Режим затопления, сутки				
		3	6	12	18	24
Подсолнечник	707	700	814	1084	1242	1455
Кукуруза	703	1022	1448	1441	1591	1876
Овес + вика	662	789	1074	1233	1371	1634
Эспарцет	476	764	1063	1255	1507	1950
Люцерна	231	454	803	894	1212	1628
Костер	430	527	883	1136	1466	1630
Житняк	493	660	852	1108	1695	1759
Овсяница	860	1073	1276	1406	1552	1818

Велико различие запасов влаги было на посевах всех культур в зависимости от режимов затопления. При получении наивысшего урожая однолетних культур после 18- и 24-суточного затопления, а многолетних трав — после 12-суточного количество продуктивной влаги было в три-четыре раза больше на этих вариантах, чем на контроле.

Остаточные запасы продуктивной влаги способствовали получению второго укоса эспарцета, люцерны и костра. Урожай этих культур формировался не только за счет выпадающих осадков в период после первого и второго укосов, которые были равны для всех вариантов, но также и за счет запасов влаги от весеннего затопления. Так, если на контрольном варианте перед вторым укосом количество продуктивной влаги на посевах эспарцета, люцерны и костра составляло 388, 240 и 395 $\text{м}^3/\text{га}$, то после 12-суточного затопления эспарцета и люцерны ее было 994 и 645 $\text{м}^3/\text{га}$, а на варианте 24-суточного затопления костра — 1250 $\text{м}^3/\text{га}$, т. е. больше на 606, 405 и 855 $\text{м}^3/\text{га}$ соответственно. Разница запасов влаги по годам составляла при данных режимах под посевами эспарцета 210, люцерны — 461, костра — 633 $\text{м}^3/\text{га}$ — в 1970 г., соответственно 935, 203 и 907 $\text{м}^3/\text{га}$ в 1971 г. и 673 и 553 $\text{м}^3/\text{га}$ — в 1972 г.

Ранневесеннее затопление отвалной зяби и посевов многолетних трав способствует созданию дополнительных запасов продуктивной влаги в почве на следующий год (табл. 4).

В среднем за годы исследований остаточные запасы влаги перед уходом в зиму на отвалной зяби, вышедшей из-под посевов однолетних культур, составляли на контроле от 335 $\text{м}^3/\text{га}$ (после подсолнечника) до 478 $\text{м}^3/\text{га}$ (после вико-овсяной смеси), тогда как после 24-суточного затопления отвалной зяби количество влаги было соответственно равно 1086 и 1361 $\text{м}^3/\text{га}$, т. е. в три раз больше.

Таблица 4

Остаточные запасы продуктивной влаги в полутораметровом слое почвогрунта перед уходом в зиму, м³/га (1970—1972 гг.)

Культура	Без затопления (К)	Режим затопления, сутки				
		3	6	12	18	24
Подсолнечник	335	389	661	712	1100	1086
Кукуруза	450	553	728	914	1200	1354
Овес+вика	478	648	804	919	1190	1361
Эспарцет	380	285	522	779	1249	1362
Люцерна	407	583	851	1092	1164	1105
Остер	502	303	739	1089	1337	1348
Житняк	633	746	1035	1307	1538	1654
Овсяница	465	622	984	1357	1691	1890

При оптимальном режиме затопления многолетних бобовых и злаковых культур в течение 12 суток, при котором получены максимальные сборы урожая, остаточные запасы влаги составляли на посевах эспарцета 779, люцерны — 1092, житняка — 1307, овсяницы — 1357 м³/га. На контрольных вариантах соответственно — 380, 407, 633 и 465 м³/га. На посевах костра после 24 суток затопления — 1348 и 502 м³/га (на контроле). Такая закономерность получена нами во все годы исследований.

Общий расход продуктивной влаги за вегетационный период в зависимости от режима затопления и использования лиманов под различные культуры был неодинаковым (табл. 5). Это говорит

Таблица 5

Расход продуктивной влаги культурами за вегетационный период из полутораметрового слоя почвогрунта в зависимости от режима затопления лиманов, м³/га (1970—1972 гг.)

Культура	Без затопления (К)	Режим затопления, сутки				
		3	6	12	18	24
Подсолнечник	692	850	1121	1324	1483	1620
Кукуруза	539	593	657	864	903	1063
Овес+вика	568	631	837	1005	1076	1275
Эспарцет	586	678	963	1234	1629	1846
Люцерна	734	954	1331	1656	1757	1526
Остер	599	636	779	1350	1574	1556
Житняк	567	898	1067	1229	1029	1219
Овсяница	408	465	852	1081	1141	1151

о том, что разные культуры имеют определенные физиологические и биологические особенности, резко отличающиеся друг от друга.

Расход почвенной влаги возрастал по сравнению с расходом ее на богаре в два-три раза.

Расчет влагообеспеченности культур на богаре и в лимане с оптимальной продолжительностью затопления показал, что этот показатель в условиях богары значительно ниже, чем в лиманах.

В среднем за годы исследований расход влаги на богаре за счет запасов ее в почвогрунте составлял под различными культурами от 21 до 35%, тогда как в лимане при оптимальной продолжительности затопления — от 31 до 54%.

В 1971 г. для получения урожая кукурузы в 297 ц с 1 га при 24-суточном затоплении отвальной зяби суммарное водопотребление составляло 3056 м³/га; тогда как на богарном варианте при урожае 229 ц с 1 га оно равнялось 2513 м³/га. При этом из запасов почвы после 24-суточного затопления было израсходовано 37% влаги, а на контрольном варианте только 24% от суммарного водопотребления. Подсолнечник, эспарцет, люцерна и костер из запасов почвы в этом году использовали на контрольных вариантах соответственно 26, 25, 28 и 20% влаги, а на вариантах, где был получен наибольший урожай этих культур, от 45 до 50% влаги от суммарного водопотребления.

При низких запасах продуктивной влаги в почвогрунте в начале вегетации потребление ее растениями идет в основном за счет атмосферных осадков. Так, в 1972 г. остаточные запасы продуктивной влаги были очень малыми. В полутораметровом слое почвогрунта в посевах под многолетними травами на богаре в начале вегетации было 528 м³/га. Люцерна и костер за вегетацию использовали всю влагу на богаре из почвы и эффективные осадки: люцерна использовала за два укоса 1096 м³/га, костер — 1147 м³/га. Доля участия почвенной влаги в водопотреблении составила у люцерны 34%, у костра 31% от суммарного водопотребления 1674 м³/га и 1679 м³/га. Несмотря на большое количество осадков, выпавших в течение вегетационного периода 1972 г., в лимане после 12-суточного затопления люцерна использовала влаги из полутораметрового слоя почвогрунта 1869 м³/га, что составило 63% от суммарного водопотребления (2965 м³/га), а костер после 18-суточного затопления использовал 59,8% влаги из почвы (1677 м³/га) (табл. 6).

Норма лиманного орошения определена как разность между предельной полевой влажностью слоя почвы активного водопотребления и имеющимся запасом влаги в этом слое перед затоплением, плюс потери воды на испарение и просачивание в более глубокие слои почвы за период от окончания затопления до начала вегетации многолетних трав или до посева однолетних культур, минус осадки за этот же период. Для выщелоченных черноземов Приобской лесостепи норма лиманного орошения для полутораметрового слоя почвогрунта составляет 2200—2500 м³/га.

Таблица 6

Структура водопотребления культур на богаре и в лимане
с оптимальными режимами затопления (1970—1972 гг.)

Культура	Расход влаги							
	на богаре за счет				на лимане за счет			
	запасов из почвы		эффективных атмосферных осадков		запасов из почвы		эффективных атмосферных осадков	
	м³/га	%	м³/га	%	м³/га	%	м³/га	%
Подсолнечник	692	25	2057	75	1620	44	2057	56
Кукуруза	539	21	2047	79	1063	31	2057	69
Эвс+вика	568	32	1187	68	1275	52	1187	48
Эспарцет	586	22	2122	78	1234	37	2122	63
Люцерна	734	26	2050	74	1656	45	2050	55
Костер	599	23	2050	77	1574	43	2050	57
Житняк	567	35	1059	65	1229	54	1059	46
Овсяница	408	28	1059	76	1081	51	1059	49

Наши исследования показали, что режим затопления оказывает существенное влияние на рост и развитие многолетних трав, находящихся под затоплением в период снеготаяния, а также на однолетних культуры, посев которых проводился после впитывания талых вод в почву.

Анализ прироста зеленой массы многолетних трав свидетельствует о том, что в фазу выхода в трубку у злаков и образования стебля у бобовых, как правило, прирост был выше на контрольных вариантах, чем на затопляемых участках в течение 24 суток, а у люцерны и овсяницы он был ниже и после 12-суточного затопления. Начиная с фазы полного колошения и полной бутонизации, прирост массы после 12 суток затопления всегда был выше, чем на контроле. Эта закономерность сохранялась на протяжении всех лет исследований. Исключением является костер безостый. Даже при затоплении в течение 18 и 24 суток прирост массы во все фазы развития был всегда выше, чем на контроле. Это связано с тем, что костер возобновлял вегетацию, находясь под затоплением.

Данные о урожае исследуемых культур показали, что урожай однолетних культур зависит от величины оросительной нормы, а многолетних трав — от продолжительности затопления их талыми водами.

Наибольший урожай однолетних культур был получен в лиманах, затопляемых в течение 18—24 суток. Оптимальная продолжительность затопления многолетних трав для условий Приобской лесостепи составляет для эспарцета и люцерны второго и третьего года жизни от 12 до 18 суток, четвертого года жизни — до 12 суток.

Максимальный урожай донника, житняка и овсяницы был получен во все годы жизни после 12-суточного затопления. Костер безостый хорошо выносил затопление в течение 18—24 суток и давал наибольший урожай (табл. 7).

Таблица 7

Урожай культур в зависимости от режима затопления лиманов весной, ц/га (1969—1972 гг.)

Культура	Без затопления (К)	Режим затопления, сутки				
		3	6	12	18	24
Подсолнечник	402	427	505	546	571	610
Кукуруза	257	304	326	326	406	410
Овес+вика	25,9	29,5	31,5	35,2	40,2	42,1
Просо кормовое	29,4	29,5	32,1	37,8	39,3	41,2
Эспарцет*	29,4	39,7	45,1	51,9	33,2	36,0
Люцерна*	36,9	40,1	47,9	56,1	47,8	47,0
Донник	20,7	27,4	29,8	35,4	28,7	28,1
Костер*	29,2	34,7	37,7	45,5	53,6	51,9
Житняк	18,9	20,8	25,3	29,5	22,7	18,4
Овсяница	15,9	16,9	18,5	21,5	17,7	18,5

*Данные за два укоса.

Дополнительные запасы продуктивной влаги в почве в период весеннего затопления позволяют получать полноценные урожаи многолетних трав второго укоса (табл. 8).

Таблица 8

Влияние режимов затопления лиманов на формирование урожая второго укоса сена многолетних трав, ц/га (1970—1972 гг.)

Культура	Без затопления (К)	Режим затопления, сутки				
		3	6	12	18	24
Эспарцет	6,8	9,7*	10,7	13,4	8,1	8,2*
Люцерна	8,3	9,6*	12,5	14,7	13,1	14,8*
Костер*	4,6	6,6	6,8	7,7	9,5	10,2

* Данные за два года.

Лучшее развитие трав после первого скашивания наблюдалось на вариантах, где был выдержан оптимальный режим затопления весной.

Анализ данных по выходу сухого вещества показал, что с увеличением продолжительности затопления культур и содержания доступной влаги в почве перед укосом процент выхода сухого вещества закономерно уменьшается. Тем не менее выход сухого вещества в пересчете с 1 га на затопляемых участках всегда был выше, чем на контроле, за счет повышения урожайности культур.

Лиманное орошение особенно эффективно в сочетании с минеральными удобрениями. В среднем за два года прибавка урожая от применения удобрений на контрольных вариантах (без затопления) у подсолнечника составила 58 ц с 1 га (17%), а после 12-суточного затопления — 103 ц (23%).

Прибавка урожая сена многолетних трав от применения *НРК* без затопления составила у эспарцета 2,4 ц с 1 га, люцерны — 5,4, донника — 2,0, костра — 4,5, житняка — 3,2, овсяницы — 1,7 ц с 1 га, а после 12-суточного затопления соответственно 7,7; 13,2; 7,4; 9,8; 9,4; 3,4 ц с 1 га.

Благодаря сочетанию минеральных удобрений с оптимальным увлажнением почвы прибавки урожая различных культур были в два—четыре раза выше, чем на удобренном незатапливаемом контрольном варианте (табл. 9).

Таблица 9

Урожай и прибавки урожая культур при внесении минеральных удобрений на богаре и в лимане (1970—1971 гг.)

Культура	Урожай, ц/га				Прибавка от <i>НРК</i>			
	без удобрений (контроль) <i>N₄₅P₄₅K₄₅</i>				на богаре		12-сут. ре- жим затопл.	
	на богаре (К)	12-суточное затопление	на богаре (К)	12-суточное затопление	на богаре		12-сут. ре- жим затопл.	
					ц/га	%	ц/га	%
Подсолнечник	339	411	397	514	58	17	103	23
Эспарцет	22,3	33,3	24,7	41,0	2,4	11	7,7	23
Люцерна	25,1	33,6	30,5	46,8	5,4	21	13,2	39
Донник	18,7	28,2	20,7	35,6	2,0	11	7,4	26
Костер	22,6	36,9	27,1	40,7	4,5	20	9,8	32
Житняк	14,1	17,8	17,3	27,2	3,2	23	9,4	53
Овсяница	14,2	18,3	15,9	21,7	1,7	12	3,4	19

В опыте 1970 г. на неудобренном фоне только от одного увеличения влаги в почве повышение урожая семян над контролем (без затопления) составило люцерны 32,1%; эспарцета — 32,6; костра — 30,8. На фоне *N₄₅P₄₅K₄₅* урожай семян трав увеличивался по сравнению с урожаем на незатапливаемом варианте от 30 до 44%.

В опыте 1972 г. по применению различных доз и сочетаний минеральных удобрений на посевах костра безостого, затопленного в лимане в течение 10 суток, урожай сена и семян составил при внесении *N₁₂₀* — 81 и 6,57 ц с 1 га, *N₆₀P₃₀* — 82,6 и 6,54 ц, по сравнению с урожаем на контроле (без удобрений) 59,9 и 3,38 ц с 1 га соответственно.

Химический анализ трав показал, что с увеличением продолжительности затопления лиманов количество протеина в зеленой массе уменьшается. Внесение удобрения *НРК* увеличивало содержание фосфора, кальция и переваримого протеина.

Сравнительная эффективность возделывания культур получена при всех режимах затопления.

Эффективность лиманного орошения определяется основными показателями: а) выходом дополнительной продукции; б) приростом чистого дохода от мелиорации, руб/га; в) коэффициентом эффективности (уровнем рентабельности, %; г) сроком окупаемости лет.

Основные экономические показатели эффективности возделывания культур при оптимальных режимах затопления представлены в табл. 10.

Таблица 10

Экономические показатели лиманного орошения
(средние данные за 1969—1972 гг.)

Культура	Себестоимость, руб/ц		Дополнительный чистый доход, руб/га	Рентабельность, %	Срок окупаемости, лет
	на богаре	на орошение			
Подсолнечник	0,25	0,20	107,9	48,4	2,0
Кукуруза	0,39	0,28	94,0	42,1	2,4
Овес + вика	1,32	0,93	42,8	19,2	5,2
Просо (сено)	1,16	1,12	30,0	13,5	7,4
Эспарцет	1,01	0,67	74,3	33,2	3,0
Люцерна	0,80	0,62	62,9	28,2	3,6
Донник	1,46	0,97	47,0	21,1	4,7
Костер	1,01	0,65	80,9	33,2	2,7
Житняк	1,56	1,16	38,8	17,4	5,4
Овсяница	1,85	1,58	15,3	6,9	14,5

Минимальная себестоимость и срок окупаемости, максимальный прирост дополнительной продукции, чистого дохода и рентабельность образуются при оптимальных режимах затопления лиманов.

Срок окупаемости капиталовложений зависит также от способа использования земель лиманного орошения. Лиманы, занятые посевами кукурузы и подсолнечника, окупаются за два-три года, занятые посевами вико-овсяной смеси и кормового проса — за пять—семь лет, многолетних трав — за период от трех до пяти лет при капитальных вложениях на строительство 1 га лиманного орошения 220 руб.

Выводы

1. Природно-климатические условия Приобской зоны Алтайского края оказывают благоприятные условия на формирование местного стока. Это позволяет использовать сток талых вод для лиманного орошения, что помогает решению одновременно нескольких задач — получению дополнительного количества кормов, уменьшению действия водной эрозии на склоновых землях и тем самым приумножению плодородия почвы за счет коренного улучшения ее водного режима.

2. В зависимости от режимов затопления лиманов увеличиваются запасы продуктивной влаги в почвогрунте за счет глубокого промачивания на 1300—2500 м³/га по сравнению с богарой. Для насыщения полутораметрового слоя почвогрунта влагой до величины предельной полевой влагоемкости (4000 м³/га) достаточно держать лиманы под затоплением 12—18 суток.

3. В условиях Приобской зоны оптимальный режим затопления многолетних трав в лиманах составляет для эспарцета и люцерны второго и третьего годов жизни от 12 до 18 суток, четвертого года жизни — до 12 суток; для донника, житняка и овсяницы во все годы жизни — до 12 суток; для костра безостого — от 18 до 24 суток во все годы жизни.

4. Урожай культур находится в зависимости от режима затопления лиманов. Максимальные урожаи подсолнечника (610 ц/га) и кукурузы на силос (410 ц/га), вико-овсяной смеси и проса кормового на сено (42,1 и 41,2 ц/га), костра безостого на сено (51,6 ц/га) получены при режиме затопления 18 и 24 суток. Прибавки урожая по сравнению с контролем соответственно составили: 51,5; 59,4; 40,2; 83,6%. Наивысшие урожаи сена эспарцета, люцерны, донника, житняка и овсяницы получены при 12-суточном затоплении: 51,9 56,1; 35,4; 29,5; 21,5 ц/га соответственно. Прибавки урожая по сравнению с контролем соответственно составили: 76,5; 52,1; 71,1; 56,1 и 35,3%.

5. Внесение минеральных удобрений в сочетании с оптимальным режимом затопления не только повышает урожай культур с гектара на 18,6—52,8%, но и увеличивает содержание в растениях перекормимого протеина, фосфора и кальция.

6. Показатели, определяющие эффективность лиманного орошения при оптимальных режимах затопления и интенсивном использовании удобрений, выражаются такими величинами: чистый доход от 15 до 108 руб. с 1 га; себестоимость продукции снижается по сравнению с контролем на 14,5—33%; срок окупаемости капитальных затрат (за исключением житняка и овсяницы) три-четыре года.

7. Склоновые лиманы в Приобской зоне необходимо использовать в первую очередь под посевы наиболее продуктивных культур: подсолнечника и кукурузы на силос; из многолетних трав рекомендуется высевать костер безостый, люцерну и эспарцет.

РЕЖИМ ОРОШЕНИЯ ОСНОВНЫХ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ КУЛЬТУР В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ВОДНО-ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ КАШТАНОВЫХ ПОЧВ КУЛУНДИНСКОЙ СТЕПИ

Орошение в Западно-Кулундинской зоне Алтайского края и прилегающих районах Павлодарской области позволяет получать урожаи зерна яровой пшеницы 32—34 ц, зеленой массы кукурузы 450—560 ц и сена люцерны 70—80 ц с га.

Без орошения влагообеспеченность этих культур по годам составляет соответственно 30—70, 30—80 и 38—50% от потребной. Из-за недостаточной влагообеспеченности недобор зерна яровой пшеницы только по шести административным районам Западной Кулунды составляет от 4 до 8 млн. ц в год.

В этих условиях полная влагообеспеченность растений возможна при регулярном орошении, которое здесь должно стать одним из главных условий интенсификации сельскохозяйственного производства.

Эффективность регулярного орошения видна из данных отдела орошаемого земледелия Кулундинской сельскохозяйственной опытной станции (табл. 1).

Из данных табл. 1 видно, что в Западно-Кулундинской зоне края при оптимальных режимах орошения и высокой агротехнике урожайность зерна яровой пшеницы составляет 32—34 ц, зеленой массы кукурузы 450—560 ц, сухого сена люцерны 70—80 ц с гектара.

Следовательно, продуктивность орошаемого гектара под люцерной в восемь—десять раз выше, чем на богаре, для кукурузы соответственно в четыре—шесть раз и для яровой пшеницы в четыре—пять раз.

Эффективность весеннего влагозарядкового полива, проведенного за четыре—пять дней до посева на почвах легкого механического состава, видна из данных табл. 1. В 1963 г. на полях опытной станции без полива урожай зерна яровой пшеницы был получен в размере 2,5 ц, а на полях с весенним влагозарядковым поливом — 8,5 ц с 1 га. В 1967 засушливом году — соответственно 2,3 и 7,3 ц с 1 га. Урожай зеленой массы кукурузы в 1969 г. был равен 136 ц с 1 га, а при весенней влагозарядке почвы — 280 ц/га.

Орошение в степной зоне края снижает себестоимость единицы продукции. На опытной станции себестоимость центнера зерна яровой пшеницы при орошении составила 3,4 руб., зеленой массы кукурузы 0,35 руб., сена люцерны 1,58 руб.

Таблица 1

**Урожай основных сельскохозяйственных культур
в зависимости от режима орошения**

№ п/п	Схема поливов	Год	Урожай- ность, ц/га	Прибавка, ц/га
Яровая пшеница				
1	Без полива	1963	2,96	—
2	Один влагозарядковый полив	1963	8,77	5,61
3	Три вегетационных полива	1963	25,34	22,58
4	Три вегетационных полива	1964	21,90	8,50
5	Без полива	1965	2,50	—
6	Весенняя влагозарядка	1965	8,50	6,0
7	Без полива	1967	2,30	—
8	Весенняя влагозарядка	1967	7,20	4,9
9	Весенняя влагозарядка + один вегетационный полив	1967	21,80	19,50
10	Без полива	1968	9,2	—
11	Весенняя влагозарядка + два вегетационных полива	1968	26,3	17,1
12	Весенняя влагозарядка + три вегетационных полива	1968	32,3	23,1
13	Без полива	1969	9,2	—
14	Весенняя влагозарядка + два вегетационных полива	1969	24,2	15,0
15	Весенняя влагозарядка + пять вегетационных поливов	1969	32,5	23,3
Кукуруза на силос				
1	Без полива	1967	169,0	—
2	Весенняя влагозарядка	1967	272,0	103,0
3	Один вегетационный полив	1967	252,0	83,0
4	Весенняя влагозарядка + два вегетационных полива	1967	430,0	261,0
5	Без полива	1969	136,0	—
6	Весенний влагозарядковый полив	1969	280,0	144,0
7	Весенняя влагозарядка + два вегетационных полива	1969	460,0	324,0
8	Весенняя влагозарядка + три вегетационных полива	1969	560,0	424,0
Люцерна на сено				
1	Без полива	1969	7,9	—
2	Осенний влагозарядковый полив	1969	26,9	19,0
3	Осенний влагозарядковый полив + три вегетационных полива	1969	62,3	54,4
4	Осенний влагозарядковый полив + четыре вегетационных полива	1969	78,1	70,2
5	Без полива	1970	10,1	—
6	Осенний влагозарядковый полив	1970	26,3	16,2
7	Один вегетационный полив	1970	28,9	18,8
8	Четыре вегетационных полива	1970	61,9	51,8
9	Без полива	1971	20,6	—
10	Пять вегетационных поливов	1971	72,7	52,1
11	Шесть вегетационных поливов	1971	77,0	56,4

Аналогичная эффективность участков оазисного орошения, предназначенных главным образом для возделывания кормовых культур, будет в соседней Павлодарской области и в других зонах края как с постоянным, так и с периодическим дефицитом влаги.

Несмотря на столь высокую эффективность орошения, оно пока в Кулундинской степи развито слабо: на регулярное орошение приходится около 9,0 тыс. га, на лиманное орошение 1,4 тыс. га.

РЕЖИМ ОРОШЕНИЯ ОСНОВНЫХ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ КУЛЬТУР

Под режимом орошения, или поливным режимом, сельскохозяйственных культур понимается число и сроки проведения поливов, величины поливных и оросительных норм, продолжительность поливных и межполивных периодов. Указанные параметры поливного режима устанавливаются опытным путем в соответствии с почвенно-климатическими условиями, биологическими особенностями культур и солевым режимом почв.

В процессе регулярного орошения должен устанавливаться такой поливной режим, при котором обеспечивается бесперебойное снабжение растений влагой в течение всего периода вегетации.

В условиях Кулундинской степи и особенно в годы, когда осенне-зимних осадков недостаточно для насыщения метрового слоя почвы влагой до предельной полевой влагоемкости (водоудерживающей способности), надо проводить весенние или осенние влагозарядковые поливы. Осенние влагозарядковые поливы следует проводить для культур более ранних сроков сева (для люцерны — отрастание) и на почвах среднего и тяжелого механического состава, а весенние — для культур более поздних сроков сева, а также на почвах легкого механического состава как для культур ранних, так и более поздних сроков сева.

Опытами и практикой хозяйств Кулундинской степи установлено, что один влагозарядковый полив не обеспечивает получение высоких урожаев сельскохозяйственных культур. Поэтому наряду с влагозарядкой следует проводить вегетационные поливы. Так, например, в 1970 г. на опытных участках станции при влагозарядковом и трех вегетационных поливах был получен урожай зеленой массы кукурузы в размере 560 ц с 1 га, урожай зерна яровой пшеницы в 1972 г. при влагозарядке и трех вегетационных поливах — 37,7 ц/га. Поливы нужно проводить тогда, когда растения проявляют наибольшую чувствительность к недостатку влаги в почве.

Фуражная люцерна. Опытами установлено, что в данных почвенно-климатических условиях осенняя или ранневесенняя влагозарядка оказывает положительное влияние на посевы фуражной люцерны, которая без вегетационных поливов обеспечивает прибавку урожая сена 16—19 ц/га. Несколько меньшие прибавки в пределах 3,3—6,2 ц/га получал И. Н. Шабалин от осеннего вла-

гозарядкового полива нормой 1500 м³/га в 1954—1955 гг. (г. Новосибирск, 1969 г.). Ранневесенней влагозарядки данный исследователь совсем не применял.

Урожай сена люцерны можно повысить, увеличивая число вегетационных поливов. Рациональным считается проведение наряду с осенним или ранневесенним влагозарядковым поливом трех-четырех вегетационных поливов. Фуражная люцерна в природно-климатических условиях Кулундинской степи на поливе дает два полноценных укоса, поэтому поливы распределяются следующим образом: на первый укос при влагозарядке дается один полив, затем проводится послеукосный полив грузной нормой, не превышающей, однако, 1000—1100 м³/га, а через 15—18 дней фуражную люцерну снова поливают, при отсутствии дождей — даже дважды с таким же интервалом. Таким образом, на первый укос расходуется вода влагозарядкового и одного вегетационного полива, на второй укос — послеукосный и один-два вегетационных. Увеличение поливов сверх перечисленных незначительно повышает урожай и экономически не оправдывается. Люцерна на поливе сохраняет свою высокую продуктивность при надлежащем уходе довольно длительное время. Так, люцерна на станции 7-8 лет пользования почти не снизила свою продуктивность. По литературным данным на Валуйской опытной станции люцерна в течение 15 лет обеспечивала высокую продуктивность, за рубежом имеется опыт 30—35-летнего использования люцерны без посева.

Уход за орошаемой люцерной в наших условиях несложный. Он заключается в ранневесеннем и послеукосном рыхлении на 10—12 см, во внесении фосфорных удобрений ранней весной и после укоса перед каждым рыхлением (50—60 кг в действующем веществе). Второй укос на сено должен производиться за три-четыре недели до конца вегетационного периода, отросшую отаву не рекомендуется ни скашивать, ни стравливать.

Систематическое ранневесеннее и послеукосное рыхление лущильниками, особенно бороной игольчатой БИГ-3, благоприятно отражается на сеной продуктивности люцерны. Увеличивается число стеблей на одном растении до 60—80 штук и более, стебли получаются тоньше, сено мягче, значительно повышается ее поедаемость. Из всех трав люцерна дает наивысший урожай, питательная ценность ее далеко превосходит другие травы. Высокие урожаи при орошении могут служить для приготовления высококачественной люцерновой муки, а также лучшим бобовым компонентом при устройстве орошаемых долгодетных культурных пастбищ.

Проведенными исследованиями выявлено, что расход воды на тонну фуражной люцерны сравнительно не высок в условиях оазисного орошения Кулундинской степи и не превышает количества воды, расходуемой в районах, где орошение применяется издавна.

За все годы исследований у неполивной люцерны продуктивная влага в метровом слое имела лишь в начале вегетации. Накопление ее происходило за счет осенне-зимних осадков. В период вегетации запасы ее быстро снижались, достигая мертвого запаса, и не поднимались за счет естественного увлажнения до конца вегетации. Осенне-зимние запасы влаги смогли обеспечить урожай сена в первом укосе на уровне 8,7—10,3 ц/га, второго укоса неполиваемая люцерна не давала.

Осенний или ранневесенний влагозарядковый полив обеспечивал лучший водный режим, поэтому урожай люцерны первого укоса значительно выше, чем на неорошаемой площади. Но на второй укос влагозарядка почти не повлияла. Без вегетационных поливов второй укос также имел низкую урожайность.

Наивысшая продуктивность поливного гектара люцерны получается при четырех-пяти вегетационных поливах на фоне осенней или ранневесенней влагозарядки.

Кукуруза по праву завоевала название основной кормовой культуры Кулундинской степи. Она ежегодно занимает 220—240 тыс. га. Поэтому очень важно всемерное повышение ее урожайности при одновременном резком снижении затрат на центнер получаемой продукции. При создании оптимального водного режима предпосевными и вегетационными поливами урожай зеленой массы обеспечивается в 500—560 ц/га и превышает валовой сбор с такой же площади богары в 4,5—5,5 раза. Это подтверждается многолетними опытными данными, а также урожаями на орошаемых участках окружающих колхозов и совхозов.

Режим орошения кукурузы изучался при двух способах полива — дождеванием (ДДА-100М) и по бороздам.

Предпосевной или послепосевной полив проводится с нормой 500—700 м³/га, что позволяет получить дружные и равномерные всходы, обеспечить растения кукурузы влагой в первый период жизни, отодвинуть срок проведения вегетационных поливов и в итоге получить прибавку урожая в природно-климатических условиях Кулундинской степи в размере 103—144 ц/га, т. е. практически удвоить урожай зеленой массы кукурузы.

Для поддержания оптимальной влажности корнеобитаемого слоя почвы в размере 65—100% от предельной полевой влагоемкости в первый период развития кукурузы и 75—100% в последующий, а также для обеспечения получения урожая зеленой массы кукурузы в размере 500—560 ц/га необходимо на фоне влагозарядки проводить не менее трех-четырех поливов с оросительной нормой 2000—3100 м³/га и суммарно расходовать 4000—4400 м³/га воды. Это водопотребление обеспечивается за счет осадков вегетационного периода на 25—30%, за счет запасов воды в почве на 15—20% и на 50—60% от оросительной воды. Рациональным счи-

тается проведение вегетационных поливов, начинающихся со времени образования первого узла, и повторение их через 12—15 дней. Заканчивать полив следует в конце цветения нитей початков.

Осуществляя рекомендованный станцией режим орошения, совхоз «Ключевской» получил в 1970 г. по 400 ц/га зеленой массы кукурузы на производственных площадях. Высокие урожаи зеленой массы кукурузы получают и другие хозяйства степи, размещая ее на орошаемых участках.

Яровую пшеницу в Кулунде, в условиях малого размера орошаемых площадей, предполагается выращивать пока только на семена. Возделывание пшеницы на орошении позволяет гарантированно получать ежегодно высокие урожаи зерна в размере 25—30 ц/га и выше.

Полив пшеницы в Кулунде можно проводить напуском по лосам и дождеванием.

Отдел орошаемого земледелия Кулундинской сельскохозяйственной опытной станции с 1963 г. проводит исследования по разработке режима орошения яровой пшеницы. Изучалось влияние осенних и весенних влагозарядковых поливов, влияние вегетационных поливов, назначаемых по фазам развития пшеницы и по порогам влажности почвы. Опыты проводились в разные по влагообеспеченности годы.

Исследования показали, что осенняя влагозарядка почвы, как правило, не дает прибавки урожая. Весенняя влагозарядка, как самостоятельный прием, дает некоторую прибавку урожая. Так, в среднем за пять лет (1968—1972 гг.) прибавка составила 1,5 ц/га. В годы засушливой весны прибавка может достигать 3—5 ц/га.

Вегетационные поливы в сухие годы увеличивают урожай от трех до пяти раз, во влажные — в полтора-два раза. Наиболее эффективным оказалось назначение вегетационных поливов в зависимости от влажности почвы. Поливы, назначаемые по фазам развития пшеницы, в условиях неравномерного выпадения осадков по годам менее эффективны. Так, в среднем за два года (1968—1969 гг.) при проведении поливов по фазам развития пшеницы (кущение, колошение) получен урожай яровой пшеницы «Саратовская 29» — 19,8 ц/га, а при проведении поливов по влажности почвы — 27,0 ц/га с поддержанием предполивной влажности на уровне 55—65% от ППВ и 32,4 ц/га с поддержанием влажности 65—75% от ППВ. Урожай пшеницы на богаре в опытах с соблюдением всех агротехнических приемов, кроме полива, составил 9,8 ц/га, а в производственных условиях — 5,8 ц/га.

Оптимальным на легких каштановых почвах Западной Кулунды является следующий режим орошения: на фоне высокого увлажнения почвы (естественного — за счет осенне-зимних осадков или искусственного — за счет весеннего влагозарядкового или предпосевного полива) проводятся вегетационные поливы, поддерживающие

влажность корнеобитаемого слоя почвогрунта на уровне 65—100% ППВ и повышающие нижний порог предполивной влажности почвы до 70—75% в период колошения. Поливы прекращаются в период налива зерен. Весенняя влагозарядка почвы проводится при предпосевной влажности почвы ниже 80% ППВ.

Урожай яровой пшеницы «Саратовская 29» в среднем за пять лет при оптимальном режиме орошения составил 31,9 ц/га, что превышает урожай богарной пшеницы на 18,7 ц/га.

Урожаи получены при поливе напуском по полосам. Урожай при поливе дождеванием в наших опытах в среднем за пять лет ниже на 16%, чем при поливе напуском по полосам. Кроме того, себестоимость пшеницы при поливе дождеванием на 25—30% выше, чем при поливе напуском по полосам за счет более высокой стоимости полива дождеванием и меньшей прибавки урожая от проведенных поливов (полив дождеванием в опытах проводился дождевальным агрегатом ДДА-100МА).

В хозяйствах способ полива яровой пшеницы должен выбираться в зависимости от организационных возможностей хозяйства и рельефа орошаемого участка.

Агротехника возделывания пшеницы на орошении имеет свои особенности. Она включает в себя следующие элементы: обработка почвы основная и предпосевная, планировка участка, нарезка и выравнивание оросительной сети, поливы влагозарядковые и вегетационные, система удобрений и борьба с сорняками. Нормы высева 4—4,500 млн. всхожих зерен на 1 га. Посев проводится в ранние сроки. Проведенные на Кулундинской сельскохозяйственной опытной станции 4-летние опыты, определяющие оптимальные сроки сева яровой пшеницы «Саратовская 29» в условиях орошения показали, что лучшим является посев 10 мая (изучались сроки посева 10 мая, 20 мая, 1 июня, 10 июня).

В процесс ухода за посевами яровой пшеницы при возделывании ее на орошении входят следующие работы: 1) поддержание поля в чистом от сорняков состоянии; 2) уничтожение почвенной корки в начальный период ее развития; 3) подготовка и проведение вегетационных поливов.

Уборку урожая яровой пшеницы надо производить отдельным способом, так как на орошаемом массиве всегда наблюдается некоторая неравномерность созревания растений и часто — значительное развитие сорняков.

Количество вегетационных поливов за период вегетации в сухие годы равно четыре — шесть, во влажные — один — три в зависимости от количества и периодичности выпадения осадков. Если дожди отсутствуют, то межполивной период для яровой пшеницы составляет 10—12 дней в начале развития пшеницы и 8—10 дней в период после колошения.

В опытах при оптимальном режиме орошения сложились следующие поливные режимы и водопотребление (табл. 2).

Таблица 2

Поливные режимы и водопотребление на опытном участке

Год	Количество осадков за период вегетации, мм	Количество поливов		Оросительная норма, м ³ /га	Водопотребление		Урожай пшеницы, ц/га
		влагозарядка	вегетационное		суммарное, м ³ /га	удельное, м ³ /га	
1968	46	—	4	2980	4170	122	34,2
1969	55	1	6	3420	3915	120	32,5
1970	91	—	5	3025	4080	162	25,2
1971	170	—	4	1980	3979	134	29,7
1972	182	—	3	1780	4056	108	37,7
Среднее за 5 лет	109	—	4,4	2637	4060	129	31,9

Наблюдения за водным режимом почвы показали, что количество влаги в ней весной быстро уменьшается. В вариантах с одной влагозарядкой и на контроле уже к середине — концу июня количество влаги было одинаковым, затем снижалось к началу июля до уровня мертвого запаса. Отсюда ясно, что благоприятный водный режим на легких почвах Кулунды может быть создан только за счет регулярных вегетационных поливов.

Водопотребление в условиях орошения при оптимальном режиме увлажнения за счет осадков вегетационного периода и запасов воды в почве обеспечивалось в среднем за пять лет на 37%, за счет оросительной воды — на 63%.

Качество зерна при орошении не ухудшалось, общая хлебопекарная оценка образцов пшеницы сорта «Саратовская 29» составила 4,2 балла как при поливе, так и на богаре. При орошении возрастает абсолютный вес зерна до 42—43 г и его натура, что может обеспечить высокие посевные качества выращиваемого семенного зерна.

Таким образом, урожай зерна яровой пшеницы в размере 30—35 ц/га обеспечивается при сочетании влагозарядки почвы (естественной или искусственной) с вегетационными поливами.

Удобрения при орошении

Система удобрений основных сельскохозяйственных культур при орошении в условиях Кулунды к настоящему времени разработана полностью, поскольку само орошение здесь началось сравнительно недавно. Поэтому дозы, сроки и способы внесения удобрений под орошаемые сельскохозяйственные культуры приводятся на основе имеющегося опыта и практики в зонах, более близких по

природным условиям к Кулунде, с учетом имеющейся обеспеченности почв подвижными формами фосфора и калия.

На орошаемых землях более активно проходят биологические процессы в почве, особенно при возделывании пропашных культур, что приводит к мобилизации питательных веществ и одновременно к быстрой потере органических веществ, а также к ухудшению водно-физических свойств почвы. Поэтому орошение без внесения органических веществ вызывает смывание почвы, в результате чего затрудняется внесение воды в почву в объеме, соответствующем потребной поливной норме.

В условиях орошения особенно эффективны азотные удобрения, они обеспечивают более высокую прибавку урожая, чем фосфорные. Так как фосфор и калий поглощаются почвой и являются малоподвижными, то их дозы внесения устанавливаются по имеющемуся дефициту, т. е. по разности между потребным выносом и наличным содержанием их в почве в подвижных формах с учетом коэффициентов использования. По обеспеченности почв подвижным калием большую площадь (79,2%) занимают земли шестого класса, а подвижным фосфором — четвертого и пятого классов (38,8 и 35,4%). Среднее содержание подвижных форм фосфора и калия в почвах Кулундинской зоны в зависимости от класса обеспеченности земель составляет для первого класса — фосфора 2, калия 2 второго — соответственно 5 и 4; третьего — 11 и 8; четвертого — 18 и 14; пятого — 24 и 21; шестого — 28 и 25 (кг/га).

Коэффициент использования питательных веществ калия равен 0,97, фосфора — 0,28—0,30. Средние дозы внесения азота под основные культуры, возделываемые на каштановых почвах, устанавливаются по опытным и производственным данным.

Орошение резко повышает эффект, если в корнеобитаемых слоях почвы имеется достаточное количество питательных веществ в легкодоступных формах. «Мы считаем, — указывал академик В. Р. Вильямс, — два элемента плодородия почвы — это вода и элементы пищи растений. Оба элемента — вода и пища — безусловно необходимы растениям, ни один из них не может быть заменен ничем другим, как не могут они взаимно заменять друг друга, а отсюда вытекает их качественная равнозначимость. Во все время развития растений оба элемента плодородия почвы должны быть в распоряжении растения непрерывно, и в максимальном необходимом растению количестве».

Так как оросительная вода, поступая в почву, растворяет питательные вещества, которые поглощаются корневой системой и используются для роста и развития растений, то в результате этого на орошаемых землях вынос питательных веществ урожаем бывает значительно больше, чем на богарных.

Следовательно, основными условиями получения высоких урожаев сельскохозяйственных культур на участках оазисного ороше-

ния и продуктивного использования оросительной воды является своевременное проведение поливов и применение органических и минеральных удобрений.

Яровая пшеница на орошаемых землях дает высокие урожаи при условии, если в корнеобитаемом слое почвы в достаточном количестве находятся питательные вещества в легкодоступных формах.

На получение 1 ц зерна яровой пшеницы расходуется 3—5 кг азота, 1,0—1,5 кг фосфора и 2—4 кг калия.

При получении урожая зерна яровой пшеницы в размере 30—35 ц с 1 га вынос питательных веществ из почвы следующий: азота 100—150 кг, фосфора — 30—50 кг, калия 60—120 кг. Ежегодный дефицит питательных веществ в почве на землях первого, второго и третьего классов обеспеченности для фосфора составляет 25—35 кг, калия — 55—110 кг; на землях четвертого, пятого классов — соответственно 20—35 и 55—110 кг. С учетом коэффициентов использования питательных веществ удобрений средняя доза внесения фосфора на землях первого, второго и третьего классов обеспеченности должна быть равна 90—140 кг, калия 60—110 кг; на землях четвертого, пятого и шестого классов — соответственно 70—100 и 60—100 кг.

Указанные дозы удобрения следует вносить в следующие сроки: калийные удобрения — под вспашку, фосфорные — 20 кг при посеве и остальную (большую) часть под вспашку, азотные — $\frac{1}{2}$ дозы под предпосевную культивацию, $\frac{1}{4}$ — в первую подкормку в период кущения растений и $\frac{1}{4}$ — во вторую подкормку в начале колошения.

При подкормках азотные удобрения вносятся с поливной водой дождевальными машинами, на которых установлены смесители-подкормщики, или путем растворения удобрений в поливной воде, душей по выводной борозде (продольная схема расположения ременной оросительной сети) или по временному оросителю (поперечная схема расположения временной оросительной сети) при орошении напуском по полосам.

Фуражная люцерна. В получении высоких урожаев сена люцерны на участках оазисного орошения, кроме необходимого режима орошения, важное значение имеет система минерального питания.

При посеве люцерны под покров или в чистом виде под вспашку следует вносить на гектар навоза по 35—40 т, фосфора по 60 кг, азота — по 20 кг, калия — по 30 кг (если почва не засолена). При посеве вносится гранулированный суперфосфат в количестве 30—40 кг/га. В первый год посева люцерны под покров подкормка минеральными удобрениями проводится по схеме покровной культуры. После уборки покровной культуры и в последующие годы жизни люцерны весной и после каждого укоса, то есть перед обработкой люцерны боронами ЗИГ-ЗАГ в два следа, дисковыми лучильниками или боронами игольчатой БИГ-3, проводится подкормка по-

сегов люцерны с внесением фосфорных удобрений по 30—40 кг и калийных (если почва не засолена) по 20—30 кг действующего вещества на гектар. В первый год жизни люцерны (после уборки покровной культуры) вносится азот в количестве 20 кг/га.

Кукуруза. Многолетними опытами установлено, что на образование 100 ц зеленой массы кукурузы из корнеобитаемого слоя почвы выносятся в среднем 25 кг азота, 8 кг фосфора и 20 кг калия.

При урожае зеленой массы кукурузы 500—600 ц с 1 га вынос азота из почвы составляет 125 кг с 1 га, фосфора — 40—50 кг и калия — 100—200 кг. Следовательно, ежегодный дефицит питательных веществ в почве на землях первого класса обеспеченности составляет по фосфору 38—48 кг, по калию 98—118 кг; второго — соответственно 35—45 и 86—116; третьего — 29—39 и 92—12; четвертого — 22—32 и 86—106; пятого — 16—26 и 79—99 и шестого — 12—22 и 75—95. Поэтому с учетом коэффициентов использования питательных веществ удобрений средняя доза внесения фосфора на землях первого класса обеспеченности должна быть равна 140—170 кг/га, калия — 100—120 кг/га; второго — соответственно 125—160 и 100—120; третьего — 100—140 и 95—115; четвертого — 80—115 и 90—110; пятого — 60—110; шестого — 40—72 и 75—100.

По рекомендациям Министерства сельского хозяйства Союза ССР средняя доза азота под поливную кукурузу на каштановых почвах должна быть равна 120—150 кг. В азоте кукуруза нуждается в течение всего периода вегетации.

В усиленном питании фосфором кукуруза нуждается во время всходов, перед началом и в период цветения. Потребность в калии проявляется до начала цветения. Для удовлетворения потребности кукурузы в питательных веществах в течение всего периода вегетации установленные дозы удобрений следует вносить в сроки: под вспашку 35—40 т/га навоза; $\frac{2}{3}$ годовой дозы фосфора и всю дозу калия. Оставшуюся часть фосфора вносить под предпосевную культивацию или в рядки (гнезда) при посеве, а также в виде подкормки. Азотные удобрения следует вносить в зависимости от их вида и потребности влагозарядкового полива. Опытом установлено, что при поливной норме 1500 м³/га нитраты передвигаются на глубину 150—200 см. Поэтому, если будет проводиться влагозарядковый полив, предназначенный для насыщения влагой слоя почвы в 1,5 м и более, азотные удобрения следует вносить: $\frac{1}{2}$ дозы под предпосевную культивацию, $\frac{1}{4}$ в первую подкормку в период образования четырех-пяти листьев, $\frac{1}{4}$ — во вторую подкормку за 10—14 дней до выбрасывания метелок.

При возделывании кукурузы без глубокой влагозарядки почвы или на фоне предпосевного полива с глубиной промачивания 60—70 см под вспашку вносится $\frac{1}{2}$ дозы сульфата аммония, под предпосевную культивацию — 25% и в подкормку, проводимую за 10—

12 дней до выбрасывания метелок, — 25%. На землях четвертого и шестого классов обеспеченности можно всю половинную дозу сульфат аммония вносить под предпосевную культивацию.

Во время проведения подкормок азотные удобрения вносятся в почву с поливной водой с помощью дождевальных машин, имеющих смеситель-подкормщик, или путем растворения их в поливной воде при поливе по бороздам.

Обеспеченность почв питательными веществами устанавливается на основе агрохимических картограмм, а потребность культур — по выносу питательных веществ из почвы урожаем.

При внесении потребного количества удобрений на 25—35% снижается расход оросительной воды на единицу урожая, т. е. вода используется более продуктивно.

В ближайшие годы будут построены крупные ирригационные системы с забором воды из р. Оби. Научные разработки позволят продуктивно использовать оросительную воду и получать устойчивые высокие урожаи всех сельскохозяйственных культур.

Н. Б. БАРЫШНИКОВ (ЛГМИ)

МЕТОДИКА РАСЧЕТА ПРОПУСКНОЙ СПОСОБНОСТИ РУСЕЛ С ПОЙМАМИ

Автором [2] обобщены многочисленные исследования по расчету пропускной способности русел с поймами. Их можно подразделить на две группы. К первой — относятся методики [6, 7, 13 и др.], основанные на введении поправочных коэффициентов, учитывающих эффект взаимодействия руслового и пойменного потоков, в формулу, полученную для равномерного режима движения потока, т. е.

$$Q = k_p Q_p + k_n Q_n, \quad (1)$$

где k_p и k_n — коэффициенты, учитывающие кинематический эффект взаимодействия потоков.

Многочисленные эмпирические формулы [6, 7, 9 и др.] основаны на экспериментальных данных и мало приемлемы к натурным условиям. К тому же ни в одной из формул для расчета значений k не учитывается тип взаимодействия потоков.

Вторая группа формул основана на уравнениях движения и неразрывности в применении их к потокам в руслах с поймами.

Наиболее обоснованной является методика Д. Е. Скородумова [12], применившего для расчетов русловой составляющей уравнение движения потока с переменной массой и дополнившего его членом, учитывающим эффект взаимодействия потоков ($i_{вз}$).

После пренебрежения составляющей, учитывающей влияние неустановившегося движения, уравнение в конечных разностях имеет вид

$$I = \frac{v^2}{C^2 h} + \frac{\alpha_n v_n^2 - \alpha_b v_b^2}{2gL} + \frac{v - v_d}{g\omega} \cdot \frac{Q_n - Q_b}{L} + i_{вз}, \quad (2)$$

где v , v_n и v_b — средние скорости потока; индексы «н» и «б» — соответственно означают, что данные относятся к нижнему или верхнему створам; v_d — скорость присоединяющихся (отсоединяющихся) масс жидкости; L — расстояние между расчетными створами. Остальные обозначения общепринятые.

Принимая

$$i_{вз} = \frac{v^2}{C_{вз}^2 h} \text{ и } \frac{v^2}{C^2 h} + \frac{v^2}{C_{вз}^2 h} \approx \frac{v^2}{C_0^2 h} \quad (3)$$

и обозначая

$$\frac{\alpha_n v_n^2 - \alpha_b v_b^2}{2gL} = \varepsilon_1; \quad (4)$$

$$\frac{v - v_d}{g\omega} \cdot \frac{Q_n - Q_b}{L} = \varepsilon_2, \quad (5)$$

он получает

$$v = C_0 \sqrt{hI \left(1 - \frac{\varepsilon_1 + \varepsilon_2}{I} \right)}. \quad (6)$$

Недостатком методики Д. Е. Скородумова, на наш взгляд, является применение уравнения только к русловой части потока, что не дает ему возможности использовать уравнение неразрывности, и недостаточная обоснованность параметра $i_{вз}$.

В. Г. Саликовым [10] предложено решение в виде

$$I = \frac{\alpha_0}{g} \cdot \frac{dv^2}{dl} + \lambda \cdot \frac{v^2}{2gh} + \frac{\alpha_0 v (v - u_1)}{gQ} \cdot \frac{dQ_1}{dl} + \frac{\alpha_0 v (v - u_2)}{gQ} \cdot \frac{dQ_2}{dl}, \quad (7)$$

где λ — коэффициент гидравлического трения; dQ_1 и dQ_2 — расходы воды присоединяющихся и отделяющихся масс жидкости; u_1 и u_2 — проекции средних скоростей присоединяющихся и отделяющихся масс жидкости на направление движения потока.

Уравнение (7) по своей структуре близко к уравнению (2), разработанному Скородумовым. Однако член уравнения, учитывающий массообмен между русловым и пойменным потоками, подразделен Саликовым на два члена, каждый из которых учитывает либо отток жидкости из русла на пойму, либо, наоборот, приток в русло. Помимо этого, в уравнении (7) отсутствует член $i_{вз}$, учитывающий затраты энергии на процесс взаимодействия потоков.

Г. В. Железняков [4] предпринял попытку преобразования системы уравнений движения и неразрывности для расчета параметров потока в русле с поймой. Полученные им уравнения, как отмечает сам автор, не доведены до расчетных:

$$\left. \begin{aligned} & \int_0^{B-B_{к.э}} \alpha_{в} v \frac{\partial v}{\partial l} db + \int_0^{B_{к.э}} \alpha_{к.э} v_{к.э} \frac{\partial v_{к.э}}{\partial l} db + \int_0^B \alpha' \frac{\partial v}{\partial t} db + g \int_0^B \frac{\partial h}{\partial l} db = \\ & = gIB - \int_0^{B-B_{к.э}} \frac{v^2}{C^2 h} db - \int_0^{B_{к.э}} \frac{v_{к.э}^2}{C_{к.э}^2 h} db, \\ & \int_0^B \frac{\partial h}{\partial t} db + \int_0^{B-B_{к.э}} v \frac{\partial h}{\partial l} db + \int_0^{B_{к.э}} v_{к.э} \frac{\partial h}{\partial l} db + \int_0^B h \frac{\partial v}{\partial l} db = 0, \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

где $B_{к.э}$ — часть ширины потока, на которой наблюдается кинематический эффект; $\alpha_{в}$ и α' — коэффициенты Кориолиса и Буссинеска для вертикали; l и b — элементы длины и ширины потока; v — средняя на вертикали скорость потока; к.э — индекс, обозначающий, что расчет данного параметра выполняется с учетом кинематического эффекта.

Таким образом, приходится констатировать, что методика аналитического расчета параметров потока сложносоставного сечения разработана недостаточно, а эмпирические, приближенные методы, как правило, основаны на лабораторных данных и расчеты по ним дают результаты, существенно отличные от натуральных. Это отличие обусловлено двумя основными причинами. Первая — резкое различие морфометрии русел и пойм как в поперечном сечении, так и особенно по длине водотока в натуральных условиях. Практически во всех экспериментальных работах исследовались потоки на моделях с постоянными по ширине и длине шероховатостями русла и поймы. Причем суммарная ширина русла и поймы, как правило, была неизменной по длине. Уклоны свободной поверхности поддерживались одинаковыми как в русле, так и на пойме и неизменными по длине и практически не менялись при изменении уровней.

Как показал анализ полевых данных [2], уклон, шероховатость и все морфометрические характеристики русла и поймы изменяются

по ширине и длине потока. Особенно сложен вопрос изучения изменения уклона как по ширине и длине водотока, так и по мере изменения уровней.

Данные натуральных наблюдений, обработанные автором [2] и Д. Е. Скородумовым [11, 12], показывают, что характер изменения уклонов свободной поверхности при уровнях, превышающих отметки бровок прирусловых валов, как правило, определяется характером изменения ширины поймы по длине реки.

Рассмотрим возможные пути решения проблемы расчета пропускной способности русел с поймами с учетом эффекта взаимодействия потоков в них.

Учитывая, что уравнения (2—6) применялись Д. Е. Скородумовым только к русловой части потока, а уравнение неразрывности не использовалось, целесообразно разработать аналогичные уравнения для пойменных составляющих потока.

Система уравнений для потока в русле с односторонней поймой будет иметь следующий вид:

$$I_p = \frac{v_p^2}{C_{op}^2 h_p} + \frac{\partial}{\partial l} \left(\frac{\alpha_p v_p^2}{2g} \right) + \frac{q_p v_p}{g \omega_p} + \frac{\alpha'_p}{g} \cdot \frac{\partial v_p}{\partial t}; \quad (9)$$

$$I_n = \frac{v_n^2}{C_{он}^2 h_n} + \frac{\partial}{\partial l} \left(\frac{\alpha_n v_n^2}{2g} \right) + \frac{q_n v_n}{g \omega_n} + \frac{\alpha'_n}{g} \cdot \frac{\partial v_n}{\partial t}; \quad (10)$$

$$\frac{\partial (Q_p + Q_n)}{\partial l} + \frac{\partial (\omega_p + \omega_n)}{\partial t} = q_1 + q_2, \quad (11)$$

где все обозначения общепринятые, а члены уравнений $\frac{q_p v_p}{g \omega_p}$ и $\frac{q_n v_n}{g \omega_n}$ учитывают влияние боковой приточности и массообмена между руслом и поймой.

Поэтому

$$q_p = q + q_1; \quad q_n = q + q_2, \quad (12)$$

где q — расход воды на единицу длины потока, учитывающий массообмен между руслом и поймой; q_1 и q_2 — соответственно боковой приток в русло и пойму со склонов долины (на единицу длины потока).

В случае отсутствия сосредоточенного притока значения q_1 и q_2 , как правило, малы по сравнению с q . Величина последней, хотя и изучена недостаточно, но анализ лабораторных [1, 2, 10 и др.] и натуральных [2, 11 и др.] данных показал, что ее значение в пределе соизмеримо с расходами воды в русле и на пойме (на единицу ширины потока).

Несколько сложнее обстоит дело с оценкой членов уравнения (10). Это в основном обусловлено отсутствием методики измерения уклонов свободной поверхности и значительно более низкой точностью измерений составляющих пойменного потока.

Особую сложность представляет расчет величин $\frac{q_p v_p}{g \omega_p}$ и $\frac{q_n v_n}{g \omega_n}$, учитывающих как массообмен между руслом и поймой, так и боковую приточность. Поэтому с учетом (12) запишем:

$$\frac{q_p v_p}{g \omega_p} = \frac{q v_p}{g \omega_p} + \frac{q_1 v_p}{g \omega_p}; \quad \frac{q_n v_n}{g \omega_n} = \frac{q v_n}{g \omega_n} + \frac{q_2 v_n}{g \omega_n}. \quad (13)$$

Выразим q по формуле водослива

$$q = m [\text{sign}(H_p - H_n)] \sqrt{2g|H_p - H_n|} h_n, \quad (14)$$

где $m = m(\alpha)$ — коэффициент водослива, зависящий от угла α ;
 $\text{sign}(H_p - H_n) \begin{cases} H_p > H_n & \text{— второй тип взаимодействия потоков} +1, \\ H_p = H_n & 0, \\ H_p < H_n & \text{— третий тип взаимодействия потоков} -1, \end{cases}$
 H_p, H_n — соответственно уровни воды в русле и на пойме.

С учетом (13), пренебрегая величиной $\varepsilon_3 = \frac{\alpha}{g} \frac{\partial v}{\partial t}$ (для руслового и пойменного потоков), а также $\frac{\partial(\omega_p + \omega_n)}{\partial t}$, систему уравнений (9—11) можно записать:

$$I_p = \frac{v_p^2}{C_{оп}^2 h_p} + \frac{d}{dl} \left(\frac{\alpha_p v_p^2}{2g} \right) + \frac{q_1 v_p}{g \omega_p} + \frac{v_p m \sqrt{2g} [\text{sign}(H_p - H_n)] \sqrt{|H_p - H_n|} h_n}{q \omega_p}; \quad (15)$$

$$I_n = \frac{v_n^2}{C_{он}^2 h_n} + \frac{d}{dl} \left(\frac{\alpha_n v_n^2}{2g} \right) + \frac{q_2 v_n}{g \omega_n} + \frac{v_n m [\text{sign}(H_p - H_n)] \sqrt{|H_p - H_n|} h_n}{g \omega_n}; \quad (16)$$

$$(\omega_p + \omega_n) \frac{d(v_p + v_n)}{dl} + (v_p + v_n) \frac{d(\omega_p + \omega_n)}{dl} = q_1 + q_2. \quad (17)$$

Эффект взаимодействия руслового и пойменного потоков в системе уравнений (15—17) может быть учтен только в трех членах уравнений (15, 16).

1. $\frac{v^3}{C_0^2 h}$ — основным параметром, учитывающим дополнительные сопротивления за счет кинематического эффекта, в этом члене уравнения является коэффициент Шези (2).

2. $\frac{d}{dt} \left(\frac{\alpha_p}{2g} v^3 \right)$ — конвективный член уравнения, учитывающий неравномерность движения потока. Не останавливаясь на его детальном анализе, отметим лишь, что Г. В. Железняковым [5], Л. С. Никитиной [8] и другими показано, что значения коэффициентов α_p и α_n не могут быть приняты постоянными величинами, ибо они существенно, иногда скачкообразно, изменяются при изменении уровней воды и в пределе для поймы достигают 2,5—3,0. Таким образом, кинематический эффект в данном члене уравнения может быть учтен через значения коэффициентов α_p и α_n .

3. $\frac{v \cdot m \sqrt{2g} [\text{sign}(H_p - H_n)] \sqrt{|H_p - H_n|} h_n}{g \omega}$ — данный член уравнения учитывает массообмен между руслом и поймой.

Влияние кинематического эффекта определяется коэффициентом m , зависящим от угла пересечения динамических осей руслового и пойменного потоков α .

Как показал анализ натурных и лабораторных данных [2], наибольший вес имеют первый и третий члены уравнения.

Представим коэффициент Шези C_0 в виде $C_0 = Cf(L')$, где $C = f(n, H)$, т. е. коэффициент Шези для равномерного режима, а $f(L')$ — величина, учитывающая влияние эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков.

Дополнительный анализ, проведенный автором совместно с В. В. Коваленко, показывает, что параметр L' может быть записан в виде

$$L' = \frac{h}{v} \cdot \frac{\partial v}{\partial l}, \quad \text{тогда}$$

$$C_0 = f \left(H, n, \frac{h}{v} \cdot \frac{\partial v}{\partial l} \right). \quad (18)$$

Из уравнения неразрывности при пренебрежении членами q_1 и q_2 получим

$$\begin{aligned} \frac{\partial (Q_p + Q_n)}{\partial l} &= \frac{\partial Q_p}{\partial l} + \frac{\partial Q_n}{\partial l} = \omega_p \frac{\partial v_p}{\partial l} + v_p \frac{\partial \omega_p}{\partial l} + \\ &+ \omega_n \frac{\partial v_n}{\partial l} + v_n \frac{\partial \omega_n}{\partial l}. \end{aligned} \quad (19)$$

Для потока в целом

$$\frac{\partial Q}{\partial l} = \omega \frac{\partial v}{\partial l} + v \frac{\partial \omega}{\partial l} \quad (20)$$

Приняв $\frac{\partial Q}{\partial l} = 0$, имеем

$$\frac{\partial v}{\partial l} = -\frac{v}{\omega} \cdot \frac{\partial \omega}{\partial l}; \quad \frac{h}{v} \cdot \frac{\partial v}{\partial l} = -\frac{h}{\omega} \cdot \frac{\partial \omega}{\partial l}$$

Далее

$$\frac{\partial \omega}{\partial l} = \frac{\partial \omega}{\partial h} \cdot \frac{\partial h}{\partial l} + \left(\frac{\partial \omega}{\partial l} \right)_* = B \frac{\partial h}{\partial l} + \left(\frac{\partial \omega}{\partial l} \right)_* \quad (21)$$

где $\left(\frac{\partial \omega}{\partial l} \right)_*$ — изменение площади сечения по длине реки, связанное с непризматичностью русла.

С допущениями это выражение может быть принято отдельно для русла и поймы.

Решая совместно (18—21), получим

$$L' = -\frac{h}{\omega} \left[B \frac{\partial h}{\partial l} + \left(\frac{\partial \omega}{\partial l} \right)_* \right] = -\left[\frac{\partial h}{\partial l} + \frac{h}{\omega} \left(\frac{\partial \omega}{\partial l} \right)_* \right] = -\frac{\partial h}{\partial l} \cdot \frac{1}{B} \left(\frac{\partial \omega}{\partial l} \right)_* \quad (22)$$

Учитывая, что $\frac{\partial h}{\partial l} = i - I$ для недеформируемого русла и установившегося движения $\left(\frac{\partial i}{\partial t} = 0 \right)$, получим $\frac{\partial h}{\partial l} = f(I)$.

Хотя значение $\frac{\partial h}{\partial l}$ зависит как от гидравлики потока, так и от морфологии русла и поймы, однако определяющим является первый фактор.

Таким образом, учет эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков в системе уравнений (15—17) осуществляется с помощью коэффициентов Шези (C_p и C_n), коррективов скорости (α_p и α_n) и инерционного члена ε_2 (для русла и поймы).

Система уравнений (15—17) является дальнейшим развитием предложений Д. Е. Скородумова [12], учитывающая не только влияние пойменного потока на русловую, но и русловую на пойменный. В то же время в ней отражается влияние морфологии русла и пойм

на гидравлику руслопойменного потока через значения коэффициентов $m=f(\alpha)$ и $C_{p, n}=f\left(\frac{h_p}{h_{p, 0}}, \alpha, \frac{B_n}{B_p} \text{ и др. }\right)$.

Конкретные расчеты по данной методике автором не выполнялись из-за отсутствия исходной информации и особенно сведений об уклонах свободной поверхности пойменного потока и наличия характеристик потока только по одному створу.

Таким образом, методы расчета, основанные на решении системы дифференциальных уравнений движения и неразрывности, требуют привлечения значительного объема исходной информации, которой проектировщики, как правило, не располагают. Помимо этого, решение системы уравнений (15—17) в настоящее время затруднено, ибо отсутствуют надежные зависимости для расчета значений $\alpha_{p, n}$, m , v_0 и других как по длине реки, так и при увеличении уровня воды.

Поэтому автор предпринял попытку разработки методики расчета скоростей и пропускной способности русел с поймами, основанной на расчетных (аналитических и графических) зависимостях с учетом последних достижений по проблеме взаимодействия руслового и пойменного потоков.

Пренебрегая членом уравнений, учитывающим нестационарность движения, представим систему уравнений (15—17) в конечных разностях в виде:

$$v_p = C_{op} \sqrt{h_p I_p \left(1 - \frac{\varepsilon_{p1} + \varepsilon_{p2} + \varepsilon_{p4}}{I_p}\right)}; \quad (23)$$

$$v_n = C_{он} \sqrt{h_n I_n \left(1 - \frac{\varepsilon_{n1} + \varepsilon_{n2} + \varepsilon_{n4}}{I_n}\right)}; \quad (24)$$

$$(\omega_p + \omega_n) \frac{\Delta v_p + \Delta v_n}{\Delta L} + (v_p + v_n) \frac{\Delta \omega_p + \Delta \omega_n}{\Delta L} = q_1 + q_2, \quad (25)$$

где $\varepsilon_1 = \alpha_{p, n} \frac{\Delta v^2}{2g \Delta L} + \frac{v^2}{2g} \cdot \frac{\Delta \alpha_{p, n}}{\Delta L}$;

ε_2 — учитывается массообмен между руслом и поймами; ε_4 — отражает боковую приточность.

Преобразуем уравнения (23—25) и представим их в виде

$$v = C_0 \sqrt{1 - \frac{\Sigma \varepsilon_i}{I}} \sqrt{hI} = \frac{h^{0.5+y} I^{0.5}}{n_0} = C_\Phi \sqrt{hI} = \frac{h^{0.5+y} I^{0.5}}{n_\Phi}, \quad (26)$$

$$\sqrt{1 - \frac{\Sigma \varepsilon_i}{I}}$$

т. е. принимаем

$$C_{\Phi} = C_0 \sqrt{1 - \frac{\Sigma \epsilon_i}{I}}, \quad n_{\Phi} = \frac{n_0}{\sqrt{1 - \frac{\Sigma \epsilon_i}{I}}}. \quad (27)$$

Учитывая, что морфостворы обычно выбирают на прямолинейных участках, где меженное русло можно считать призматическим, значениями ϵ_1 , ϵ_2 и ϵ_4 для уровней равных и меньших уровней затопления бровок прирусловых валов ($n_{p.6}$) можно пренебречь.

Тогда с учетом (27)

$$n_0 \approx n_{\Phi} \approx n_{p.6}, \quad (28)$$

где $n_{p.6}$ — значения коэффициента шероховатости при уровнях затопления бровки прирусловых валов.

Автором [2] предложена формула для расчета коэффициента шероховатости руслового потока при его взаимодействии с пойменным

$$\frac{n_p}{n_{p.6}} = 1 + \frac{\Delta n_{p,n}}{n_{p.6}}; \quad n_p = n_{p.6} \left(1 + \frac{\Delta n_{p,n}}{n_{p.6}} \right), \quad (29)$$

где $\Delta n_{p,n}$ учитывает влияние неравномерности движения руслового потока, массообмен, боковую приточность, а также изменение шероховатости берегов русла при уровнях, превышающих уровни бровок прирусловых валов.

Таким образом, задача расчета пропускной способности русловой части потока при его взаимодействии с пойменным сводится к определению коэффициента шероховатости при уровнях, соответствующих отметкам бровок прирусловых валов ($n_{p.6}$), т. е. при отсутствии или незначительном влиянии эффекта взаимодействия потоков. Величину $n_{p.6}$ с достаточной для практических расчетов точностью (5—10%) можно определить по одной из опубликованных таблиц (В. Т. Чоу, М. Ф. Срибного, Дж. Бредли). Значительно сложнее расчет величины $\Delta n_{p,n}$.

Для приближенной оценки величины влияния пойменного потока на скорости и сопротивления руслового потока автором [2] была предложена методика, основанная на экстраполяции кривых зависимости $v_p = f(H)$ при уровнях затопления поймы.

При выходе воды на пойму в результате взаимодействия пойменного потока на 22 из 27 водотоков отмечается отклонение кривых $v_p = f(H)$ влево, нарушающее плавное нарастание значений v_p . Относительные величины дефицита скорости (Δv_p) и расходов (ΔQ_p) могут быть представлены в виде:

$$\frac{\Delta Q_p}{Q_{p.э}} = \frac{\Delta v_p}{v_{p.э}} \approx \sqrt{\frac{\varepsilon_i}{I_p}}, \quad (30)$$

где $v_{p.э}$ — расчетные значения скоростей течения в русле, определенные по экстраполированным частям кривых $v_p = f(H)$. Более детально методика экстраполяции кривых и расчетов (значений $\Sigma \varepsilon_i$) представлена в работах автора [2] и Скородумова [11, 12].

Величины Δv_p , как правило, увеличиваются с ростом уровня, достигают максимума, а затем уменьшаются, стремясь к нулю.

Трудность расчетов обусловлена значительной субъективностью экстраполяции кривых $v_p = f(H)$ в предположении, что эффект взаимодействия руслового и пойменного потоков отсутствует, и допущениями при выводе формулы (30).

Величина значений $\frac{\Sigma \varepsilon_i}{I} \approx \left(\frac{\Delta v_p}{v_{p.э}} \right)^2$ зависит от типа взаимодействия и угла пересечения динамических осей руслового и пойменного потоков α , отношения коэффициентов шероховатости поймы и русла, характера изменения ширины поймы по длине реки и других характеристик [2], т. е.

$$\frac{\Sigma \varepsilon_i}{I} \approx \left(\frac{\Delta v_p}{v_{p.э}} \right)^2 = f \left(\frac{h_p}{n_{p.г}}, \alpha, \frac{B_n}{B_p}, \beta, \frac{n_n}{n_p} \right), \quad (31)$$

где β — параметр, характеризующий морфометрию участка наблюдений, в частности изменение ширины поймы (долины) по длине реки. При такой методике расчетов в величину $\frac{\Sigma \varepsilon_i}{I}$ включены значения параметров, учитывающих неравномерность движения, и эффекта взаимодействия потоков. Однако подразделить и оценить их по данным наблюдений только на одном створе не представляется возможным.

Изменение ширины долины (поймы) по длине реки, как правило, определяет характер изменения уклонов свободной поверхности с ростом уровней воды при затопленной пойме. Расширению долины ниже створа измерений обычно соответствует интенсивный рост уклонов свободной поверхности, а сужению — их уменьшение с ростом уровней [2, табл. 25]. Из общего правила встречаются отдельные исключения, обусловленные морфологическими особенностями строения пойм и характером изменений сопротивлений на расчетном участке реки.

Анализ и сравнение расчетных значений параметра n с табличными (по В. Т. Чоу, М. Ф. Срибному и Дж. Бредли) показывают, что для русловой части потока (до уровней выхода воды на пойму) в общем наблюдается их близкое соответствие. Для пойменной части — расхождения более значительны. В то же время минималь-

ные значения коэффициента шероховатости для русловой части пяти рек (Горынь, Сев. Донец, Десна, Словечна и Мокша) и пойменной — четырех рек (Горынь, Сев. Донец, Перехода и Ветлуга) меньше 0,020 и соответственно для русловой части 15 и пойменной 10 рек меньше 0,030 [2; табл. 25].

Большие значения n (0,25—0,30), превышающие значения, рекомендованные таблицами, отмечены на ряде рек при малых глубинах затопления пойм. Это обусловлено, в первую очередь, характером затопления пойм, их рельефом и другими причинами.

Однако для внесения коррективов в таблицы коэффициентов шероховатости необходимы глубокие исследования, основанные на большем объеме исходных данных с их последующей увязкой с морфологическим строением русла и поймы, т. е. с учетом неравномерности режима движения и эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков.

Значения $\frac{\Sigma \varepsilon_i}{l}$ позволяют судить о величине ошибок, допускаемых при использовании формулы Шези, которая не учитывает кинематического эффекта и неравномерности движения потока. Проведенные расчеты показывают, что значения $\frac{\Sigma \varepsilon_i}{l}$ изменяются в довольно широких пределах от 0,0 до 40% (для р. Ветлуги у д. Быстри).

Таким образом, учет дополнительных (к формуле Шези) членов уравнений (15—17) при расчетах скоростей и расходов воды является обязательным, в противном случае ошибки могут быть значительными.

Автором [3] было выделено пять типов взаимодействия руслового и пойменного потоков и установлено, что наиболее часто в натурных условиях встречаются второй, третий и четвертый типы.

Поэтому, по данным наблюдений на 15 (второй тип) и 19 (третий тип) реках, были построены графические зависимости

$$\frac{v_p}{v_{p,6}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p,6}}, \alpha\right) \text{ и } \frac{n_p}{n_{p,6}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p,6}}, \alpha\right).$$

В качестве исходных также были использованы данные по рекам четвертого типа взаимодействия потоков, которые были отнесены ко второму — при расширении поймы ниже створа измерений и к третьему — при ее сужении. Как видно на рис. 1, при третьем типе взаимодействия потоков почти все кривые $\frac{v_p}{v_{p,6}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p,6}}\right)$ располагаются левее, а кривые $\frac{n_p}{n_{p,6}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p,6}}\right)$ — правее ординаты, рав-

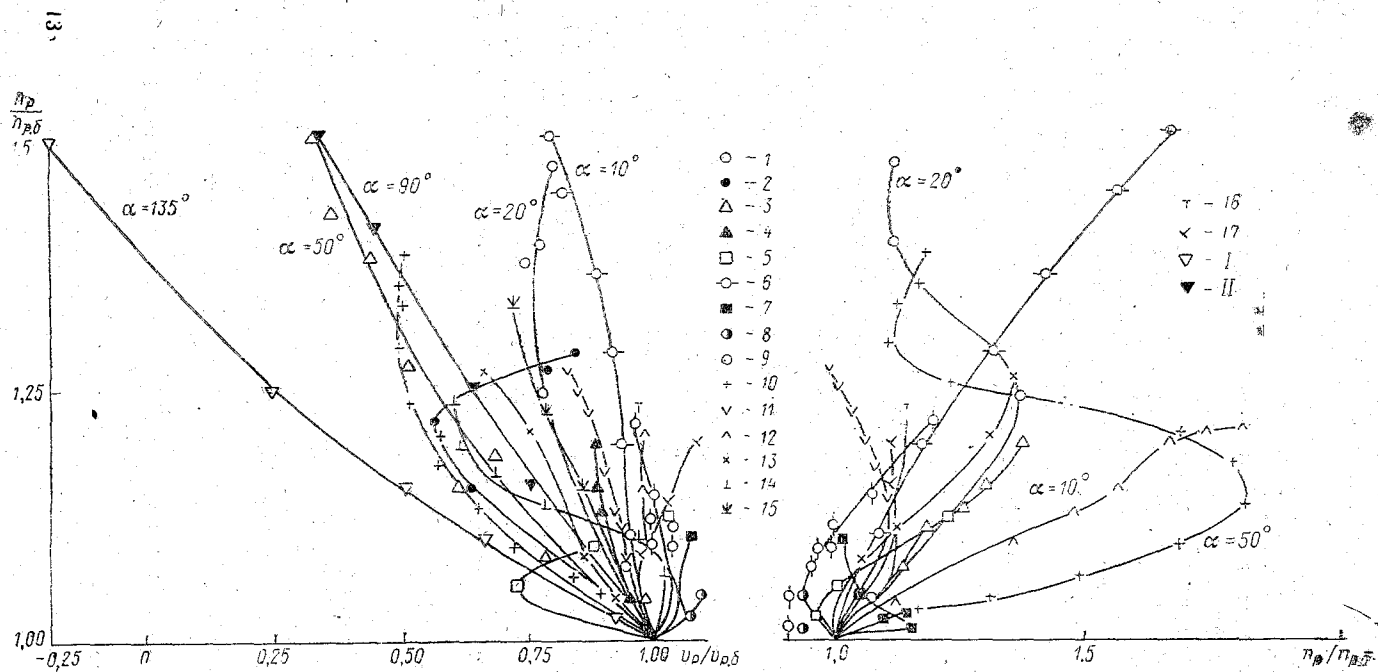


Рис. 1. Кривые зависимостей $\frac{v_p}{v_{p,б}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p,б}}, \alpha\right)$ и $\frac{n_p}{n_{p,б}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p,б}}, \alpha\right)$ для третьего типа взаимодействия руслового и пойменного потоков;
 1—17 — данные автора; I — данные Ю. Н. Соколова по р. Сож, $\alpha = 135^\circ$; II — данные Д. Е. Скородумова по р. Луге, $\alpha = 90^\circ$.

ной единице, закономерно уменьшаясь $\left(\frac{v_p}{v_{p.6}}\right)$ или увеличиваясь $\left(\frac{n_p}{n_{p.6}}\right)$ с ростом значений угла α .

Учитывая это, для постоянных значений глубин $\left(\frac{h_p}{h_{p.6}} = 1,10; 1,25; 1,50\right)$ были построены графические зависимости $\frac{v_p}{v_{p.6}} = f\left(\alpha, \frac{B_p}{B_0}\right)$. В качестве примера на рис. 2 а приведена кривая $\frac{v_p}{v_{p.6}} = f(\alpha)$ при постоянных значениях относительных глубин 1,25 и ширин пойм 5,0.

В целях выявления влияния ширин пойм на скорости руслового потока были построены кривые зависимости $\Delta\left(\frac{v_p}{v_{p.6}}\right) = f\left(\frac{B_p}{B_p}\right)$ (рис. 2 б). Значения $\Delta\left(\frac{v_p}{v_{p.6}}\right)$ определялись как разность фактических скоростей и полученных по кривой $\frac{v_p}{v_{p.6}} = f(\alpha)$.

Зависимости

$\frac{n_p}{n_{p.6}} = f\alpha$ и $\Delta\left(\frac{n_p}{n_{p.6}}\right) = f\left(\frac{B_p}{B_p}\right)$ линейные. В частности, при $\frac{h_p}{h_{p.6}} = 1,10$, они имеют следующий вид:

$$\left(\frac{n_p}{n_{p.6}} - 1\right) = 0,573\alpha + 0,019 \frac{B_p}{B_p}, \quad (32)$$

где α — угол пересечения динамических осей потоков в радианах.

При втором типе взаимодействия потоков наблюдается обратная картина, т. е. кривые $\frac{v_p}{v_{p.6}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p.6}}\right)$ располагаются вправо от ординаты, равной единице, а характер расположения кривых $\frac{n_p}{n_{p.6}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p.6}}\right)$ значительно сложнее и зависит не только от угла α , но и от уклона свободной поверхности потока $\frac{I}{I_{p.6}}$.

Как видно на рис. 3 и 4, наблюдается рост скоростей и коэффициентов шероховатости с увеличением угла α и уклона свободной поверхности потока $\frac{I}{I_{p.6}}$.

140

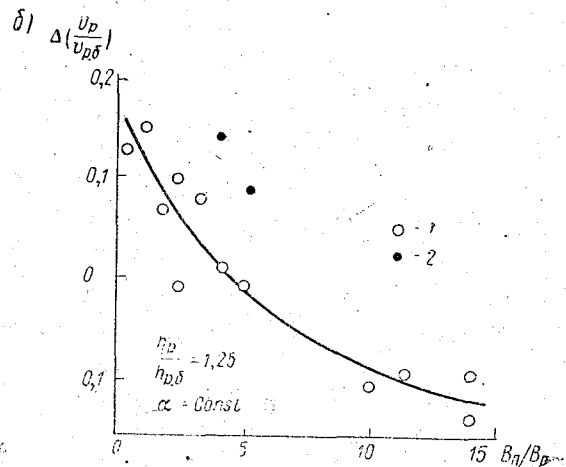
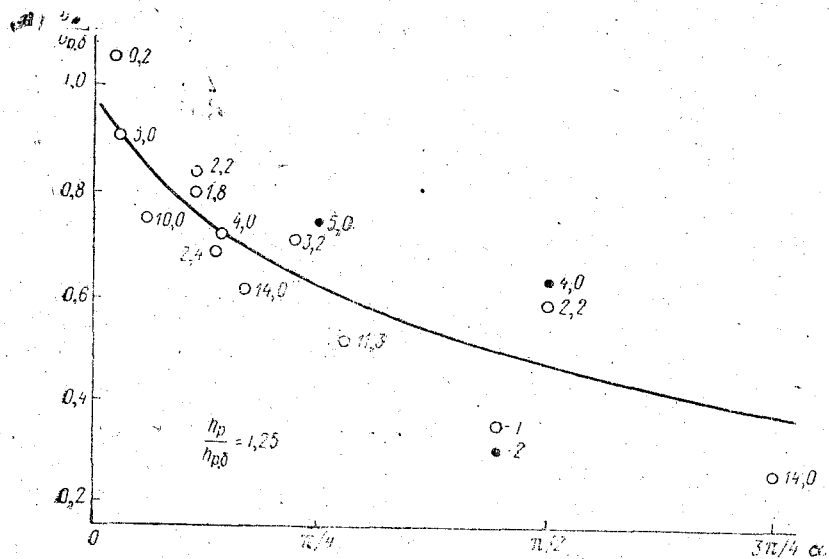


Рис. 2. Кривые зависимостей:

$a - \frac{v_p}{v_{p,0}} f = \left(a, \frac{B_n}{B_p} \right); \delta - \Delta \left(\frac{v_p}{v_{p,0}} \right) = f \left(\frac{B_n}{B_p} \right)$ при третьем типе взаимодействия потоков при постоянном значении глубины $\left(\frac{\eta_p}{\eta_{p,0}} = 1.25 \right); 1$ — натурные данные; 2 — экспериментальные данные.

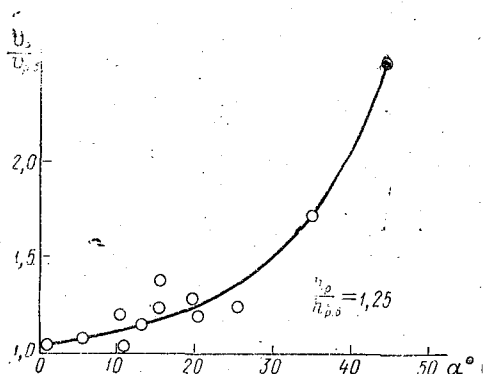


Рис. 3. Кривые зависимости $\frac{h_p}{h_{p,6}} = f(\alpha)$ при постоянном значении глубины $\left(\frac{h_p}{h_{p,6}} = 1,25\right)$ при втором типе взаимодействия потоков.

Аналогичные зависимости установлены и для других значений глубин $\frac{h_p}{h_{p,6}}$. Однако с ростом последних резко убывает объем исходной информации и тем самым снижается точность расчетных зависимостей.

Значительно сложнее получение расчетных зависимостей при пятом типе взаимодействия потоков, характеризующимся изменением угла α при увеличении уровней воды. Предварительный анализ показывает, что при построении расчетных связей хорошие результаты получаются в случае замены угла α его средневзвешенным значением

$$\bar{\alpha} = \frac{\sum \Delta \left(\frac{h_p}{h_{p,6}} \right)_i \alpha_i}{\frac{h_p}{h_{p,6}} - 1},$$

где $\Delta \left(\frac{h_p}{h_{p,6}} \right)_i = \left(\frac{h_p}{h_{p,6}} \right)_{\alpha_2} - \left(\frac{h_p}{h_{p,6}} \right)_{\alpha_1}$, т. е. разности наибольших относительных глубин, соответствующих последующему и предыдущему значениям α .

Разработка методики расчетов при этом типе взаимодействия вполне возможна, но для этого необходимы большие по объему и более детальные исходные данные по натурным объектам.

Таким образом, типизация взаимодействия руслового и пойменного потоков, основанная на учете взаимного расположения их динамических осей, определяемых морфометрией русла и поймы на участке измерений, позволила автору разработать методику расчета расходов воды и средних скоростей руслового и частично пойменного потоков.

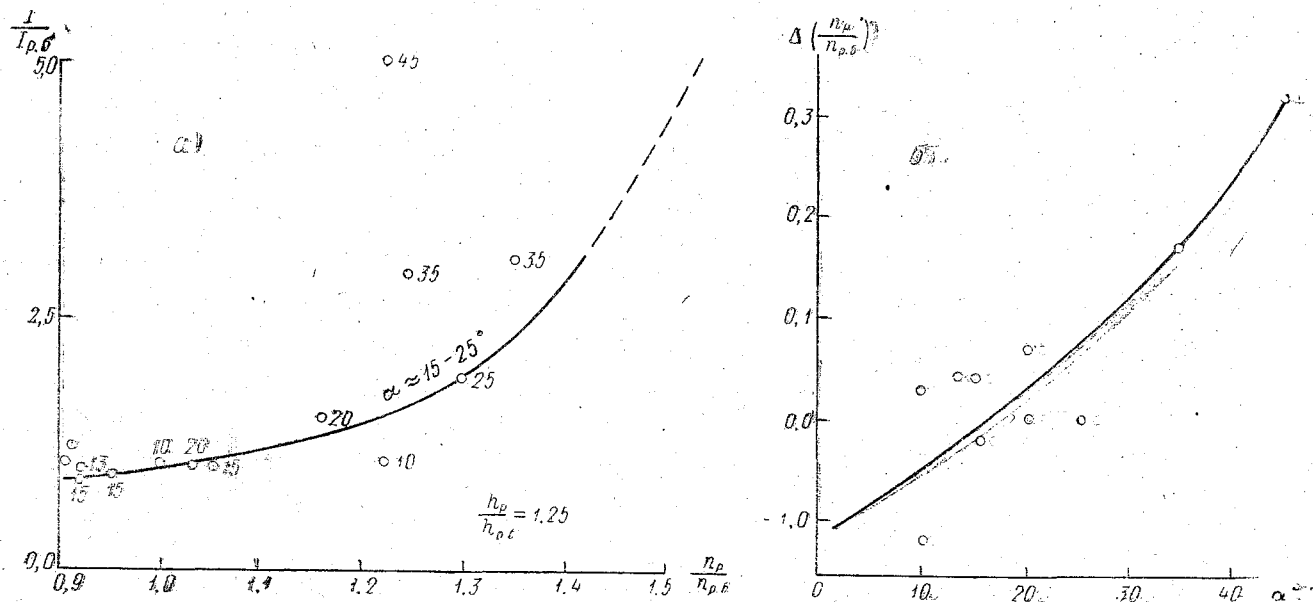


Рис. 4. Кривые зависимостей:

$a - \frac{n_p}{n_{p,6}} = f\left(\frac{I}{I_{p,6}}, \alpha\right)$; $б - \Delta\left(\frac{n_p}{n_{p,6}}\right) = f(\alpha)$ при втором типе взаимодействия потоков и постоянном значении

глубины $\left(\frac{n_p}{n_{p,6}} = 1.25\right)$. Около точек значения угла α° .

Предлагаемая методика не лишена недостатков, а для пятого типа взаимодействия потоков даже не доведена до расчетных выражений.

Это, в первую очередь, обусловлено невысокой точностью, а иногда и отсутствием исходной информации, в частности низкой точностью измерения скоростей и отсутствием измерений уклонов на пойме.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барышников Н. Б. Влияние поперечных перемещений масс жидкости на пропускную способность русел с поймами. — *Тр. ЛГМИ*, 1972, вып. 46, с. 3—11.
2. Барышников Н. Б. Речные поймы (морфология и гидравлика) Л., 1978. 152 с.
3. Барышников Н. Б. Трансформация поля скоростей руслового потока под влиянием пойменного. — *Межвузовский сб.*, изд. ЛПИ, 1978, вып. 67, с. 129—144 (ЛГМИ).
4. Железняков Г. В. Интегродифференциальные уравнения неустановившегося движения воды в реках. — *Метеорология и гидрология*, 1969, № 3, с. 64—69.
5. Железняков Г. В. Теория гидрометрии. Л., 1976, 834 с.
6. Карасев И. Ф. Русловые процессы при переброске стока. Л., 1975. 283 с.
7. Ле Ван Киен. Движение воды в руслах составного поперечного профиля. Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. техн. наук, МГМИ, 1968. 24 с.
8. Никитина Л. С. Влияние кинематического эффекта безнапорного потока на коэффициенты Буссинеска и Кориолиса. — *Вестник МГУ. География*, 1973, № 3, с. 96—98.
9. Радюк А. Л. Трассирование прорезей на порогах с учетом кинематического эффекта. — *ВИНИТИ*, № 6750—73. Деп., Красноярск, 1973. 28 с.
10. Саликов В. Г. Некоторые исследования взаимодействия руслового и пойменного потоков. — *Тр. IV Всесоюзного гидрологического съезда*, 1976, т. 11. Л., с. 75—81.
11. Скородумов Д. Е. Вопросы гидравлики пойменных русел в связи с задачами построения и экстраполяции кривых расходов воды. — *Тр. ГГИ*, 1965, вып. 128, с. 3—96.
12. Скородумов Д. Е. Вопросы гидравлического расчета потока в русле с поймой. — *Тр. IV Всесоюзного гидрологического съезда*, 1976, т. 11. Л., с. 152—155.
13. Сплицын И. П. О взаимодействии потоков основного русла и поймы. — *Тр. ЛГМИ*, 1962, вып. 13, с. 22—27.

СОДЕРЖАНИЕ

Ю. Н. Акуленко. Ресурсы подземных вод Центральной Кулунды и возможность их использования для нужд сельского хозяйства	3
О. Г. Воробьев. Подъем грунтовых вод в условиях орошения в Кулундинской степи	16
Ж. И. Федосова. Особенности эксплуатации подземных вод при орошении	26
М. П. Лысенко, Э. Г. Барыкина, Б. В. Стирикович. К вопросу исследования состава и физико-механических свойств лессовых пород Приобского плато в связи с проектированием мелиоративных систем	30
Т. И. Прокофьева. Некоторые закономерности миграции солей в зоне аэрации при орошении	35
Е. М. Петрова, Д. Е. Морачевский. Оценка влияния предполагаемого сброса дренажных вод на состав рассолов озер Кучук и Кулундинское	49
А. М. Догановский. Водный баланс озера Кулундинского и его возможные изменения в связи с предполагаемым хозяйственным использованием водоема	66
В. С. Дружинин. Расчет максимального стока талых вод на малых водосборах Кулундинской степи с использованием данных метеорологических наблюдений	80
А. Б. Заводчиков. Исследование пространственно-временной изменчивости максимальных снегозапасов в зоне недостаточного увлажнения	88
Д. С. Чураков. О связи максимальных расходов половодья со средними расходами за период его подъема	97
Н. М. Кочегаров. Режим затопления склоновых лиманов на выщелоченных черноземах Приобья Алтайского края	103
А. В. Иванов. Режим орошения основных сельскохозяйственных культур в зависимости от водно-физических свойств каштановых почв Кулундинской степи	116
Н. Б. Барышников. Методика расчета пропускной способности русел с поймами	127

Межведомственный сборник, вып. 69

**Вопросы мелиоративной гидрогеологии и гидрологии
зоны недостаточного увлажнения**

Редактор *И. Н. Базилевская*

Корректор *Р. В. Федорова*

М-13273 Сдано в набор 26.02.1979 г. Подп. к печати 3.11.79 г.
 Зак. 120. Формат бум. 60×90¹/₁₆. Бум. тип. № 2. Печ. л. 9,5 Уч.-изд. л. 9,5.
 Тираж 400. Темплан 1979 г., поз. 1309 Цена 1 р. 50 к.
 Издание ЛПИ имени М. И. Калинина. 195251, Ленинград, Политехническая ул., 29.

Типография ВВМУПП имени Ленинского комсомола

УДК 556.3 : 631

Ресурсы подземных вод Центральной Кулунды и возможность их использования для нужд сельского хозяйства. Акуленко Ю. Н. Межведомственный сборник «Вопросы мелиоративной гидрогеологии и гидрологии зоны недостаточного увлажнения», изд. ЛПИ, 1979, вып. 69, с. 3—15. (ЛГМИ).

В работе приводится характеристика основных водоносных горизонтов и обоснование расчетных гидрогеологических параметров. Произведена оценка потенциальных и прогнозных эксплуатационных ресурсов пресных и слабоминерализованных подземных вод и даны рекомендации по рациональному их использованию для сельскохозяйственного водоснабжения, орошения земель и обновления пастбищ.

Табл. 2. Ил. 2. Библ. 20.

УДК 556.3 (06)

Подъем грунтовых вод в условиях орошения в Кулундинской степи. Воробьев О. Г. Межведомственный сборник «Вопросы мелиоративной гидрогеологии и гидрологии зоны недостаточного увлажнения», изд. ЛПИ, 1979, вып. 69, с. 16—26. (ЛГМИ).

Приведены результаты рекогносцировочного обследования трех участков старого орошения, которые указывают на то, что инфильтрационные потери при орошении приводят к формированию ирригационного бугра на уровне грунтовых вод. Дан прогноз подъема уровня грунтовых вод на десять лет орошения участков различной площади для типичных гидрогеологических условий с учетом способа орошения.

Ил. 5. Библ. 4.

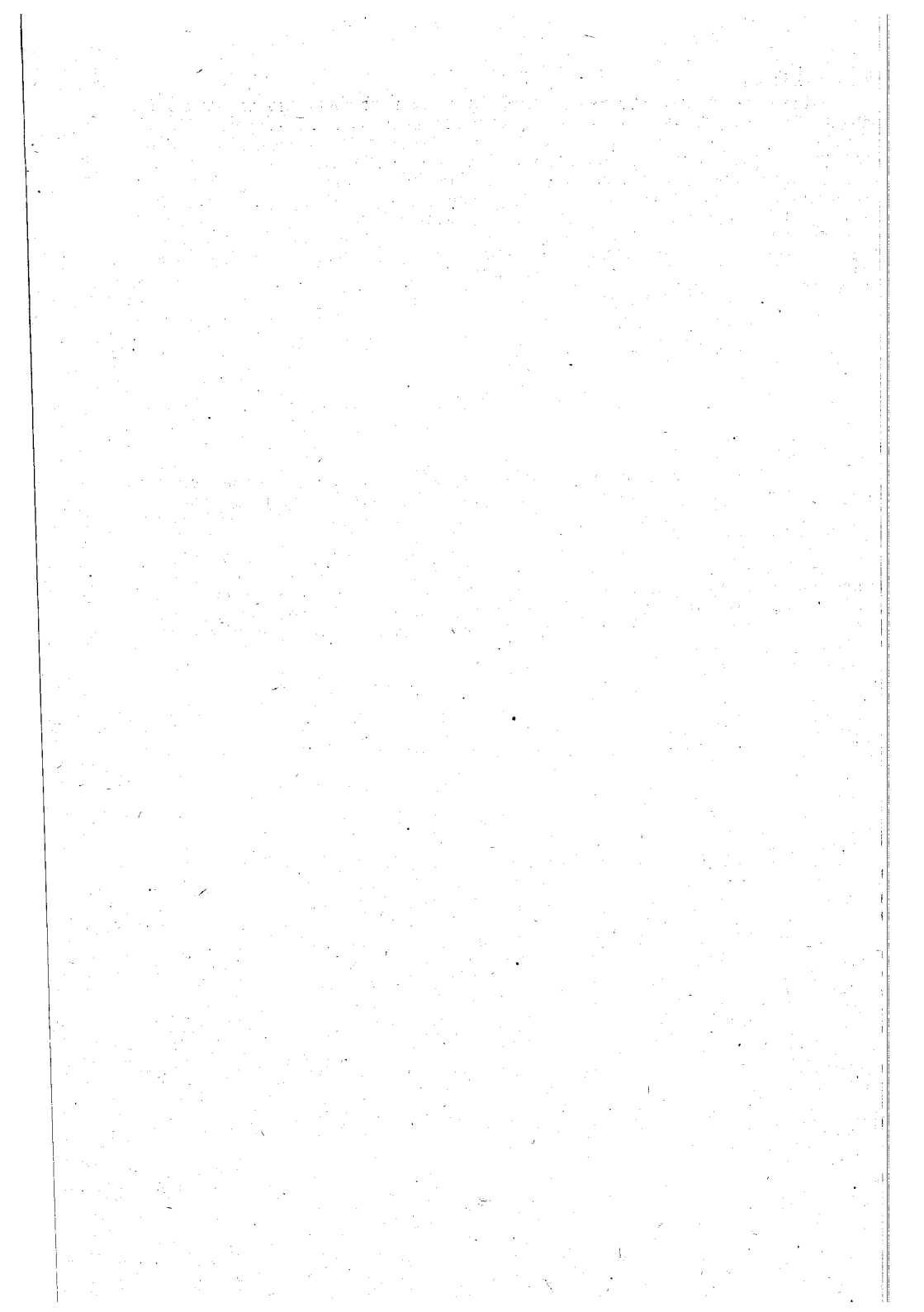
УДК 631.67.03

Особенности эксплуатации подземных вод при орошении. Федосова Ж. И. Межведомственный сборник «Вопросы мелиоративной гидрогеологии и гидрологии зоны недостаточного увлажнения», изд. ЛПИ, 1979, вып. 69, с. 26—29. (ЛГМИ).

Рассмотрены на примере Славгородского района особенности рациональной эксплуатации подземных вод для орошения в условиях Кулундинской аллювиальной равнины. Отмечено слабое использование грунтовых вод, эксплуатация которых способна обеспечить дренаж орошаемых земель, препятствующий вторичному засолению. Приводятся результаты, полученные при сооружении водозаборных скважин различными методами в одних и тех же условиях.

Рассматриваются вопросы рационального использования относительно ограниченных запасов подземных вод для целей орошения. На примере Славгородского района произведен выбор рациональной схемы размещения водозаборных скважин, в зависимости от потенциальной возможности водоносных горизонтов определены оптимальные размеры орошаемых участков на базе подземных вод.

Табл. 1. Библ. 4.



УДК 624.13 : 626.8

К вопросу исследования состава и физико-механических свойств лёссовых пород Приобского плато в связи с проектированием мелиоративных систем. Лысенко М. П., Барыкина Э. Г., Стырикович Б. В. Межведомственный сборник «Вопросы мелиоративной гидрогеологии и гидрологии зоны недостаточного увлажнения», изд. ЛПИ, 1979, вып. 69, с. 30—34. (ЛГМИ).

Рассматриваются результаты изучения лёссовых пород Приобского плато в районе проектируемой Чёминской оросительной системы. Совокупность данных о дисперсности грунтов, среднем содержании пылевой и глинистой фракций, показателе микроагрегатности и коэффициенте сортировки позволила отнести рассматриваемые породы собственно к лёссам. Приводятся также результаты изучения сжимаемости и просадочности пород в компрессионных приборах и показателей сопротивления сдвигу под водой.

Библ. 3.

УДК 631.67

Некоторые закономерности миграции солей в зоне аэрации при орошении. Прокофьева Т. И. Межведомственный сборник «Вопросы мелиоративной гидрогеологии и гидрологии зоны недостаточного увлажнения», изд. ЛПИ, 1979, вып. 69, с. 35—48. (ЛГМИ).

Изложены результаты опытных работ, проведенных на проектируемых Новотроицком и Златополинском массивах орошения в Кулундинской степи, направленных на изучение солевого режима пород зоны аэрации и грунтовых вод. Приведены результаты исследования распределения солей по площади на небольших опытных участках. Дана оценка влияния солей, содержащихся в оросительной воде, на солевой баланс верхней части зоны аэрации орошаемых участков, на основе анализа данных по опытным поливам больших монолитов приведен ряд сведений о характере выщелачивания отдельных ионов инфильтрующейся водой.

Табл. 4. Ил. 2. Библ. 4.

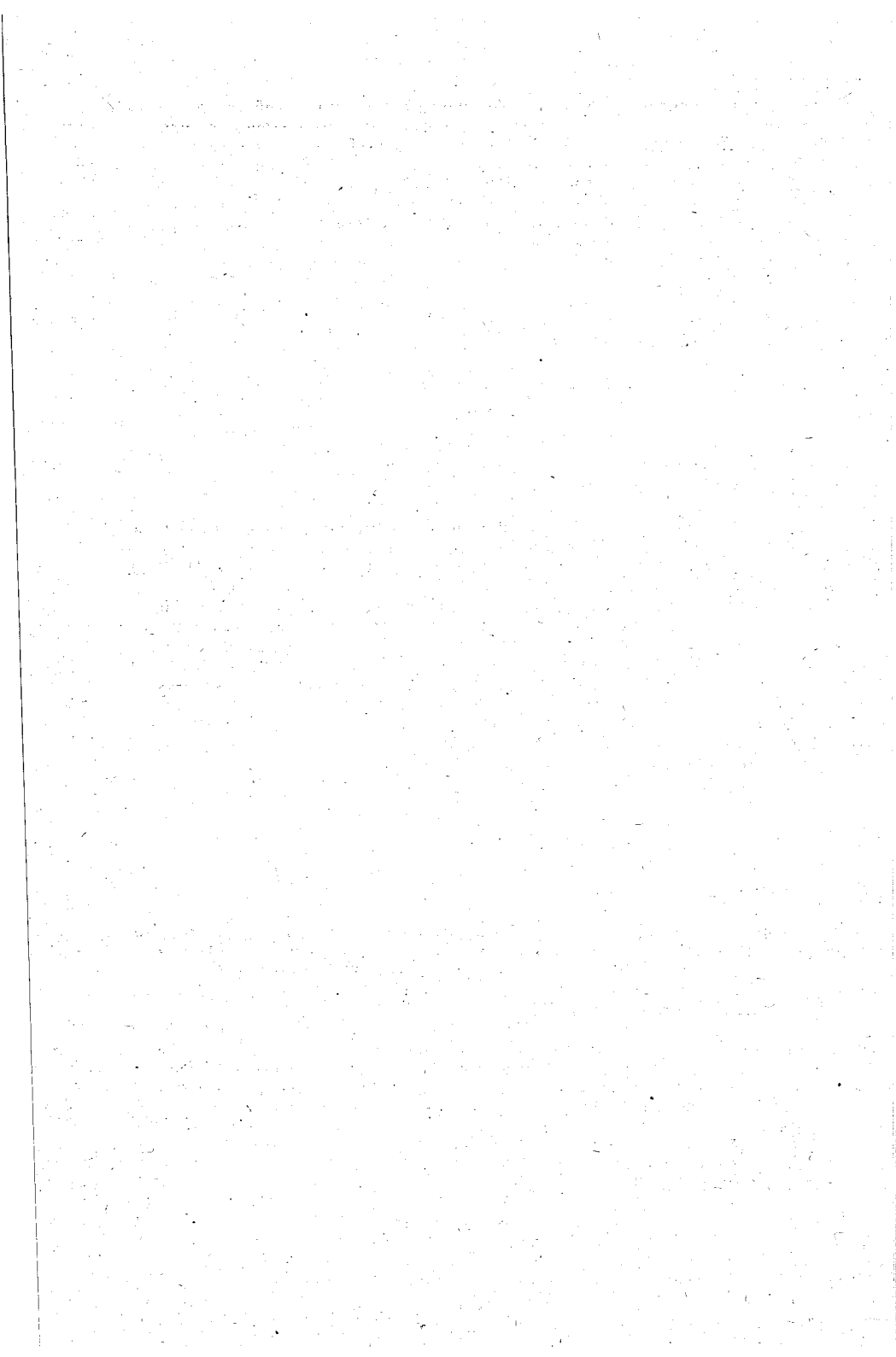
УДК 631.67 : 556.555

Оценка влияния предполагаемого сброса дренажных вод на состав рассолов озер Кучук и Кулундинского. (Экспериментальное исследование.) Петрова Е. М., Морачевский Д. Е. Межведомственный сборник «Вопросы мелиоративной гидрогеологии и гидрологии зоны недостаточного увлажнения», изд. ЛПИ, 1979, вып. 69, с. 48—66. (ЛГМИ).

Обсуждаются результаты экспериментального изучения влияния сброса дренажных вод с полей орошения на химический состав рапы озер Кучук и Кулундинского. Охарактеризован минеральный и химический состав постоянных твердых фаз, при этом образующихся. Исследование проводилось с позиций физико-химического анализа солевых систем и теории метаморфизации природных рассолов.

Статья может быть полезна с точки зрения изучения процессов метаморфизации природных рассолов.

Табл. 3. Ил. 2. Библ. 13.



УДК 556.552.18

Водный баланс озера Кулундинского и его возможные изменения в связи с предполагаемым хозяйственным использованием водоема. Догановский А. М. Межведомственный сборник «Вопросы мелиоративной гидрогеологии и гидрологии зоны недостаточного увлажнения», изд. ЛПИ, 1979, вып. 69, с. 66—80. (ЛГМИ).

Рассмотрен водный баланс озера Кулундинского. Дан анализ ранее выполненных исследований и показана причина расхождений в величинах составляющих баланса, приводимых различными авторами.

Обосновывается выбор расчетного периода для составления равновесного баланса и определения уровня равновесия. Приведен расчет составляющих баланса за этот период и дан анализ закономерностей их колебаний.

Выполнен расчет новых уровней равновесия с учетом сброса дренажных вод с орошаемых массивов. Для определения этих уровней и периодов их стабилизации при различных вариантах сбросов построены расчетные графики.

Табл. 6. Ил. 4. Библ. 8.

УДК 556.166 «321»

Расчет максимального стока талых вод на малых водосборах Кулундинской степи с использованием данных метеорологических наблюдений. Дружинин В. С. Межведомственный сборник «Вопросы мелиоративной гидрогеологии, гидрологии и почвоведения зоны недостаточного увлажнения», изд. ЛПИ, 1979, вып. 69, с. 80—88. (ЛГМИ).

В работе сделана попытка расчета максимальных расходов весеннего половодья на малых водотоках Кулундинской степи по объемной формуле стока с использованием данных стандартных наблюдений, производящихся на метеостанциях в целях определения стокообразующих факторов, каковыми являются интенсивность снеготаяния и водоотдачи из снега. Полученные результаты показывают, что такой подход к расчету максимального весеннего стока малых водотоков может давать удовлетворительные результаты.

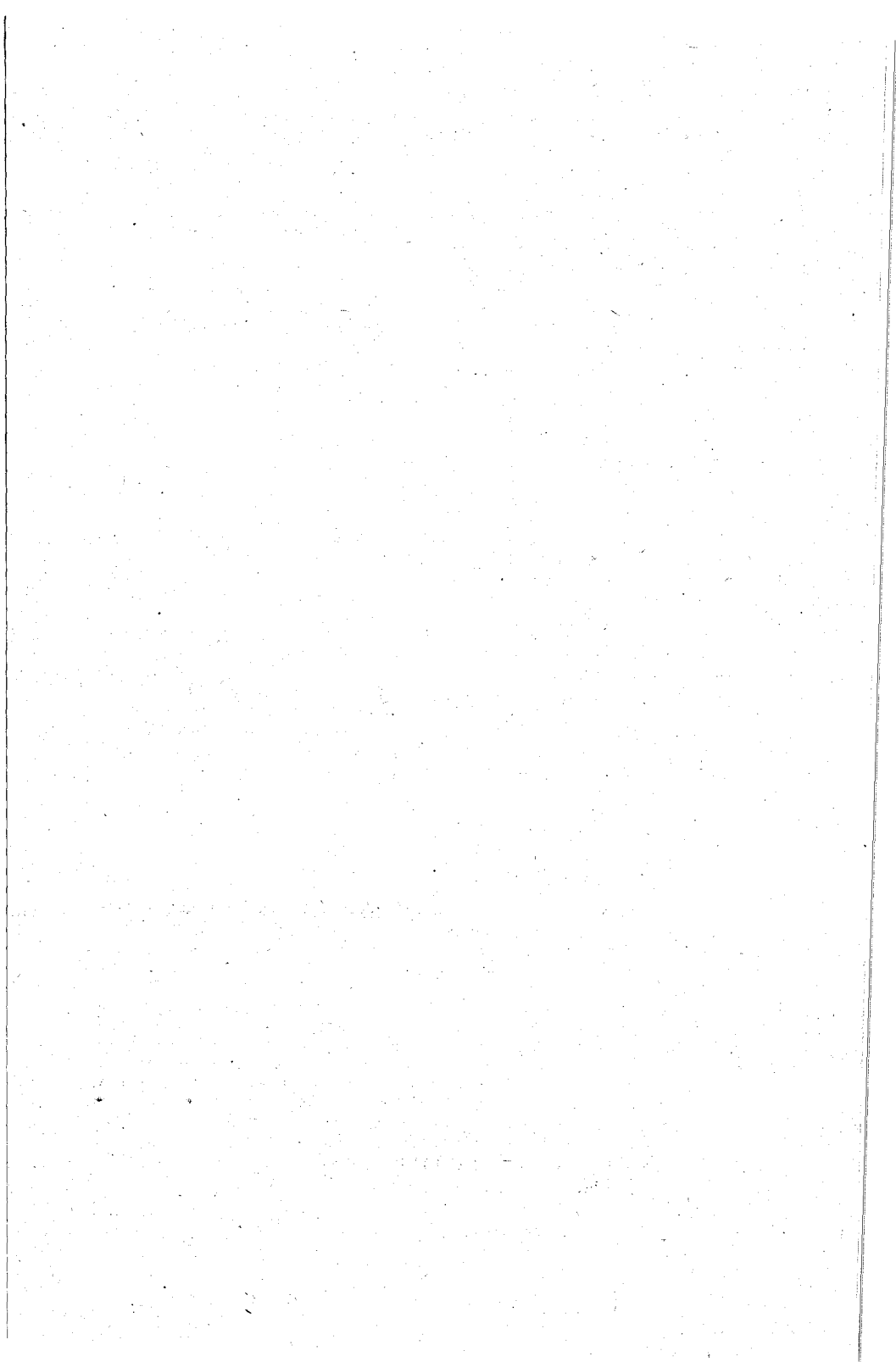
Табл. 2. Ил. 3. Библ. 6.

УДК 556.124.2

Исследование пространственно-временной изменчивости максимальных снегозапасов в зоне недостаточного увлажнения. Заводчиков А. Б. Межведомственный сборник «Вопросы мелиоративной гидрогеологии, гидрологии и почвоведения зоны недостаточного увлажнения», изд. ЛПИ, 1979, вып. 69, с. 88—97. (ЛГМИ).

Рассматривается характер залегания снега на основных видах рельефа (водосборы в целом, склоны, балки и русла рек). Исследования кривых обеспеченностей снегозапасов на перечисленных видах рельефа показали, что характер распределения снега на них весьма близок между собой; это позволяет для построения карт использовать данные снегозапасов, измеренных на треугольных маршрутах. Дается методика построения карт средних многолетних запасов воды в снеге и их коэффициентов вариации. Коэффициенты асимметрии могут быть приняты единными и равными удвоенному коэффициенту вариации. Приводятся величины ошибок коэффициентов вариации снегозапасов.

Табл. 1. Ил. 2. Библ. 10.



УДК 556.535.3

О связи максимальных расходов половодья со средними расходами за период подъема. Ч у р а к о в Д. С. Межведомственный сборник «Вопросы мелиоративной гидрогеологии и гидрологии зоны недостаточного увлажнения», изд. ЛПИ, 1979, вып. 69, с. 97—103. (ЛГМИ).

По материалам многолетних данных 71 речного бассейна, расположенных в Алтайской и Красноярском краях, в Центральной Якутии, исследована зависимость максимальных расходов половодья от среднего расхода за период подъема половодья.

Для расчета обеспеченных величин максимальных расходов половодья рек равнинных и предгорных районов Алтая получено уравнение связи со средними расходами подъема половодья соответствующей обеспеченности. Выполненные исследования позволяют сделать вывод, что средний расход подъема половодья является интегрирующей величиной основных характеристик половодья, учитывающей форму гидрографа и результирующие изменения стокообразующих процессов в целом на всем водосборе.

Табл. 2. Ил. 2. Библ. 3.

УДК 631.67

Режим затопления склоновых лиманов на выщелоченных черноземах Приобья Алтайского края. К о ч е г а р о в Н. М. Межведомственный сборник «Вопросы мелиоративной гидрогеологии и гидрологии зоны недостаточного увлажнения», изд. ЛПИ, 1979, вып. 69, с. 103—115. (ЛГМИ).

Рассматриваются вопросы подбора кормовых культур в зависимости от режимов затопления склоновых лиманов в условиях Приобской лесостепи Алтайского края, влияние водного и пищевого режимов на урожай и качество кормовых культур, а также экономическая эффективность.

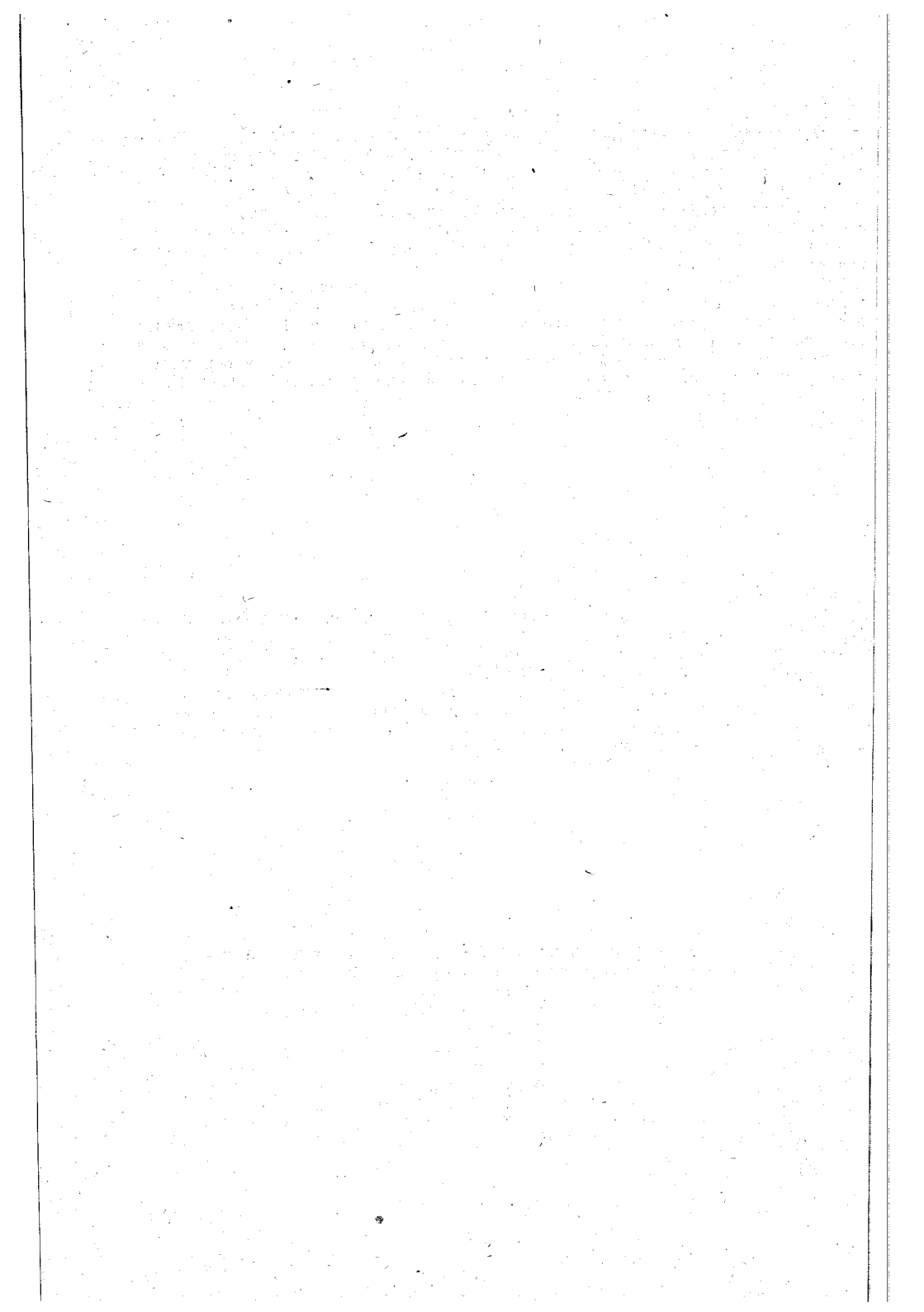
Табл. 10.

УДК 631.67

Режим орошения основных сельскохозяйственных культур в зависимости от водно-физических свойств каштановых почв Кулундинской степи. И в а н о в А. В. Межведомственный сборник «Вопросы мелиоративной гидрогеологии и гидрологии зоны недостаточного увлажнения», изд. ЛПИ, 1979, вып. 69, с. 116—127. (ЛГМИ).

Исследован режим орошения сельскохозяйственных культур за многолетний период; рассмотрены годы с осадками различной обеспеченности. Выявлено положительное влияние осенних и ранневесенних влагозарядковых поливов для люцерны, предпосевных для яровой пшеницы и кукурузы, нормы и сроки поливов для этих культур. Установлены оптимальные дозы и сроки внесения минеральных удобрений в зависимости от класса обеспеченности почв основными питательными веществами.

Табл. 2.



УДК 556.536

Методика расчета пропускной способности русел с поймами. Барышников Н. Б. Межведомственный сборник «Вопросы мелиоративной гидрогеологии и гидрологии», изд. ЛПИ, 1979, вып. 69, с. 127—143. (ЛГМИ).

В статье предложена методика расчета пропускной способности русел с поймами, основанная на системе уравнений движения потока с переменной массой и неразрывности и на разработанной автором типизации процессов взаимодействия руслового и пойменного потоков. Доказано, что фактором, определяющим гидравлику таких сложных потоков, является морфологическое строение русла и поймы на расчетном участке. В качестве основных параметров, учитывающих морфологию русла и поймы, приняты угол пересечения динамических осей потоков в них, приравненный геометрическому углу, и относительная ширина поймы. По данным паводочных измерений на 34 пойменных створах, расположенных на 33 реках Советского Союза, получены графические и аналитические зависимости между средними скоростями и коэффициентами шероховатости руслового потока и определяющими их характеристиками, в том числе морфометрическими русла и поймы.

Ил. 4. Библ. 13.

201-10000