

681.4к
П-331

ВСЕСОЮЗНОЕ ОБЩЕСТВО ПОЧВОВЕДОВ СССР
КАЗАХСКИЙ ФИЛИАЛ

ПЛОДОРОДИЕ ПОЧВ КАЗАХСТАНА

Выпуск 2



Издательство «НАУКА» Казахской ССР
АЛМА-АТА · 1986

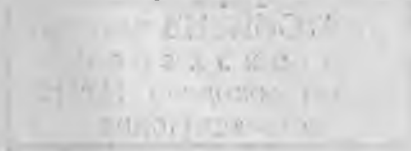
Плодородие почв Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1986. Выпуск 2.–123 с.

В тематический сборник включены статьи по плодородию и агрохимическим свойствам, а также мелиорации почв, вопросам географии и картографии, рекультивации и почвенной микробиологии.

Сборник представляет научный и практический интерес для специалистов в области почвоведения, работников сельского хозяйства и проектных учреждений.

Редакционная коллегия:
Ж.У.Аханов (ответ.редактор),
А.Г.Новикова (ответ.секретарь), Р.Д.Джанпейсов,
М.И.Рубинштейн, Г.Г.Ценер

31407



П 3802020000-0,29 83,86
407(05)-86



Издательство "Наука" Казахской ССР, 1986

К.Ш.Фаизов

ТВОРЧЕСТВО И НАУЧНО-ОРГАНИЗАТОРСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ У.У.УСПАНОВА

(к 80-летию со дня рождения и 55-летию
научной и общественной деятельности)

Имя выдающегося казахстанского почвовед, талантливый организатор науки и первого руководителя ордена Трудового Красного Знамени Института почвоведения АН КазССР, члена-корреспондента АН КазССР, заслуженного деятеля науки КазССР Умирбека Успановича Успанова хорошо известно в нашей стране и за ее пределами. Убежденный последователь и видный продолжатель докучаевской географо-генетической школы почвоведения, У.У.Успанов внес большой вклад в развитие почвенной науки Казахстана.

Выходец из семьи пастуха, рано лишившийся родителей, он познал всю тяжесть жизни батрака. У.У.Успанов с детских лет проявлял большой интерес к знаниям. Только с победой Великой Октябрьской Социалистической революции он получил возможность учиться.

В 1922 г. после окончания в ауле Тогузак трехгодичной начальной и в г.Кустанае двухклассной русско-казахской школы У.У.Успанов по путевке Кустанайского губкома комсомола и губполитпроса с группой сверстников направляется в саратовскую опытно-показательную школу-интернат. Успешно закончив в 1925 г. школу, он продолжил учение на рабфаке в Оренбурге, а в 1927-1931 гг. на факультете агрохимии и почвоведения Тимирязевской сельскохозяйственной академии. Здесь он слушал лекции видных почвоведов.

У.У.Успанов первым среди казахской молодежи получает высшее профессиональное образование и специальность агронома-почвоведа. В 1931 г. он поступает в аспирантуру при Всесоюзном институте удобрения и агропочвоведения, в 1932 г. продолжает обучение и научные исследования в Почвенном институте им. В.В. Докучаева АН СССР. Под руководством проф. Е.Н. Ивановой и И.П. Герасимова У.У. Успанов в лабораторно-полевых условиях проводит глубокие и всесторонние исследования малоизученных вопросов гипсования солонцов, генезиса и мелиорации такыров.

В трудных условиях, на ограниченные материальные средства У.У. Успанов неоднократно выезжает в районы Кунья-Ургенческих такыров Каракалпакии (в низовьях Амударьи), где проводит исследования.

В мае 1937 г. У.У. Успанов успешно защищает кандидатскую диссертацию на тему "Генезис и мелиорация такыров". В первой научной работе проявились самостоятельность суждений, знание специальной литературы, оригинальность мысли и творческая зрелость молодого ученого. Автор выдвигает почвенно-геологическую теорию генезиса такыров, предлагает научно обоснованные методы их мелиорации. Официальные оппоненты академики Л.И. Прасолов и Б.Б. Польнов высоко оценили диссертационную работу У.У. Успанова.

Работа У.У. Успанова "Генезис и мелиорация такыров" удостоена премии ЦК ВЛКСМ и Почетной грамоты ЦК ЛКСМ Казахстана. Она не потеряла своего научного и практического значения и в настоящее время.

У.У. Успанов неоднократно принимал участие в полевых экспедициях по изучению почв Семипалатинской (1929), Алма-Атинской (1930), Акмолинской (1931), Московской и Горьковской областей (1934), Северного Кавказа (1929-1930), Киргизской и Туркменской ССР (1934).

В 1936 г. вернувшись в Алма-Ату, У.У. Успанов активно включается в научные исследования, проводимые на Казахстанской базе АН СССР. Его работы тех лет связаны с освоением для нужд народного хозяйства района крупного меднорудного месторождения Большого Джекказ-

гана. На бурых солонцеватых почвах вблизи Джезказгана он организует опытную станцию по мелиорации почв. Разработанные здесь методы освоения почв позволили успешно выращивать многие овощные культуры, кустарники и травы. Выполненные на опытной станции исследования стали научной основой для создания сельскохозяйственной базы вокруг промышленной зоны бурового по климатическим и почвенно-мелиоративным условиям района Большого Джезказгана.

Помимо опытных работ на Джезказганской станции У.У.Успанов проводил почвенно-географические и почвенно-мелиоративные исследования в пустынных и пустынно-степных районах Центрального Казахстана: Джезказган-Улутауском, Тургайском, Чалкар-Аральском, Бетпак-Далинском, Западном Прибалхашье, долинах рек Ишим, Нура, Сарысу, Токрау и др. Результаты этих исследований отражены в статьях "О почвенных условиях подсобных хозяйств Большого Джезказгана" /1940/, "Освоение пустынь Центрального Казахстана" /1943/, "К эволюции взглядов о бурых почвах" /1947/", "К вопросу об освоении водо-земельных ресурсов Джезказганского района" /1949/, "Почвы Джезказганского промышленного района" /1954/ и многих других. В них ученый показывает особенности формирования, свойства и классификационное положение пустынных и пустынно-степных почв, определяет почвенные ресурсы и намечает научные основы освоения почв этого обширного и малоизученного региона.

В 1938 г. по решению Советского правительства Казахская база АН СССР была реорганизована в Казахский филиал АН СССР. Совместно с К.И.Сатпаевым У.У.Успанов принимает деятельное участие в организации филиала, где занимает должность заместителя председателя Президиума Казахского филиала АН СССР. В 1939 г. по инициативе У.У.Успанова в составе Казахского филиала АН СССР был создан Почвенный сектор – будущий Институт почвоведения АН КазССР. У.У.Успанов участвовал во всех стадиях подготовительных работ по организации Академии Наук Казахской ССР (1946 г.). Со дня создания Института почвоведения и до ухода на пенсию (1968 г.) он почти 25 лет был бессменным его директором.

В этот период наиболее ярко проявляется талант У.У.Успанова как крупного организатора научных исследований в республике, как авторитетного ученого с широким диапазоном знаний, умело сочетающего науку о почве с практикой земледелия. Всесторонне продуманная стратегия научного поиска в соответствии с запросами народного хозяйства, умелая концентрация научных сил и материальных средств на решающих направлениях почвоведения, создание творческого коллектива позволили У.У.Успанову вывести Институт почвоведения АН КазССР в ряд крупнейших научных центров СССР.

Под руководством и при непосредственном участии У.У.Успанова коллектив Института почвоведения проводил крупные по объему и значительные по содержанию почвенно-географические, почвенно-мелиоративные, стационарные и лабораторные исследования в Казахстане. В их ходе были изучены почвы всей территории республики, разработаны научные основы их классификации, диагностики и агропроизводственной группировки, выявлен количественно-качественный состав земельных ресурсов и определены резервы пахотно-пригодных земель для их сельскохозяйственного освоения. Были составлены мелко- и среднемасштабные почвенные карты всех областей республики, подсчитаны площади почв по агропроизводственным группам и в разрезе почвенных зон, подзон и административных областей. Теоретическое обобщение материала привело к созданию 14 выпусков серийной монографии "Почвы Казахской ССР".

Благодаря этим работам стало возможным уточнение состава почвенного покрова природных зон и подзон республики, выявление закономерности их формирования и географического распространения, проведение почвенного районирования территории.

Итоги исследований были обобщены и опубликованы У.У.Успановым в статьях "Состав земфонда Казахстана по почвам" (1946), "Почвоведение и земледелие" (1948), "Земельные ресурсы Западного Казахстана" (1951), "Опыт агропроизводственных подразделений целинных и залежных земель Северного Казахстана" (1955), "Почвенно-мелиора-

тивная характеристика Северного Прикаспия" (1956), "Природные, природно-хозяйственные зоны и пахотно-пригодные земли Казахстана" (1958), "Научные основы рационального использования земель Казахстана" (1964), "Почвенно-географические зоны и земельные ресурсы Казахской ССР" (1967), "Почвенные зоны, подзоны Казахстана и принципы агропроизводственной группировки почв" (1968) и др.

У.У.Успанов является автором и ответственным редактором новой почвенной карты Казахской ССР (масштаб 1:2500000), изданной ГУГК в 1976 г. и удостоенной диплома первой степени ВДНХ СССР. Карта имеет большое практическое значение для планирующих и проектных организаций как исходный материал, позволяющий наиболее правильно и целенаправленно разместить народнохозяйственные объекты, а также служит учебным пособием.

Институт почвоведения АН КазССР внес существенный вклад в развитие советского почвоведения. Большая заслуга в этом, несомненно, принадлежит У.У.Успанову — руководителю и организатору работ.

Государственный подход к решению практических задач почвоведения проявился у Успанова, когда он возглавлял исследовательские работы по отбору пахотно-пригодных целинных и залежных земель для их освоения и организации новых зерновых хозяйств в республике (1954 г.). За короткое время в Северном Казахстане было обследовано около 100 млн.га земель и рекомендовано для первоочередного освоения 22,6 млн.га лучших по качеству целинных и залежных земель. Эти работы во многом способствовали превращению Казахстана в крупнейшую житницу страны по производству высококачественного товарного зерна твердых и сильных сортов.

С 1955 г. У.У.Успанов руководит научно-методической комплексной работой по стационарному изучению динамики почвенных процессов почв Северного Казахстана и изменению их природных свойств при окультуривании. Многолетние режимные исследования почв освоенной целины и полученные при этом результаты послужили научной базой для раз-

работки рациональных методов управления почвенными процессами, позволили глубже познать вопросы генезиса и эволюции черноземов и каштановых почв.

Основные результаты исследований У.У.Успанова опубликованы в 65 печатных работах (не считая тезисов, кратких сообщений, хроник и газетных статей). Многие научные разработки вошли в монографии о почвах и земельных ресурсах Советского Союза, обзорные почвенные карты СССР, Азии и мира.

Научные труды У.У.Успанова посвящены решению важнейших теоретических и практических проблем современного почвоведения — генезису, географии, классификации и агропроизводственной группировке почв, учету и качественной оценке почвенных ресурсов, разработке научных основ правильного и наиболее эффективного хозяйственного использования земельного фонда Казахской ССР. Работы ученого используются плановыми и проектными организациями при разработке практических мероприятий по освоению, рациональному использованию и охране почв республики.

У.У.Успанов и сейчас полон сил и энергии, успешно продолжает вместе со своими учениками и коллегами научные исследования по вопросам классификации, систематики, почвенно-географическому районированию и качественному учету почвенных ресурсов Казахстана. Являясь членом бюро отделения биологических наук АН КазССР, членом Ученого совета и Спецсовета по присуждению ученой степени кандидата наук при Институте почвоведения АН КазССР, почетным членом Всесоюзного и Международного общества почвоведов, большое внимание уделяет Умирбек Успанович подготовке научных кадров, ведет большую общественную работу.

Имя У.У.Успанова хорошо известно научной общественности зарубежных стран. Он посещал КНР, Румынию, Индию, участвовал в работе ЮНЕСКО в Париже по проблемам изучения засушливых зон мира, выступал в США на VII Международном конгрессе почвоведов с докладом о почвах Казахстана и освоении целинных земель, присутствовал на первом семинаре ФАО ЮНЕСКО по вопросам классификации и карто-

графии почв Азии. На X Международном конгрессе почвоведов Успанов демонстрировал новую почвенную карту Казахской ССР.

Коммунистическая партия и Советское правительство высоко оценили научную и общественную деятельность У.У.Успанова. За заслуги в области почвоведения и активное участие в разработке вопросов освоения и рационального использования земель Казахстана ученый награжден орденами Ленина, Трудового Красного Знамени, Знак Почета, многими медалями Советского Союза, почетными грамотами Верховного Совета Казахской ССР; удостоен Большой Золотой медали ВСХВ и Золотой медали ВДНХ. Ему присвоено почетное звание Заслуженного деятеля науки Казахской ССР. Его имя вписано в "Золотую Книгу Почета Казахской ССР".

Умирбека Успановича Успанова отличают глубокая коммунистическая убежденность, партийная принципиальность и требовательность, такт педагога и наставника, незаурядный темперамент ученого и личное обаяние. Все это списало ему всеобщее уважение и большой авторитет среди почвоведов Советского Союза, ученых и практиков.

УДК 631.67(574)

К.Д.Каражанов

ОПЫТ ОЦЕНКИ ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНО-МЕЛИОРАТИВНЫХ УСЛОВИЙ СТЕПНЫХ РАЙОНОВ КАЗАХСТАНА ПРИ ИХ ОРОШЕНИИ

Вопросы орошения приобретают большую актуальность в свете решений октябрьского (1984 г.) Пленума ЦК КПСС, выдвинувшего задачу широкого развития мелиорации земель — важнейшего звена Продовольственной программы. Долгосрочной программой мелиорации земель в Казахской ССР предусматривается довести площади орошения с 2,2 до 3-3,5 млн.га. Располагая громадным мелиоративным фондом земель (Боровский и др., 1978), Казахстан сильно ограничен в водных ресурсах. Свободные водные ресурсы

имеются лишь на северо-востоке республики (р.Иртыш), в том числе на степных территориях Северного Казахстана.

Степные районы Северного Казахстана, где развито зерновое производство, сильно страдают от засухи, в связи с чем средняя многолетняя урожайность пшеницы составляет 8-9 на черноземных и 6-7 ц/га на темно-каштановых почвах. Естественное увлажнение за 6-7 лет из 10 не обеспечивает нормального роста и развития посевов яровой пшеницы, а следовательно, получения устойчивого урожая зерновых культур. В то же время расчеты, произведенные с учетом потенциальной биоклиматической продуктивности, и опыты Института почвоведения АН КазССР по орошению черноземов Северо-Казахстанской области (Каражанов, Рукавишников, 1982), темно-каштановых почв Целиноградской и Карагандинской областей (Аханов и др., 1979) и каштановых почв Павлодарской области (Каражанов, Малетин, 1982) показали, что при дополнительном орошении урожайность яровой пшеницы может превысить 30 ц/га. Дополнительные поливы, приуроченные к критическим фазам развития растений, позволят при небольших оросительных нормах обеспечить устойчивость сельскохозяйственного производства. Однако ирригационное освоение крупных массивов земель в степной зоне Казахстана может вызвать и нежелательные природно-мелиоративные изменения.

Материалы исследований Института гидрогеологии и гидрофизики и Института геологических наук АН КазССР позволяют говорить о прогнозных изменениях гидрогеологических условий и инженерно-геологических процессов в степной зоне (Гидрогеологические условия Казахстана, 1975). Так, на Северо-Тургайской равнине, занимающей обширную территорию к северу от Тургайского водораздела, значительные инфильтрационные потери и передача гидростатического напора большой массы воды вызовут прогрессирующий подъем соленых грунтовых вод в пределах плоского дна Убаганской ложбины, что приведет к заболачиванию и засолению земель. Ирригационное строительство и развитие орошения могут вызвать также неблагоприятные инженерно-геологические явления: ветровую и водную эрозии,

набухание и усадку грунтов. Значительная часть грунтов при обводнении подвергается просадкам и суффозионным явлениям.

Одним из важнейших критериев для мелиоративной оценки территории и разработки мелиоративного прогноза служит выяснение галогеохимической обстановки. В Казахстане, где зафиксированы все возможные по соотношению между ионами типы засоления почв, выделяются 4 почвенно-галогеохимические провинции (Боровский, 1978). Степные районы Северного Казахстана, расположенные в пределах Иртышского речного бассейна, относятся к провинции хлоридно-сульфатного соленакопления бассейна стока Карского моря. В отличие от других провинций она открытая — через Карское море сообщается с Мировым океаном. Концентрация геохимического стока здесь по мере продвижения по уклону местности к северу не возрастает, а наоборот, постепенно уменьшается, так как переходит в область с коэффициентом увлажнения больше 1 (по Иванову), где разбавляется атмосферными осадками. Засоленность почв в северном направлении также постепенно уменьшается, т.е. происходит инверсия соляных поясов.

Большое внимание на гидрохимический режим территории оказывает периодическое колебание уровней озер, сопровождающееся интенсивным осолонцеванием почвогрунтов. В провинции отсутствуют крупные очаги конечной аккумуляции и накопления галогеохимического стока. В роли конечных звеньев такого стока выступают мелкие замкнутые понижения и конечносточковые озера. Области частичного накопления галогеохимического стока располагаются на севере провинции.

Степные территории республики характеризуются континентальным климатом с низкими зимними температурами воздуха. Сильное охлаждение почв и глубокое проникновение нулевой изотермы способствуют значительному промерзанию почвогрунтов и развитию криогенных процессов. Почвы равнинной части Казахстана подвержены сильному сезонному промерзанию, достигающему 3–3,5 м. Орошение мало-снежных степных пространств может привести к актив-

зации криогенных процессов: увеличится льдистость почв при одновременном некотором уменьшении глубины их промерзания. Криогенные процессы могут существенно нарушить структуру всего почвенного профиля, усилить некоторые физико-химические процессы, результатом которых может оказаться и вторичное засоление.

Явления сезонного криогенеза и палеокриогенеза почв в Северном Казахстане изучала И.А.Горбунова (1978). Так, на опытных участках орошения в совхозах "Городецкий" (Северо-Казахстанская область) и им.Гагарина (Павлодарская область) исследовались различные формы криогенеза в почвенном профиле черноземов обыкновенных и каштановых почв в условиях различного увлажнения. Установлено, что в черноземах ярче, чем в каштановых почвах проявляются и фиксируются признаки сезонного промерзания, несмотря на меньшую глубину проникновения нулевой изотермы. Это связано с большой увлажненностью и тяжелым механическим составом черноземных почв. Почти повсеместно в Северном Казахстане отмечается морозобойное растрескивание, создающее полигональность почвенного покрова и в значительной степени нарушающее морфологию почвенного профиля.

На перспективных для орошения массивах мелиоративные условия весьма сложны. Черноземы и темно-каштановые почвы не засолены, однако по всему профилю они имеют тяжелый механический состав, а в подпочвенных слоях к тому же содержатся воднорастворимые соли и гипс. Естественный дренаж почти повсюду неудовлетворительный, за исключением некоторых небольших участков, сложенных более легкими отложениями и прилегающих к местным естественным дренам.

Уровень грунтовых вод на водораздельных поверхностях в зоне черноземов залегает, как правило, глубже 10 м, на обширном массиве темно-каштановых тяжелых карбонатных почв, расположенных к югу от долины р.Ишим, глубже 40 м. Однако степень естественной дренированности этих территорий очень низкая. Здесь рекомендуется очень осторожное орошение дождеванием, поливные нормы не должны

превышать дефицита влаги в почве (до 75% наименьшей влагоемкости). Подача воды должна осуществляться по трубопроводам или лоткам. Однако и в этих условиях водный баланс орошаемых территорий неизбежно изменится. Испарение грунтовых вод через почву уменьшится, так как в первую очередь будет испаряться оросительная вода, подаваемая при поливах; одновременно увеличится расход воды на транспирацию культурными растениями, обусловленный ростом урожайности. Кроме того, даже в самой совершенной оросительной системе неизбежны некоторые потери, идущие на подпитывание грунтовых вод. Все это, несомненно, изменит водный баланс и в зависимости от складывающихся соотношений приходных и расходных статей и степени естественной дренированности каждого конкретного массива может привести к подъему грунтовых вод и засолению почв.

Принятие мер по осторожному орошению и устройству разреженного дренажа путем расчистки естественных логов и других понижений с выводом дрен в имеющиеся более крупные русла и озера позволит предупредить накопление воды и подъем уровня грунтовых вод. Однако предсказать картину предстоящих изменений, базируясь только на расчетном способе, было бы неправомерно. Для прогноза необходимо проведение эксперимента на достаточно крупных площадях. Одновременно на этих экспериментальных участках должна быть разработана технология орошения, агротехника поливных культур, определены и испытаны средства регулирования и управления почвенно-гидрогеологическими процессами на орошаемых землях.

Исследования Института почвоведения АН КазССР на опытных участках (площадью от 10 до 25 га) на черноземах (Кустанайская и Северо-Казахстанская области), темно-каштановых (Целиноградская) и каштановых почвах (Павлодарская) показали, что орошение существенно влияет на водно-физические свойства почв: уплотняет пахотный слой, ухудшает его структуру и водопроницаемость. Причем эти изменения более контрастны в черноземах и темно-каштановых почвах тяжелого механического состава, чем в каштановых супесчаных почвах. Установлено также, что при

орошении повышается биологическая активность почв и создаются благоприятные условия для регулирования пищевого режима органо-минеральными удобрениями.

Агрохимические исследования показали, что при орошении черноземов следует ожидать стабилизации в содержании гумуса за счет большего накопления биомассы в виде корневых остатков и образования стойких к разложению форм гумусовых веществ. Оптимизация влажности и обогащение почв органическим веществом усилит процессы азотнакопления за счет азотфиксации и минерализации органического материала. Дефицит азота может проявиться на почвах, обедненных гумусом и растительными остатками, в зоне каштановых почв. Доля минеральных соединений фосфора возрастает при движении от черноземов к каштановым почвам. Орошение способствует мобилизации почвенных фосфатов. Почвы степной зоны, за редким исключением, содержат большие запасы общего калия и его подвижных форм.

В пределах Казахской ССР выделяются 3 обширных природно-хозяйственных пояса, отличающихся между собой по почвенно-климатическим условиям и хозяйственному использованию в настоящее время и в условиях развитого орошения. Общей чертой всех поясов является сильная засушливость, нарастающая с севера на юг, в этом же направлении нарастает засоленность почв и увеличивается потенциальная опасность вторичного засоления при орошении.

Первый пояс, охватывающий территорию Северного Казахстана, включает подзоны обыкновенных и южных черноземов, темно-каштановых и каштановых почв. Здесь развито зерновое хозяйство, которое ведется с очень высокой степенью риска. В связи с флуктуацией климатического режима наблюдаются большие колебания урожайности яровой пшеницы по годам. Устойчивость сельскохозяйственного производства можно обеспечить орошением небольшими нормами (не более 2600 м³/га). На основе имеющегося опыта и специальных расчетов урожайность пшеницы на черноземах может быть доведена до 37-40, на темно-каштановых почвах - до 40-45 ц/га. При этом предполагается, что в данных условиях не возникнет необходимости в сплошном

дренаже, а можно ограничиться расчисткой логов и закладкой по понижениям редких коллекторов.

Таким образом, прогноз, данный на территорию, почти не исследованную в мелиоративном отношении и где отсутствует сколь-нибудь значительный производственный опыт орошения, можно считать приблизительным. Для того, чтобы достоверно выявить возможные сдвиги в природной среде и, прежде всего, в почвах, необходимо провести исследования в экспериментальных хозяйствах со следующими задачами: 1) разработать технологию возделывания яровой пшеницы при орошении; 2) изучить режим почвенных процессов и способы управления ими в целях повышения плодородия орошаемых почв; 3) исследовать с экологических позиций влияние орошения на микроклимат, растительный и животный мир; выявить загрязнение почв, грунтовых вод, источников питьевой и оросительной воды удобрениями, гербицидами, пестицидами и локаций проявления кумулятивного эффекта.

Литература

Аханов Ж.У., Каражанов К.Д., Терехов Г.С. Эффективность орошения почв в Северном Казахстане. Алма-Ата, 1979, 132 с.

Боровский В.М. Геохимия засоленных почв Казахстана. М., 1978. 191 с.

Боровский В.М., Каражанов К.Д., Аханов Ж.У. и др. Казахстан. — В кн.: Перспективы орошения в Среднем регионе СССР. М., 1978, с.47–88.

Гидрогеологические условия Казахстана. Алма-Ата, 1975, 256 с.

Горбунова И.А. Факторы и формы проявления криогенеза в почвах Казахстана. — Вестник МГУ. Сер. геогр., 1978, № 6, с.49–53.

Каражанов К.Д., Малетин А.М. Влияние орошения на продуктивность каштановых почв. — Информационный листок КазНИИТИ, 1982, № 165. 5 с.

Каражанов К.Д., Гукавишников А.А. Влияние орошения

на продуктивность черноземов обыкновенных Северного Казахстана. — Информационный листок КазНИИНТИ, 1982, № 133. 4 с.

УДК 631.432:551.573

Е.Н.Зеличенко, Э.А.Соколенко

ТЕОРИЯ ИСПАРЕНИЯ ВЛАГИ ИЗ ПОЧВЫ ПРИ БЛИЗКИХ ГРУНТОВЫХ ВОДАХ

Авторами данной работы сделана попытка получить теоретический закон испарения влаги из почвы в зависимости от глубины залегания грунтовых вод (Δ), гидрофизических свойств почв и метеорологических условий для изотермического режима (Зеличенко, Соколенко, 1979). Полученные аналитические решения математической модели в общем правильно отражали основные закономерности испарения влаги, характеризующиеся двумя этапами:

1. При достаточно большом увлажнении почвы, когда грунтовая вода расположена на глубине менее 1–1,5 м, интенсивность процесса испарения (q) определяется только метеорологическими условиями, т.е. равна испаряемости

$$q(\Delta) \Big|_{\Delta \leq \Delta^*} = q_{\text{max}}.$$

Глубина грунтовых вод Δ^* , до которой испарение сохраняло максимальное значение, авторы назвали зоной постоянства испарения.

2. При дальнейшем понижении уровня грунтовых вод ($\Delta^* < \Delta$) и сохранении прежних метеорологических условий происходит падение интенсивности испарения, связанное с уменьшением влажности верхнего слоя почвы. Уменьшение влажности приводит к уменьшению величин коэффициента влагопроводности $k(\psi)$, вследствие чего к испаряющей поверхности поступает меньшее количество влаги, чем может испариться при данных метеорологических условиях. Следовательно, на втором этапе интенсивность испарения определяется только гидрофизическими свойствами почвы и глубиной залегания грунтовых вод и не зависит

от внешних параметров приземного слоя атмосферы. Зависимость $\varphi(\Delta)$ тесно связана с видом функции $K(\psi)$.

Теоретические и экспериментальные данные процесса испарения при близких грунтовых водах в качественном отношении имеют удовлетворительную сходимость, но количественное совпадение теории с натурой было далеко не полным. Особенно большие расхождения расчетных и опытных данных наблюдались для величин зоны постоянства испарения Δ^* . Например, для песков и супесей эта зона по теоретическим определениям могла достигать 1,0–1,5 м, а опыты показывали, что на такой глубине для названных грунтов интенсивность испарения падает как минимум в 4–5 раза. Кроме того, оказалось, что зона постоянства испарения для легких грунтов больше, чем для тяжелых, что также противоречит природе.

Для выяснения причин появления нереальных величин зоны постоянства испарения Δ^* , возникающих при расчетах по разработанной ранее математической модели, авторы исследовали 3 момента, учет которых, по их мнению, мог бы повысить сходимость теории с натурой; а) учесть влияние поля температур, т.е. рассмотреть задачу неизотермического испарения; б) уточнить граничные условия для влажности на дневной поверхности, т.е. выяснить влияние площади смачивания на процесс испарения влаги; в) оценить влияние точности экспериментального определения коэффициентов влагопроводности почв. Исследованию этих моментов и посвящена данная работа.

Математическое описание процессов влаго- и теплообмена в почве. Ортогональная система координат ориентируется так, что ось Oz направлена вверх перпендикулярно дневной поверхности. При этом уравнение $z = 0$ соответствует уровню грунтовых вод, а неравенство $z \leq \Delta_1$ — области относительно постоянных температур ("мертвый слой" почвы, который начинается выше или ниже уровня грунтовых вод). Рассматриваемая область простирается от $z_1 = \min(0, \Delta_1)$ до дневной поверхности $z = \Delta$.

Процессы тепло-, влагопереноса в почве при $z_1 \leq z \leq \Delta$ описываются уравнениями:

энергии

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} - j_n h_n - j_v h_v \right) - Q h_v, \quad (1)$$

неразрывности жидкой влаги

$$\frac{\partial(\theta \rho_v)}{\partial t} = - \frac{\partial j_v}{\partial z} - (q_n + Q) \rho_v, \quad (2)$$

неразрывности парообразной влаги

$$\frac{\partial j_n}{\partial t} = \rho_v q_n, \quad (3)$$

движения жидкой влаги

$$j_v = -K(\psi) \rho_v \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) - K_T \rho_v \frac{\partial \theta}{\partial z} = \\ = j_{v\psi} + j_{vT}. \quad (4)$$

Поток парообразной влаги j_n , обусловленный градиентом потенциала переноса μ_n/T и $1/T$ (Лыков, 1972), выражается уравнением

$$j_n = -(n-\theta)^\alpha \left[L_{11} T \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\mu_n}{T} \right) - L_{12} T \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{T} \right) \right], \quad (5)$$
$$\mu_n = H_n - S_n T + U. \quad (6)$$

В уравнениях (1)–(6) приняты следующие обозначения:

j_v, j_n — потоки влаги в жидкой и парообразной формах;
 q_n, Q — интенсивность объемного физического испарения и транспирация (1/с); θ, ω — объемная и весовая влажность; h_v, h_n — удельные энтальпии воды и пара; λ — коэффициент теплопроводности влажной почвы; C — теплоемкость влажной почвы; ρ_v, ρ_n — плотность воды и пара; $K(\psi)$ — коэффициент влагопроводности, см/с; P — давление; $\psi = P/\rho_v g$ — потенциал почвенной влаги; θ — коэффициент поверхностного натяжения; K_T — коэффициент термовлагопроводности; g — ускорение силы тяжести; L_{11}, L_{12} — кинетические коэффициенты; α — параметр, зависящий от геометрии порового пространства: $\alpha \in [1+3.5]$; (Чизмаджев и др., 1971; Чайлдс, 1973); μ_n — химический потенциал пара; H_n, S_n — энтальпия и энтропия 1 М водяного пара; U — гравитационный потенциал.

Используя условие термодинамического равновесия воды и пара в почве

$$\mu_v = \mu_n, \quad (7)$$

где

$$\mu_B = H_B - S_B T + U, \quad (8)$$

H_B, S_B — энтальпия и энтропия 1 М воды, можно найти связь между давлением пара P_n и потенциалом жидкой влаги Ψ . Это позволяет перейти в уравнении (5) от давления пара к потенциалу жидкой влаги

$$P_n(T, P) = (P_{no})^{T_0/T} \exp \left\{ \int_{T_0}^T (S_n^0 - S_B) dT + \right. \\ \left. + M(P - P_0)/\rho_B \right\} / RT, \quad (9)$$

где $P_n(T, P)$, $P_{no} = P_n(T_0, P_0)$ — давление насыщенного пара при температурах T и T_0 и давлении жидкой влаги P и P_0 ; S_n^0 — стандартная энтропия пара при температуре T .

Используя равенства (7) и (9), поток пара в почве можно представить в виде

$$j_n = -K_n \rho_B (\partial \Psi / \partial z + 1) - \rho_B (W + W_1) \partial T / \partial z, \quad (10)$$

$$K_n = (n - \theta)^\alpha D_n \rho_n M g / RT \rho_B, \quad (11)$$

$$W = K_n (S_n - S_B) / M g, \quad (12)$$

$$W_1 = K_n RT \rho_{Bz} \theta_T / M g \rho_n. \quad (13)$$

В уравнениях (10)–(13): K_n — коэффициент паропроводности почв; D_n — коэффициент диффузии пара в воздухе; R — газовая постоянная; M — масса грамм-молекулы воды; ρ_{Bz} — плотность влажного воздуха; θ_T — коэффициент Сорэ; n — пористость.

Таким образом, процессы теплообмена в слое почвы описываются системой уравнений (1)–(4), (10). Для характеристики процесса испарения необходимо провести анализ и оценку отдельных составляющих парожидкостного потока влаги в почве. Прежде всего следует отметить нетрадиционность формы уравнения (4), отличающегося от обычно используемого уравнения движения жидкой влаги (Philip,

de Vries, 1957; Будаговский, 1964, 1981; Новак, 1981) появлением последнего члена

$j_{вт} = -k_T g_v \delta \theta / \partial z$. Этот член описывает перенос жидкой влаги, вызванный дополнительной силой, направленной тангенциально к поверхности раздела фаз (жидкой и газообразной). Возникающий поток пропорционален градиенту поверхностного натяжения, который в данном случае обусловлен градиентом температуры. Перенос влаги, вызванный этой касательной силой, наиболее заметен в пленках, где поверхность жидкости достаточно велика по отношению к ее объему. Поэтому $j_{вт}$ является в основном термопленочным потоком.

Для одиночной плоской и цилиндрической пленок задача по определению поля скоростей, созданного градиентом поверхностного натяжения, была рассмотрена С.В.Нерпиным и А.Ф.Чудновским (1967), Ю.А.Чизмаджевым с соавт. (1971). Из полученных этими исследователями решений следует, что поток, вызванный поверхностными силами, может быть сравним или даже превосходить поток, вызванный объемными силами. Если объемные и поверхностные силы противоположно направлены, то в пленке может возникнуть циркуляционное движение.

Уравнение для $j_{вт}$ возникает в результате двукратного усреднения решения уравнения Навье-Стокса по сечению пленки и по единице объема пористой среды. При первом усреднении коэффициент проводимости для термопленочного потока в плоской пленке равен $k^2 g / 2 \nu$, для цилиндрической пленки $-(a-k)k^2 g / \nu(2a-k)$, $\bar{F} = a/k - 0.5 - (a/k - 1)^2 \ln(1 - k/a)$, где k - толщина пленки; a - радиус поры (капилляра);

ν - коэффициент кинематической вязкости. Второе усреднение связано с интегрированием по периметру водных пленок Ω , приходящихся на единицу площади поперечного сечения пористой среды. Таким образом, коэффициент термомпереноса влаги k_T равен

для плоских пленок

$$k_T = \overline{k^2 \Omega} g / 2 \nu, \quad (14)$$

для цилиндрических пленок

$$K_T = P \rho \Omega / 2\nu, \quad (15)$$

где $P = \frac{(a-h)h^2 \gamma}{(2a-h)}$ — функция, усредненная по единице площади пористой среды.

Формула (15) содержит возможность существования максимума величины K_T при определенной влажности почвы. Используя данные о температурной зависимости вязкости воды в микрокапиллярах, приведенные в монографии А.М.Глобуса (1983), можно оценить изменение коэффициента K_T в зависимости от температуры. Величина K_T в интервале температур 283–323 К изменяется 2,5–3 раза.

Помимо рассмотренного термопленочного потока j_{BT} в уравнение (4) входит еще один термический поток влаги, также связанный с зависимостью поверхностного натяжения от температуры, но обусловленный нормальной составляющей тензора напряжений Ψ :

$$j_{B\Psi} = K(\Psi) \rho_3 \partial \Psi / \partial z = K(\Psi) \rho_B (\partial \Psi / \partial \theta)_T \partial \theta / \partial z + K(\Psi) \rho_B (\partial \Psi / \partial T)_\theta \partial T / \partial z = j_{B\theta} + j_{BT}^{(1)}. \quad (16)$$

Оценки потока, вызванного температурной зависимостью объемных движущих сил, приводимые различными исследователями (Philip, de Vries, 1957, Глобус, 1983), согласуются между собой:

$$|j_{BT}^{(1)}| \leq 2 \cdot 10^{-7} \text{ см/с} \quad \text{при} \quad |\partial T / \partial z| = 1 \text{ град/см}$$

Таким образом, составляющей потока влаги, вызванной зависимостью потенциала Ψ от температуры, можно пренебречь.

Оценка потоков парообразной влаги показывает следующее: вклад, вносимый последним членом в уравнении (10)

$W_1 \frac{\partial T}{\partial z}$ (эффект Соре) в общий объем переноса пара в почве, достаточно мал. Так, при градиенте температуры 1 град/см создается поток пара величиной менее 10^{-9} см/с. Для вычисления значений W_1 были использованы данные по величинам коэффициентов Соре θ_T , приведенные А.Г.Шашковым и Т.Н.Абраменко (1976).

Оценим поток пара, вызванный изменением пароемкости воздуха, зависящей от температуры

$$j_{пг} = -\rho_v W \frac{\partial T}{\partial z} = -[D_{пг} M (n-\theta)^{\alpha} \frac{\partial \rho}{\partial T} \times \frac{\partial T}{\partial z}] / R T = [\rho_v K_{п} (S_{п} - S_v) \frac{\partial T}{\partial z}] / M g. \quad (17)$$

Анализ формулы (17) приводит к такой оценке составляющей $j_{пг}$

$$j_{пг} = -4 \cdot 10^{-7} (n-\theta)^{\alpha} \frac{\partial T}{\partial z}. \quad (18)$$

Величина потока пара, вычисленного по формуле (18), имеваемой "простой теорией", не соответствует экспериментальным данным. Последнее обстоятельство вызвало обширную дискуссию среди исследователей (Philip, de Vries, 1957; Hammel, e.a., 1981; Глобус, 1983; Cass e.a., 1984), которая продолжается и до настоящего времени. В ходе дискуссии сложилась концепция, согласно которой 1) в уравнении (18) должен использоваться микроградиент температуры в воздушных порах, который превышает средний градиент температуры; J.Kusmak, P.Sereda (1958) оценивают это превышение более чем в 6 раз; 2) перенос влаги в почве имеет комбинированный характер (парожидкостный), что приводит к значительному увеличению проводимости среды. Таким образом, экспериментальные значения коэффициента W , величина которого в большой степени зависит от влажности, могут на порядок превышать расчетные. С учетом сказанного уравнение (18) следует записать в следующем виде:

$$j_{пг} = -\rho_v W_3(\theta) \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (19)$$

где функция $W_3(\theta) = W(\theta) \eta(\theta)$, $\eta(\theta)$ - "усиливающий фактор". Экспериментальные значения функций $W_3(\theta)$ и $\eta(\theta)$ приведены А.М.Глобусом (1983).

Исходя из приведенных оценок, уравнение переноса влаги в парообразной форме может быть представлено

$$j_{пг} = -\rho_v K_{п} (\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1) - \rho_v W_3 \frac{\partial T}{\partial z}. \quad (20)$$

Суммируя уравнения (4), (20), можно получить уравнение для парожидкостного потока влаги:

$$q_{\rho B} = j_B + j_{\Pi} = -g_B [k(\psi) + K_{\Pi}] (\partial \psi / \partial z + 1) - \quad (21)$$

$$-g_B (k_{\Gamma} \partial \epsilon / \partial z + W_{\epsilon}) \partial T / \partial z = j_{B\psi} + j_{\Pi\psi} + j_{\Gamma},$$

где $j_{B\psi}$, $j_{\Pi\psi}$ - потоки жидкой влаги и пара, обусловленные градиентом потенциала ψ ; j_{Γ} - термический поток влаги; q - скорость физического испарения влаги из почвы (см/с).

Процессы переноса тепла и влаги в приземном слое воздуха. Внешняя часть задачи, т.е. перенос энергии и влаги в области от $z = \Delta$ до $z = L_2$ ($L = L_2 - \Delta$) - толщина приземного слоя воздуха) определяется процессами турбулентного обмена между подстилающей поверхностью и атмосферой. Основой физического описания этих процессов является предложенная А.С.Мониным и А.М.Обуховым (1954) теория подобия: в стратифицированной среде. Уравнения, описывающие распределение тепла и влаги в приземном слое воздуха, (Зилитинкевич, 1970), имеют вид:

$$u(z_3) - u(z_2) = u^* [(\ln z_3 / z_2 + \beta_u (z_3 - z_2) / L) / \alpha_u] \quad (22)$$

$$T(z_3) - T(z_2) = T^* [(\ln z_3 / z_2) / \alpha_T + \beta_T (z_3 - z_2) / L] \quad (23)$$

$$\theta_n(z_3) - \theta_n(z_2) = \theta_n^* [(\ln z_3 / z_2) / \alpha_D + \beta_{\theta} (z_3 - z_2) / L] \quad (24)$$

где $u(z)$ - скорость ветра в приземном слое атмосферы, направленная вдоль оси Ox ; $u^* = \sqrt{\tau / \rho_{B3}}$ - динамическая скорость ветра (τ - напряжение трения); θ_n - удельная влажность воздуха; $\alpha = 0,4$ - постоянная Кармана; $\beta_u, \beta_T, \beta_{\theta}$ некоторые положительные безразмерные параметры "плаучести", равные $\approx 0,6$; $T^* = -H_T / \alpha c_p \rho_{B3} u^*$ - масштаб для измерения температуры; H_T - вертикальный поток тепла вблизи подстилающей поверхности; $\theta_n^* = -q_{\rho B} / \alpha g_{B3} u^*$ - масштаб для измерения удельной влажности воздуха; $q_{\rho B}$ - вертикальный турбулентный поток пара вблизи подстилающей поверхности; α_H, α_D - безразмерные константы типа α ; координата z_2 соответствует

верхней границе шероховатости; $z_2 \leq z_3$. Таким образом, уравнения (22)-(24) описывают распределение скорости ветра, температуры и влаги выше уровня шероховатости.

В монографии С.С.Зилитинкевича и А.С.Монина (1971) приводится связь между температурой и влажностью на поверхности почвы $z = \Delta$, $T(\Delta) = T_0$, $\theta(\Delta) = \theta_0$ и температурой и влажностью на уровне шероховатости $z = z_2$, $T(z_2) = T_2$, $\theta(z_2) = \theta_2$:

$$(T_0 - T_2)/T^* = 0.2 (e_w u^*/v)^{0.45} \quad (25)$$

$$(\theta_0 - \theta_2)/\theta^* = 0.2 (e_w u^*/v)^{0.45} \quad (26)$$

где $e_w = (z_2 - \Delta)$ - высота шероховатости.

Граничные условия. Для замыкания задачи о распределении влаги и температур в почве и приземном слое воздуха необходимо сформулировать граничные условия. При стационарном, одномерном, процессе (учитывается только зависимость от координаты z) в качестве этих условий могут быть выбраны следующие:

а) на нижней границе почвенного слоя $z = z_1$ задаются температура и потенциал почвенной влаги

$$T(z)|_{z=z_1} = T_1, \quad (27)$$

$$\Psi(z)|_{z=z_1} = \begin{cases} 0 & \text{при } z_1 = 0, \\ -L_1 & \text{при } z_1 = L_1. \end{cases} \quad (28)$$

Если $z_1 = L_1$ то, необходимо принять во внимание условие $\theta = n$, т.е. $K_n(z) = 0$ при $L_1 \leq z \leq 0$.

б) на поверхности почвы $z = \Delta$ задаются условия непрерывности функций $T(z)$ и $\Psi(z)$, а также потоков тепла и влаги

$$T(z)|_{z=\Delta-0} = T(z)|_{z=\Delta+0} = T_0, \quad (29)$$

$$\Psi(z)|_{z=\Delta-0} = \Psi(z)|_{z=\Delta+0} = \Psi_0, \quad (30)$$

$$\begin{aligned} (-\lambda \partial T / \partial z + j_n k_n + j_v k_v)|_{z=\Delta-0} + Ra = \\ = H + g_v q k_n, \end{aligned} \quad (31)$$

$$\left[(k + K_n) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) + \left(K_T \frac{\partial \theta}{\partial T} + W_3 \right) \frac{\partial T}{\partial z} \right] x = \Delta - 0 = -q, \quad (32)$$

где T_0 и ψ_0 - температура и упругость пара на поверхности почвы; R_a - радиационный баланс. Величины R_a , H и q задаются. Остальные обозначения прежние.

Таким образом, система уравнений (1)-(4), (20), (22)-(26) с условиями (27)-(32) описывают тепло-, массообмен в почве и приземном слое воздуха.

В дальнейшем рассматривается стационарный случай.

Влияние градиента температуры на интенсивность испарения. Приведенная система уравнений с соответствующими граничными условиями позволяет оценить влияние различных факторов на интенсивность испарения влаги из почвы, в частности установить воздействие градиента температуры. Несмотря на то, что этот вопрос изучался многими исследователями (Philie, de Vries, 1957; Глобус, 1983 и др.), осталось неясным как влияет положительный градиент температуры на понижение интенсивности испарения при близких грунтовых водах. Интерес к этому вопросу возник у авторов настоящей работы при теоретическом исследовании испарения при близких грунтовых водах в изотермических условиях (Зеличенко, Соколенко, 1979). В изотермических условиях глубина залегания грунтовых вод, при которой интенсивность испарения сохраняется максимальной (определяется только метеоусловиями) принимает очень большие (нереальные) значения (рис. 1). Причем зона постоянства испарения для легких грунтов оказывалась большей, чем для тяжелых, что противоречит природе. Так, по теоретическим расчетам, проведенным для песков, гидравлическую проводимость которых исследовали (Д.Вараллия и Е.Мироненко, 1980), зона постоянства испарения составляла 74 см при $q_{max} = 6,68 \cdot 10^{-6}$ см/с (см. рис. 1). По экспериментальным данным D.Hellwig (1973), испарение влаги из песка со средним диаметром зерен 0,53 мм прекращалось уже на глубине залегания грунтовых вод 60 см.

Для тонкого песка со средним диаметром частиц 0,1–0,2 мм при уровне грунтовых вод 30 см испарение сокращалось в 2 раза. Для глины и суглеси, коэффициенты влагопроводности которых определял W.Gardner (1956), расчетная ширина зоны постоянства испарения достигала соответственно 58 см и 156 см, что также противоречит результатам эксперимента.

В настоящей работе сделана попытка объяснить наличие больших зон постоянства испарения, полученных из теоретических расчетов, влиянием положительных градиентов температур по профилю почвы. Для решения этого вопроса был исследован неизотермический стационарный процесс испарения влаги из почвы при заданном градиенте температур внутри почвы и известной температуре на верхней границе шероховатости T_2 . Задача сводится к решению уравнений при $0 \leq z \leq \Delta$

$$-\partial \Psi / \partial z = 1 + q / [k(\Psi) + K_n] + D_T \partial T / \partial z / [k(\Psi) + K_n], \quad (33)$$

$$D_T = K_T \partial \theta / \partial T + W \varepsilon;$$

$$T = T_0 - \alpha_1 [1 - \exp(-\beta(\Delta - z))] / \beta - \alpha_2 \ln [1 - 0.01(\Delta - z)]; \quad (34)$$

$$\Psi(z) |_{z=0} = 0; \quad (35)$$

$$\Psi(z) |_{z=\Delta} = \Psi_0. \quad (36)$$

Потенциал почвенной влаги на поверхности почвы (Ψ_0) при помощи формулы (9) может быть выражен через величину упругости пара (ψ_0):

$$\Psi_0 = \frac{RT_0}{Mg} \ln [P_{no}(T_0) / P_{ns}(T_0)] = \frac{RT}{Mg} \ln \psi_0, \quad (37)$$

где $P_{ns}(T_0)$ давление насыщенного пара при $T = T_0$ и $\Psi = 0$; $P_{no}(T_0)$ — давление насыщенного пара при $T = T_0$ и $\Psi = \Psi_0$; $\psi_0 = P_{no}(T_0) / P_{ns}(T_0)$ упругость пара при $z = \Delta$.

Из формулы (26) следует, что

$$\begin{aligned} \Psi_0(T_0) - \Psi_2(T_2) P_{ns}(T_2) / P_{ns}(T_0) = \\ = q e_{\omega} / 2 \gamma_{83} \rho_p(T_0) R e^{0.55}, \end{aligned} \quad (38)$$

где $\varphi_2(T_2)$, T_2 - упругость пара и температура на высоте шероховатости $z = z_2$; ν_{B3} - кинематическая вязкость воздуха; $Re = \rho_{ш} u^* / \nu_{B3}$ число Рейнольдса.

Испарение достигает своего максимального значения - испаряемости q_{max} при данных метеорологических условиях атмосферы, когда $\varphi_0(T_0) = 1$, т.е. $\Psi_0 = 0$:

$$q_{max} = 2 \nu_{B3} g_n(T_0) Re^{0.55} [1 - \varphi_2(T_2) P_{ns}(T_2) / P_{ns}(T_0)] / \rho_{ш}. \quad (39)$$

Определение испаряемости по формуле (39) позволяет упростить выражение (38):

$$q = q_{max} [\varphi_0(T_0) - \varphi_2(T_2) P_{ns}(T_2) / P_{ns}(T_0)] / [1 - \varphi_2(T_2) P_{ns}(T_2) / P_{ns}(T_0)]. \quad (40)$$

Используя формулу (40), можно найти величину $\varphi_0(T_0)$

$$\varphi_0(T_0) = \frac{q}{q_{max}} \left[1 - \varphi_2(T_2) \frac{P_{ns}(T_2)}{P_{ns}(T_0)} \right] + \varphi_2(T_2) \frac{P_{ns}(T_2)}{P_{ns}(T_0)}$$

и, подставив ее в уравнение (37), определить связь между потенциалом влаги на поверхности почвы, интенсивностью испарения и испаряемостью:

$$\Psi_0 = \frac{RT_0}{Mg} \ln \left\{ 1 - \left[1 - \varphi_2(T_2) \frac{P_{ns}(T_2)}{P_{ns}(T_0)} \right] \left(1 - \frac{q}{q_{max}} \right) \right\}. \quad (41)$$

Анализ уравнений (21), (33), (34) показал, что у температурного поля имеется несколько возможностей ока-

Рис. 1. Теоретическая зависимость интенсивности испарения с различных почв от глубины залегания грунтовых вод: 1 - песок (Варалляи, Мироненко, 1980); 2 - супесь; 3 - глина (Gardner, 1956).

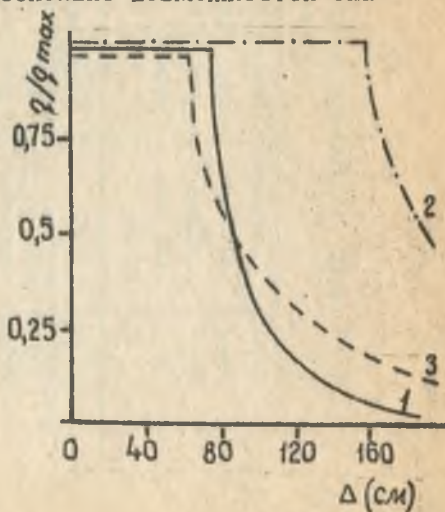


Таблица 1. Данные численного решения на ЭВМ математической модели процесса испарения влаги из песчаной почвы

Глубина, см	Потенциал почв влаги см вод. ст.	Температура	Коэффициент влажности, cm^2/c	Коэффициент термовлагопров., $\text{cm}^2/\text{c} \cdot \text{град}$	Поток жидкой влаги гидравл., $\text{г}/\text{см}^2 \cdot \text{c}$	Поток пара, обусл., $\text{г}/\text{см}^2 \cdot \text{c}$	Термический поток влаги, $\text{г}/\text{см}^2 \cdot \text{c}$
Δz	Ψ	T, C	$K(\Psi) \cdot 10^6$	$D_T \cdot 10^7$	$j_{B\Psi} \cdot 10^7$	$j_{D\Psi} \cdot 10^7$	$j_T \cdot 10^7$
0,0	-14411,0	313,0	0,01	10,08	0,0	131,5	-65,5
0,1	-291,0	312,4	0,03	6,44	105,7	0,0	-39,7
0,3	-212,0	311,2	0,15	5,26	96,8	0,0	-30,8
0,8	-158,0	308,4	0,24	4,04	86,3	0,0	-20,3
1,2	-141,0	306,6	0,48	3,50	81,9	0,0	-15,9
2,0	-122,0	303,4	0,73	2,97	76,3	0,0	-10,3
4,0	-99,0	297,9	1,43	2,00	70,0	0,0	-4,0
6,0	-87,0	294,8	2,27	1,57	67,6	0,0	-1,8
10,0	-73,0	292,1	7,80	1,20	66,4	0,0	-0,4
15,0	-61,0	290,8	13,95	0,70	66,1	0,0	-0,1
20,0	-53,0	290,2	24,65	0,20	66,1	0,0	-0,1
25,0	-46,0	289,7	43,92	0,00	66,0	0,0	0,0
30,0	-40,0	289,3	160,76	0,00	66,0	0,0	0,0
40,0	-29,0	288,6	359,52	0,00	66,0	0,0	0,0
45,0	-24,0	288,2	811,26	0,00	66,0	0,0	0,0

50,0	-19,3	287,9	870,33	0,00	66,0	0,0	0,0
55,0	-14,2	287,5	870,33	0,00	66,0	0,0	0,0
65,0	-4,5	286,9	870,33	0,00	66,0	0,0	0,0
69,1	0,0	286,7	870,33	0,00	66,0	0,0	0,0

Примечание. Гидрофизические параметры для данной почвы (карбонатный аллювиальный песок, образец № 301) определены Д.Варалли и Е.Миронейко (1980). $\Delta^* = 69,1$ см — величина зоны постоянства испарения для данной почвы, соответствующая метеорологических условий и градиента температуры по профилю почвы. Для изотермических условий $\Delta^* = 70,0$ см. Исходные показатели: $Q_1 = 6,6 \cdot 10^{-6}$ см/с; $\alpha_1 = 6,316$; $Q_{max} = 6,68 \cdot 10^{-6}$ см/с; $K_n = 10^{-12}$ см/с; $T_2 = 303^\circ K$; $\alpha_2 = 10,0$; $\beta = 0,3$; $\gamma^0 = 0,3$.

Таблица 2. Данные численного решения на ЭВМ математической модели процесса испарения влаги из глинистой почвы

Глубина, см	Потенциал почвы влаги, см вод.ст.	Температура	Коэффициент влагопроводности, см/с	Коэффициент термовлагопровод., см ² /с · град	Поток жидкой влаги гидравл. г/см ² · с	Поток пара, обусл. г/см ² · с	Термический поток влаги, г/см ² · с
Δz	Ψ	$T^{\circ}K$	$K(\Psi) \cdot 10^7$	$D_T \cdot 10^7$	$\Delta S_{ж} \cdot 10^7$	$\Delta n_{п} \cdot 10^7$	$\Delta T \cdot 10^7$
0,0	-337676	312,6	0,0002	15,11	126,17	19,03	-95,2
0,1	-190764	312,4	0,0002	15,12	129,69	11,05	-90,7
0,2	-106648	311,8	0,0002	14,42	130,32	6,21	-86,5
0,3	-59718	311,2	0,0004	14,36	129,11	3,44	-82,6
0,5	-19235	310,0	0,0020	13,69	124,18	1,07	-75,2
0,7	-6698,6	308,9	0,0037	13,41	118,39	0,32	-68,7
0,9	-2889,3	307,9	0,0111	12,90	112,74	0,10	-62,8
1,0	-2117,0	307,4	0,0188	12,66	110,08	0,06	-60,1
2,0	-515,1	303,3	0,0737	10,88	89,37	0,003	-39,4
5,0	-234,6	296,2	2,151	9,02	63,38	0,0003	-13,4
10,0	-152,3	292,0	6,571	8,03	53,14	0,0	-3,1
15,0	-118,1	290,8	12,305	7,39	51,17	0,0	-1,2
20,0	-97,0	290,2	20,628	7,09	50,72	0,0	-0,7
25,0	-82,1	289,7	30,891	6,90	50,60	0,0	-0,6

30,0	-73,64	289,3	45,525	6,80	50,55	0,0	-0,5
35,0	-60,31	288,9	52,371	6,71	50,52	0,0	-0,5
40,0	-50,68	288,6	57,266	6,65	50,49	0,0	-0,49
45,0	-41,51	288,2	64,027	6,61	50,47	0,0	-0,47
50,0	-32,81	287,9	73,179	6,56	50,45	0,0	-0,45
55,0	-24,60	287,6	86,081	6,53	50,43	0,0	-0,43
60,0	-16,92	287,2	106,308	6,50	50,41	0,0	-0,41
65,0	-9,84	286,9	145,001	6,48	50,39	0,0	-0,39
70,0	-3,31	286,6	177,704	6,45	50,38	0,0	-0,38
72,57	-0,00	286,5	180,000	6,44	50,37	0,0	-0,37

Примечание. Гидрофизические параметры для данной почвы (глина) определены W.Gardner (1956). $\Delta^* = 72,57$ см - величина зоны постоянства испарения для данной почвы, соответствующих метеорологических условий и градиента температуры по профилю почвы. Для изотермических условий $\Delta^* = 77,5$ см. При $Q_{mid} = 6,68 \cdot 10^{-6}$ см/с $\Delta^* = 57$ см, для изотермических условий - $\Delta^* = 59$ см. Исходные показатели: $Q_v = 5 \cdot 10^{-6}$ см/с; $Q_{max} = 5,05 \cdot 10^{-6}$ см/с; $K_{\eta} = 10-12$ см/с; $T_2 = 303^{\circ}K$; $T_c = 313^{\circ}K$; $\alpha_1 = 6,316$; $\alpha_2 = 10$; $\beta = 0,3$; $\gamma_2 = 0,3$.

зывать влияние на распределение потенциала почвенной влаги по профилю почв и на скорость испарения: 1) возникновение внутри почвы потока влаги \dot{J}_T за счет градиента температуры, который приводит к перераспределению потенциала и ослаблению интенсивности испарения, так как \dot{J}_T направлен в глубь почвы при заданном поле температур; 2) давление насыщенного пара $P_{ns}(T_0)$ и $P_{ns}(T_2)$ входящее в определения интенсивности испарения и испаряемости (формулы (39), (40)), зависит от температур поверхности почвы T_0 и верхней границы шероховатости T_2 ; 3) большая нагретость поверхности почвы способствует возникновению более интенсивной тепловой конвекции в приземном слое воздуха, которая приводит к усилению испарения. В дальнейшем эта возможность в работе не обсуждается.

Численное решение на ЭВМ системы уравнений (33), (34) с граничными условиями (35), (36), (41) при заданных величинах $q_v, q_{max}, T_0, T_2, \Psi_2, K(\Psi), D_T(\Psi), \alpha_1, \alpha_2, \beta$ позволило выявить количественную связь между интенсивностью испарения и глубиной залегания грунтовых вод Δ , получить информацию о распределении потенциала влаги $\Psi(z)$ по профилю почвы, определить величины потоков влаги в жидкой и парообразной форме и оценить термический поток влаги (см. табл. 1, 2).

Теоретически исследовались почвы, для которых были известны коэффициенты влаго- и термовлагопроводности ($k(\Psi), D_T(\Psi)$). При расчетах использовались аппроксимации этих функций, построенных по экспериментальным данным. В.Гарднера, Д.Варалляя, А.Глобуса и других исследователей.

Полученные результаты расчетов зависимости интенсивности испарения влаги из почвы от глубины залегания грунтовых вод для неизотермических условий сопоставлялись с аналогичными данными для условий постоянных температур. Было установлено, что перенос влаги под действием градиента температур при достаточно больших величинах испарения (порядка $5 \cdot 10^{-6} - 5 \cdot 10^{-7}$ см/с) не оказывает

заметного влияния на глубину залегания грунтовых вод, соответствующей данной интенсивности испарения. По сравнению с изотермическими условиями эта глубина уменьшается всего на несколько сантиметров. Лишь при малой интенсивности испарения (порядка 10^{-7} см/с) влияние термовлагопереноса становится более заметным. Это объясняется, по-видимому, тем, что коэффициент термовлагопереноса влаги D_T имеет заметные значения только при средней влажности почвы. В реальных же условиях большие градиенты температур наблюдаются в верхних частях почвенного профиля, обычно в просохшем слое, где влажность приближается к гигроскопической. В области средней влажности градиент температуры, как правило, мал.

Градиент температуры, очевидно, влияет на испарение при нестационарном режиме, например в процессах сушки. При этом ощутимо сокращается время выхода на стационар за счет термооттока влаги вниз и более быстрого иссушения верхнего слоя, который "сохнет сверху и снизу".

В отличие от градиента температуры внутри почвы температура ее поверхности T_0 оказывает существенное влияние на процесс испарения. Возрастание температуры T_0 приводит к росту испаряемости q_{max} и интенсивности испарения q . Так, при $T_0 = T_x = 300^\circ \text{K}$, $\psi_2 = 0,7$ величина испаряемости составляет $q_{max} = 3,122 \text{ A см/с}$, а при $T_0 = 315^\circ \text{K}$ и прочих равных условиях $q_{max} = 7,124 \text{ A см/с}$ (A — параметр, учитывающий метеорологи-

ческое состояние атмосферы на заданный момент времени). Влияние температуры поверхности почвы на интенсивность испарения аналогично влиянию на q_{max} . При увеличении T_0 на 15°K q возрастает более, чем вдвое.

Таким образом, поле температур воздействует на процесс испарения в основном через температуру поверхности почвы T_0 и температуру верхней границы шероховатости. Градиент температуры по профилю почв мало изменяет интенсивность испарения. В свою очередь температура на поверхности почвы в большой степени зависит от интенсив-

ности процесса испарения. Эта взаимосвязь описывается уравнением баланса тепла на дневной поверхности (31).

Зависимость интенсивности испарения от влажности на поверхности почвы. Незначительное влияние градиента температуры на величину зоны постоянства испарения Δ^* заставляет искать другие причины для объяснения несоответствия теоретических расчетов и экспериментальных данных. Сомнение вызывает корректность использования в математической модели граничного условия (41).

Формула (41) связывает интенсивность испарения q с потенциалом влаги на поверхности почвы ψ_0 , что при наличии кривых водоудерживающей способности почвы $\psi(u)$ эквивалентно связи интенсивности испарения с влажностью на поверхности почвы. Выражение (9), на основе которого было получено равенство (41), вообще говоря, справедливо только на границе раздела сплошных сред — жидкой и газообразной. Поэтому использование уравнения (9) на границе раздела пористой и газообразной сред нуждается в физическом обосновании. Однако, по-видимому, такого обоснования до сих пор не было сделано. Для решения этого вопроса была сформулирована математическая задача, описывающая процесс переноса пара от поверхности некоторой модельной пористой среды в атмосферу. На основе приближенного решения этой задачи было получено путем статистического усреднения граничное условие, эквивалентное равенству (41).

Проблема формулирования задачи, описывающей процесс переноса пара от поверхности пористой среды, сводилась к 3 моментам: а) выбор уравнения, более или менее адекватно отражающего исследуемый процесс; б) выбор модели пористой среды; в) корректная формулировка граничных условий.

Если считать, что перенос пара в узком слое атмосферы (менее 1 см), прилегающем к дневной поверхности, осуществляется за счет молекулярной диффузии, что, по-видимому, соответствует действительности (Колесников, 1940; Лыков, 1955), то установившийся изотермический процесс паропереноса описывается уравнением Лапласа:

$$\nabla^2 \psi = 0. \quad (42)$$

Что касается моделей пористой среды, имитирующих почву, то их было принято две – шелевая и капиллярная.

Шелевая модель. Поверхность почвы моделируется как равномерное распределение плоскопараллельных шелей одинаковой ширины δ (см) с непроницаемыми промежутками между ними, ориентация их показана на рис. 2. Расстояние между центрами двух соседних шелей – h (см), N (1/см) – плотность распределения шелей. Очевидно, отношение δ/h представляет собой влажность на поверхности почвы.

Испарение с единицы поверхности такой гипотетической почвы интенсивностью q , можно рассматривать как сумму отдельных испарительных процессов с поверхности одной щели: $-\delta/2 \leq x \leq \delta/2$, внутри области, заключенной между

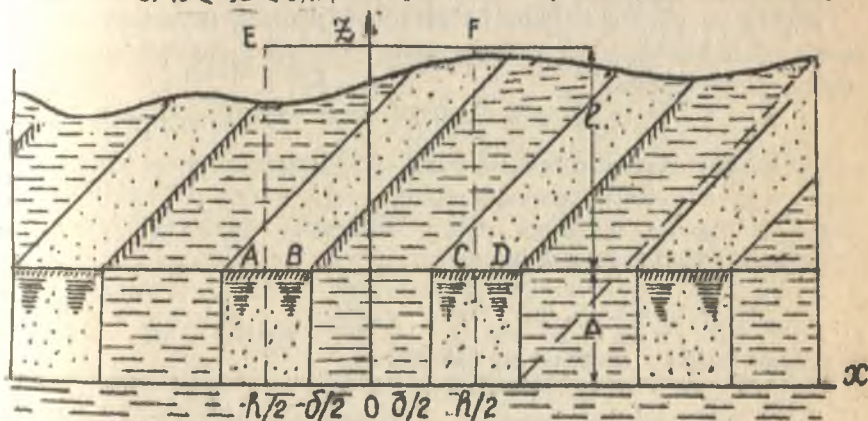


Рис. 2. Щелевая модель почвогрунтов: $z = 0$ – уровень грунтовых вод; $z = \Delta$ – дневная поверхность почв; приземный слой атмосферы

непроницаемыми стенками $x = \pm h/2$. Между интенсивностью испарения с поверхности почвы (q) и количеством влаги, испаряющейся с поверхности одной щели (Q), существует следующая связь:

$$S_B q = N Q. \quad (43)$$

Таким образом, процесс паропереноса в области $EADF$: $-h/2 < x < h/2$, $\Delta < z < \Delta + l$, описывается уравнением Лапласа (44). Граничные условия были выбраны следующие:

а) условие непроницаемости на границах EAB и CDF

$$\left. \frac{\partial \psi}{\partial x} \right|_{x = \pm h/2, \Delta \leq z} = 0, \quad (44)$$

$$\left. \frac{\partial \psi}{\partial z} \right|_{\substack{-h/2 \leq x < -\delta/2, z = \Delta = 0; \\ \delta/2 < x \leq h/2, z = \Delta}} = 0; \quad (45)$$

б) условия термодинамического равновесия пара с жидкой фазой на поверхности шели ВС (формула Томсона)

$$\Psi \Big|_{-\delta/2 \leq x \leq \delta/2, z = \Delta} = \Psi_0 = \exp(Mg\Psi_0/R\Gamma); \quad (46)$$

в) при $z = \Delta + \epsilon$ задается условие дефицита влажности

$$\Psi \Big|_{-h/2 \leq x \leq h/2, z = \Delta + \epsilon} = \Psi^0. \quad (47)$$

Условие (47) может быть заменено условием сохранения расхода на бесконечности (при рассмотрении популоусы: $-h/2 \leq x \leq h/2, \Delta \leq z$).

Решение задачи (42), (44)–(47) ищется методом теории функции комплексного переменного. Рассматривается комплексный потенциал

$$\lambda = \Psi + i\psi, \quad (48)$$

где ψ имеет смысл функции тока, или относительного интегрального расхода парообразной влаги через соответствующее сечение. Функция тока ψ связана с функцией Ψ условиями Даламбера–Эйлера:

$$\frac{\partial \psi}{\partial x} = \frac{\partial \Psi}{\partial z}, \quad \frac{\partial \psi}{\partial z} = -\frac{\partial \Psi}{\partial x} \quad (49)$$

и удовлетворяет уравнению Лапласа

$$\nabla^2 \Psi = 0, \quad (50)$$

а также граничным условиям, соответствующим (44), (45)

$$\Psi \Big|_{\substack{-h/2 \leq x < -\delta/2, z = \Delta = \mp Q/2A, \\ \delta/2 < x \leq h/2, z = \Delta}} \quad (51)$$

$$\Psi \Big|_{x = \pm h/2, \Delta \leq z} = \mp Q/2A, \quad A = \mu D n / R T \epsilon. \quad (52)$$

Задача для комплексного потенциала λ , (42), (50) с граничными условиями (46), (47), (51), (52), представляет собой частный случай так называемой проблемы Римана–Гильберта. Решение этой проблемы известно (Аравин, Нумеров, 1953; Лаврентьев, Шабат, 1958; Полубаринова-Кочина, 1977). Решение этой задачи связано с использованием конформного отображения, и возвращение в

физическую плоскость переменных, необходимое для интерпретации полученных результатов, представляет определенные трудности. Поэтому задача (42), (50), (46), (47), (51), (52) решалась приближенно. Было построено решение $\Psi(x, z)$ для уравнения (50) с граничными условиями (51), (52) и следующим условием на отрезке BC:

$$\Psi \Big|_{-\delta/2 \leq x \leq \delta/2, x = \Delta} = x Q / A\delta. \quad (53)$$

Решение задачи (50)-(53) имеет вид

$$\Psi = -\frac{Q}{A\delta} \int_{-\delta/2}^{\delta/2} \arctg \frac{\sin \pi \xi / h - \sin \pi x / h \operatorname{ch} \pi z / h}{\cos \pi x / h \operatorname{sh} \pi z / h} d\xi. \quad (54)$$

Используя соотношение (49), можно найти распределение упругости пара φ внутри прямоугольника EADF

$$\varphi = \varphi^0 + \left[\exp(\mu g \varphi^0 / RT) - \varphi^0 \right] \left\{ 1 - k \ln 2 / \pi e - A k \int_{-\delta/2}^{\delta/2} \ln \left[\left(\frac{\sin \pi \xi}{h} - \frac{\sin \pi x}{h} \operatorname{ch} \pi z / h \right)^2 + \cos^2 \pi x / h \times \right. \right. \\ \left. \left. \times \operatorname{sh}^2 \pi z / h \right] d\xi / 2\pi e \delta \right\} / \left[1 - k \ln 2 / \pi e + k^2 \ln 2 / \pi e \delta - 2k^2 L(\pi/2 - \pi\delta/2h) / \pi^2 e \delta \right] e. \quad (55)$$

Очевидно, количество влаги, испаряющееся с поверхности одной щели за единицу времени будет равно

$$Q = \left[\exp(\mu g \varphi^0 / RT) - \varphi^0 \right] A k / e \left[1 - k \ln 2 / \pi e - 2k^2 L(\pi/2 - \pi\delta/2h) / \pi^2 e \delta \right], \quad (56)$$

где $L(\pi/2 - \pi\delta/2h)$ -функция Лобачевского

Усредняя равенство (56) по площади испаряющей поверхности, равной $N\delta$ можно получить интенсивность испарения с единицы поверхности почвы

$$q = A \left[\exp(\mu g \varphi^0 / RT) - \varphi^0 \right] / \left[1 - k \ln 2 / \pi e + k^2 \ln 2 / \pi e \delta - 2k^2 L(\pi/2 - \pi\delta/2h) / \pi^2 e \delta \right] e. \quad (57)$$

Случай $\delta = h$ соответствует выклиниванию грунтовых вод на поверхность, т.е. $\psi_c = 0$, $q = q_{\max}$ и формула (57) принимает вид

$$q_{\max} = A(1 - \psi^0)/e. \quad (58)$$

Исходя из определения поверхностной влажности $\theta_0 = \delta/h$ и выражения (58), можно из равенства (57) исключить параметр A , характеризующий метеорологические условия, и уравнение для q записать в виде

$$q = q_{\max} \left[\exp(Mg\psi_0/RT) - \psi^0 \right] B / (1 - \psi^0), \quad (59)$$

$$B = 1 / \left\{ 1 - h \ln 2 / \pi e - h \ln 2 / \pi e \theta_0 - 2h \Delta(\pi/2 - \pi\theta_0/2) / \pi^2 e \theta_0 \right\}.$$

Формула (59) в отличие от условия (40) учитывает не только влияние кривизны менисков (степень "натяженности" упорядоченности воды), но и непосредственное влияние площади смоченной поверхности на интенсивность испарения. Эту информацию несет множитель B , отражающий добавочную по сравнению с (40) связь интенсивности испарения с поверхностной влажностью.

Влияние смоченной поверхности на процесс испарения при $\theta_0 \leq 0,5$ (с ошибкой менее 0,15%) можно оценить, используя следующую зависимость

$$B = 1 / \left[1 - h(e \pi \theta_0 - 1) / \pi e \right]. \quad (60)$$

Как следует из равенства (60), для щелевой модели поверхностная влажность в процессе испарения играет незначительную роль. Так, если $\theta_0 = 0,1$, то при $h/e = 0,1$ величина B отличается от единицы на 0,07, т.е. снижение испарения по сравнению с испаряемостью составляет всего 7%. В действительности это влияние более ощутимо, так как толщина пограничного слоя e , на внешней границе которого достигается дефицит влажности атмосферы ψ^0 , является функцией поверхностной влажности и с падением θ_0 уменьшается. Тем не менее следует считать, что для щелевой модели пористой среды влияние величины смоченной поверхности на интенсивность испарения незначительно.

Капиллярная модель. Поверхность почвы моделируется равномерным распределением сечений круглых капилляров одинакового радиуса δ (рис. 3). Испарение с единицы поверхности такой гипотетической почвы можно рассматривать как сумму отдельных испарительных процессов внутри

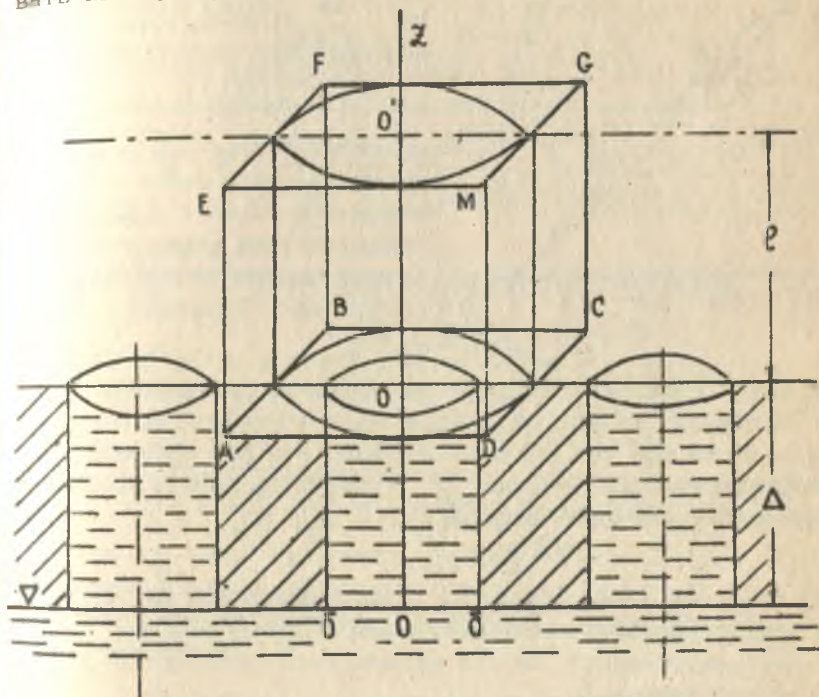


Рис. 3. Капиллярная модель почвогрунтов

четырехгранника $ABCDMEFG$ с поверхности круга радиусом δ и центром в точке O . Очевидно, интенсивность испарения q с поверхности такой почвы связана с количеством влаги Q , испаряющейся с поверхности капилляра за единицу времени, соотношением

$$q s_B = N Q, \quad (61)$$

где N ($1/\text{см}^2$) — плотность распределения капилляров.

Вместо элементарного процесса внутри указанного четырехгранника рассматривается испарение внутри круглого

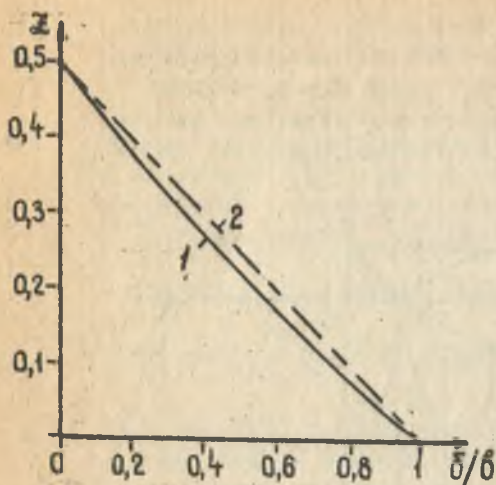


Рис. 4. Зависимость функции Y от аргумента δ/a , описываемая формулой (75):
 1 — точное решение; 2 — приближенная зависимость $Y = 0.5 - 0.5\sqrt{\theta_0}$, используемая вместо формулы (75)

цилиндра с осью OO' и радиусом a , основание которого вписано в квадрат $ABCD$. Поверхностная влажность подобной модели определяется следующим образом:

$$\theta_0 = \delta^2/a^2, \quad (62)$$

где θ_0 — относительная площадь смоченной поверхности.

Испарение внутри рассматриваемого цилиндра с поверхности круга при тех же ограничениях, что для шелевой модели, описывается функцией ψ (упругость пара), удовлетворяющей уравнению Лапласа,

$$\nabla^2 \psi = 0, \quad (63)$$

где оператор Лапласа записан в цилиндрической системе координат (процесс осесимметричен, поэтому угловая координата отсутствует), Задача решалась со следующими граничными условиями:

— непроницаемость на боковых стенках и на дне цилиндра при $\delta < r \leq a$

$$\partial\psi/\partial r |_{r=a, \Delta \leq z} = 0, \quad (64)$$

$$\partial\psi/\partial z |_{\delta < r \leq a, z = \Delta} = 0; \quad (65)$$

— равновесие пара с жидкой фазой на контакте с мениском, где потенциал жидкой влаги равен ψ_0

$$\psi |_{0 \leq r \leq \delta, z = \Delta} = \exp(Mg\psi_0/RT); \quad (66)$$

— при $z = \Delta + \ell$ задается дефицит влажности

$$\Psi|_{0 \leq x \leq a, z = \Delta + e} = \Psi^0. \quad (67)$$

Так же как и для щелевой модели вместо точной задачи (63)-(67) рассматривается приближенная, вместо (66) используется условие

$$\partial \Psi / \partial z |_{0 \leq x \leq \delta, z = \Delta} = -q/A. \quad (68)$$

Решение задачи (63)-(65), (67), (68) было получено методом конечных интегральных преобразований

$$\Psi = \Psi^0 + \frac{[\exp(Mg\Psi^0/RT) - \Psi^0][1 - z/(\Delta + e)]}{1 + \frac{2a^2}{e\delta} \sum_{i=1}^{\infty} \Psi_1(\lambda_i \delta/a) \operatorname{th}(\lambda_i e/a) / \lambda_i^2 \Psi_0^2(\lambda_i)}$$

$$\left[1 + \frac{2a^2}{e\delta} \sum_{i=1}^{\infty} \Psi_1(\lambda_i \delta/a) \operatorname{sh}(\lambda_i z/a) \Psi_0(\lambda_i x/a) / \lambda_i^2 \times \Psi_0^2(\lambda_i) \operatorname{ch}(\lambda_i e/a) \right]. \quad (69)$$

Количество влаги Q , испаряющееся с поверхности капилляра за единицу времени, равно

$$Q = \frac{\pi a^2 A g v [\exp(Mg\Psi^0/RT) - \Psi^0]}{e \left[1 + \frac{2a^2}{e\delta} \sum_{i=1}^{\infty} \Psi_1(\lambda_i \delta/a) \operatorname{th}(\lambda_i \delta/a) / \lambda_i^2 \Psi_0^2(\lambda_i) \right]}$$

где λ_i - корни уравнения $\Psi_1(\lambda_i) = 0$; $\Psi_0(x)$, $\Psi_1(x)$ - функции Бесселя. Используя уравнения (61) и (70), выражение для интенсивности испарения можно представить в таком виде

$$q = q_{\max} [\exp(Mg\Psi^0/RT) - \Psi^0] B_1 / (1 - \Psi^0), \quad (71)$$

где

$$B_1 = 1 / (1 + 2a^2 \mathcal{Y} / e\delta), \quad (72)$$

$$\mathcal{Y} = \sum_{i=1}^{\infty} \Psi_1(\lambda_i \delta/a) \operatorname{th}(\lambda_i e/a) / \lambda_i^2 \Psi_0^2(\lambda_i). \quad (73)$$

Зависимость функции \mathcal{Y} от величины δ/a , описываемая уравнением (73), показана на рис. 4. Из этого графика и формулы (62) следует аппроксимация функции \mathcal{Y}

$$\psi = 0.5(1 - \sqrt{\theta_c}). \quad (74)$$

На основе равенства (62), (71)-(74) можно получить уравнение для функции q , где учитывается зависимость интенсивности испарения от поверхностной влажности θ_c

$$q = q_{\max} \frac{\exp(Mq\psi_c/RT) - \psi^0}{(1 - \psi^0)[1 + a(1/\sqrt{\theta_c} - 1)/e]}. \quad (75)$$

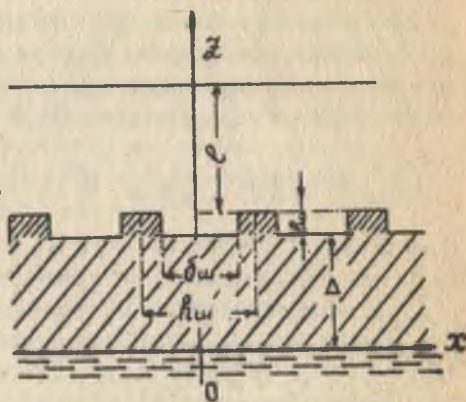
Степень зависимости интенсивности испарения от величины относительной площади смоченной поверхности для капиллярной модели можно определить, используя формулу (75). Так, при $a/e = 0.01$ интенсивность испарения снижается на 1% при $\theta_c = 0.25$, что соответствует 10-20% весовой влажности поверхностного слоя. Понижение испарения вследствие натяжения воды (формула Томсона) начинается при потенциале поверхностной влаги $\psi_0 = -1.0^4$ см, что соответствует давлению $P = -10$ атм. Такие давления имеют водные пленки толщиной $\sim 16 \text{ \AA}$ (Мичурин, 1975). Влажность при этом давлении для песчаных почв составляет 2-5% (мас%), для дерново-подзолистой - 14%, для глинистых почв - 20% (Мичурин, 1975). Следовательно, для почв среднего и тяжелого механического состава влияние площади смоченной поверхности такого же порядка, что и влияние потенциала воды, поэтому интенсивность испарения для этих почв не зависит от влажности поверхностного слоя (вплоть до максимальной гигроскопичности). Для легких почв (песчаных) влияние θ_c на испарение сильнее, чем потенциала воды ψ_0 , особенно при жестких режимах испарения.

Приведенное решение задачи о влиянии площади смоченной поверхности пористой среды на интенсивность испарения позволило оценить влияние еще одного фактора - шероховатости поверхности почв.

Влияние поверхностной шероховатости почв на интенсивность испарения. Поверхность почвы представляется в виде плоскости, равномерно покрытой песчинками, лишенными внутренней пористости и не имеющими иной гидроди-

намической связи с почвой, кроме возможности обволакиваться пленками, что однако в дальнейшем не учитывается. Плотность распределения песчинок равна N ($1/\text{см}^2$). Песчинки на поверхности почвы играют роль шероховатостей. Эта шероховатость (до 1 мм) отличается от шероховатости,

Рис. 5. Схема шероховатости поверхности почвы:
 e_w — высота шероховатости;
 r_w — расстояние между центрами двух элементов шероховатости; δ_w — величина испаряющей поверхности между двумя элементами шероховатости; e — толщина пограничного слоя атмосферы; Δ — глубина залегания грунтовых вод



учитываемой при решении метеорологических задач, и своей природой, и своими размерами. Почвенная шероховатость может возникать как в процессе (образование поверхностных трещин, чешуек, агрегатов), что наблюдается для тяжелых грунтов, так существовать и в естественном состоянии (пески, супеси).

Для того, чтобы использовать решения, полученные выше, предполагалось, что шероховатость имеет форму колец с внешним диаметром, равным r_w (рис. 5). Почвенный зазор внутри кольца шероховатости имеет диаметр δ_w . Очевидно, площадь открытой пористой среды, способной к испарению (если пренебречь пленочной смачиваемостью песчинок), равна $\pi r_w^2 \delta_w / 4$, $\pi r_w^2 \delta_w / 4 = 1$. Упругость пара при $z = \Delta$ равна $\Psi_0 = \exp(Mg\Psi_0/RT)$, где Ψ_0 — потенциал почвенной влаги на поверхности почвы $z = \Delta$; Ψ_w — упругость пара на верхней границе шероховатости $z = \Delta + e_w$; Ψ^0 — упругость пара при $z = \Delta + e + e_w$ — внешней границе молекулярно-диффузионного слоя.

Используя уравнения (70)–(74), можно определить количество влаги, испаряющееся с поверхности почвенного зазора внутри кольца шероховатости

$$Q_w = \frac{A_w \pi \delta_w^2 [\exp(Mg\psi_0/RT) - \psi_w]}{4e_w [1 + a^2(1 - \delta/a)/e_w \delta]} \quad (76)$$

где величина a и δ имеют тот же смысл, что и в предыдущем разделе, т.е. характеризуют микроструктуру почвенного зазора диаметром δ_w . На основе расчета испарения для капиллярной модели применительно к схеме шероховатости величину Q_w можно представить в виде

$$Q_w = A_w \pi k_w^2 (\psi_w - \psi^0) / 4e [1 + (1 - \frac{\delta_w}{k_w}) k_w^2 / e \delta_w] \quad (77)$$

При помощи уравнения (76), (77) можно выразить величину испарения с поверхности одного почвенного зазора

Q_w и упругость пара на верхней границе шероховатости ψ_w через геометрические параметры почвенной поверхности ($a, \delta, e_w, \delta_w, k_w$), параметры переноса ($A_w = M p_s D_{nw} / RT, A = M D_n p_s / RT$, где D_{nw} - коэффициент диффузии пара в области шероховатости, $D_{nw} < D_n$), толщину молекулярно-диффузионного слоя e и ψ^0

$$\psi_w = \frac{D_{nw} e_1 \exp(Mg\psi_0/RT) + e_2 D_n \psi^0}{D_{nw} e_1 + D_n e_2} \quad (78)$$

$$Q_w = A \pi [\exp(Mg\psi_0/RT) - \psi^0] / 4 (e_1 + e_2 D_n / D_{nw}) \quad (79)$$

где

$$e_1 = e [1 - k_w^2 (1 - \delta_w / k_w) / e \delta_w] / k_w^2,$$

$$e_2 = e_w [1 - a^2 (1 - \delta/a) / e_w \delta] / \delta^2.$$

Интегрирование функции Q_w в уравнении (79) по единице поверхности пористой среды приводит к выражению для интенсивности испарения q

$$q = q_{\max} \frac{[\exp(Mg\psi_0/RT) - \psi^0] / (1 - \psi^0)}{1 + \frac{k_w}{e} \left(\frac{1}{\sqrt{\theta_w}} - 1 \right) + \frac{D_n e_w}{D_{nw} e_w e} \left[1 + \frac{e_w}{e} \left(\frac{1}{\sqrt{\theta_w}} - 1 \right) \right]}$$

где $q_{\max} = A(1 - \psi^0)/e$, $\theta_w = \delta^2 / k_w^2$ - относительная площадь открытой почвенной поверхности, способной к испарению. (80)

Оценка влияния шероховатости на интенсивность испарения показывает, что влияние доли поверхности занятой шероховатостью, равной $\Omega_{ш} = 1 - \theta_{ш}$ на функцию q_f , гораздо слабее, чем влияние высоты шероховатости. Так при $e_{ш}/e = 0,1$, $\theta_c = 1$, $e_{ш} = 0$, и $\theta_{ш} = 0,75$ (шероховатость не имеющая высоты, занимает 25% от общей площади) понижение испарения составляет 1,5%, в то время как при $e_{ш}/e = 0,1$, $D_{п}/D_{пш} = 1,5$ и прочих равных условиях понижение испарения составило 21,5%. Если учесть, что толщина молекулярно-диффузионного слоя e не превосходит см, то соотношение $e_{ш}/e = 0,1$ означает, что высота шероховатости, при которой происходит понижение испарения на 21,5%, не превосходит 1 мм.

Таким образом, очевидно главную роль в снижении испарения на первом этапе сушки играет шероховатость. При жестких режимах сушки, когда пренебрежение пленками на поверхности почвы и гидродинамической связью шероховатости с подстилающей поверхностью более или менее обоснованно, сокращение испарения имеет место даже при незначительном понижении уровня грунтовых вод. При этом вместо уравнения (40), на основе которого вычисляется граничное условие (41), следует использовать условие (80). Уравнение (40) описывает очень слабую зависимость интенсивности испарения от потенциала почвенной влаги (соотношение Томсона), а следовательно, и от влажности на поверхности почвы. Данная (слабая) зависимость и является причиной возникновения больших зон постоянства испарения Δ^* . Уравнение (80), помимо соотношения Томсона, содержит дополнительные члены, связанные с поверхностной влажностью и параметрами шероховатости, которые обуславливают более сильную зависимость интенсивности испарения от состояния поверхности почвы даже при очень близких грунтовых водах. Поэтому в полевых условиях, где существование шероховатости вероятнее, чем в лабораторных экспериментах, можно наблюдать заметное снижение интенсивности испарения даже при незначительном понижении уровня грунтовых вод, особенно при жестких испарительных режимах для почв легкого механического состава.

Влияние точности экспериментального определения коэффициентов влагопроводности на расчет интенсивности испарения влаги из почвы. Приведенные математические модели процесса испарения влаги из почвы показывают, что коэффициенты влагопроводности являются основополагающими в предсказании интенсивности испарения. От точности экспериментального определения этого параметра во многом зависит точность и оправдываемость прогнозов водного режима почв.

В настоящее время существует множество методов (лабораторных и полевых) определения коэффициентов влагопроводности (Klute, 1972; Bouwer, Jackson, 1974). Все они подразделяются на две группы: установившегося и неуставившегося потоков. Обсуждение достоинств и недостатков этих методов приводится в монографиях Э.Чайлдс (1937) и А.М.Глобуса (1983).

Не вдаваясь в технические особенности существующих методов в целях данной работы интересно сопоставить значения коэффициентов влагопроводности, полученных всеми названными методами. M. Haridasan и R.D. Jensen (1972) приводят функции $K(\psi)$ для двух почв одинакового механического состава (пылеватого суглинка), измеренные двумя способами. Сопоставлением кривых $K(\psi)$, полученных разными методами, установлены большие расхождения между коэффициентами влагопроводности почв. Коэффициент влагопроводности, измеренный методом установившегося потока, примерно в 100 раз был меньше, чем та же величина, определенная методом неуставившегося потока во всем диапазоне влажностей. Помимо количественной разницы имеется еще одно несоответствие между полученными функциями. Коэффициент влагопроводности, измеренный методом неуставившегося потока, сохраняет максимальное значение (приближающееся к коэффициенту фильтрации при полном насыщении K_0) в большом интервале значений потенциала почвенной влаги: $-110 \text{ см вод.ст.} \leq \psi \leq 0$. Функции $K(\psi)$ полученные методом установившегося потока, даже при небольшом уменьшении потенциала от нуля резко падают $K(\psi)/K_0=0,07$ при $\psi = -10 \text{ см}$.

Отмеченные различия коэффициентов влагопроводности могут оказаться существенными при исследовании процесса испарения. Анализ решений, приведенный в работе авторов (Зеличенко, Соколенко, 1979), показал, что величина зоны постоянства испарения Δ^* зависит от значений $K(\psi)$ в области высоких потенциалов почвенной влаги: чем быстрее уменьшается коэффициент влагопроводности в области больших значений, тем меньше величина Δ^* . Поэтому при использовании значений коэффициентов влагопроводности, полученных методом установившегося потока, можно получить более реальные величины зоны постоянства испарения. По-видимому, эта величина в какой-то мере может служить критерием достоверности измеренных коэффициентов влагопроводности почв.

Кроме неопределенности в выборе экспериментальных данных по $K(\psi)$, полученных различными методами, возникает вопрос о зависимости коэффициента влагопроводности от температуры. В работах M. Haridasan, R. D. Jensen (1972), I. Constantz (1982) теоретически и экспериментально доказано, что гидравлическая проводимость ненасыщенных почв как функция потенциала почвенной влаги в очень слабой степени зависит от температуры. Более того, можно утверждать, что изменение $K(\psi)$, связанное с температурой, гораздо меньше погрешностей экспериментального определения этой величины. Поэтому авторы сочли возможным при конкретных расчетах процесса испарения использовать изотермический коэффициент влагопроводности.

Выводы. Анализ существующих моделей процесса испарения влаги из почвы из близких грунтовых водах (Philip, de Vries, 1957; Gardner, 1956; Зеличенко, Соколенко, 1979 и др.) показал, что все они дают нереально большие величины зоны постоянства испарения Δ^* - глубин, при которых испарение сохраняет свое максимальное значение, равное испаряемости, т.е. модели плохо описывают первый этап испарения влаги, когда процесс не зависит от гидравлических свойств почв и определяется только метеорологическими условиями атмосферы. Хотя качественно процесс

описывался правильно, количественное соответствие теории натуре по величинам зоны постоянства испарения отсутствовала. Особенно большие несоответствия наблюдались для почв легкого механического состава. Например, оказывалось, что для песка величина Δ^* достигала 1,5 м. Экспериментом установлено, что при такой глубине грунтовых вод испарение в песке сокращается в 4–5 раз (от максимального), а для крупнозернистых фракций практически равно нулю (Hellwig, 1973).

Авторы, задавшись целью уточнить существующую модель, ввели в нее несколько новых факторов, которые могли бы улучшить соответствие теории натуре и уменьшить расчетные величины зоны постоянства испарения. Было рассмотрено влияние следующих трех факторов на интенсивность испарения: поля температуры по профилю почв; поверхностной влажности почв и шероховатости поверхности почв.

Кроме того, авторы проанализировали существующие методики определения коэффициентов влагопроводности почв с целью определения влияния точности экспериментальных данных на точность расчетных характеристик процесса испарения.

Как показали исследования, базирующиеся на анализе аналитических решений и машинных экспериментов, рассмотренные факторы не в равной степени оказывают влияние на процесс испарения. Так, градиент температуры по профилю почв практически не определяет интенсивность испарения при близких грунтовых водах. Воздействие градиента температуры сказывается в процессах сушки, где он сокращает время выхода процесса испарения на стационар за счет термооттока влаги в глубь из верхнего слоя почвы и его быстрого осушения. При наличии градиента температуры верхний слой почвы сохнет с двух сторон – сверху и снизу.

Влияние степени увлажнения поверхности почвы на интенсивность испарения оказалось более значительно. Оно связано с упругостью пара над поверхностью почвы (интенсивность испарения определяется потенциалом поверхностной влаги ψ_0 согласно формуле Томсона) и площадью смочен-

ной поверхности (мениски, пленки, манжеты), способной к испарению.

Потенциал поверхностной влаги (Ψ_0) начинает оказывать влияние на испарение при очень низких значениях. Так, уменьшение максимального испарения на 1% происходит при $\Psi_0 = -10^4$ см, что соответствует давлению почвенной влаги $P = -10$ атм, а следовательно, максимальной гигроскопической влажности (5–6 молекулярных слоев воды), которая для легких песчаных почв равна 2–4% (весовая влажность), для почв среднего механического состава – 11–13%, для глин – до 20%. Таким образом, влияние потенциала поверхностной влаги на процесс испарения несущественно, потому что при подобной влажности большее значение имеет сопротивление просохшего слоя почвы.

Второй фактор – площадь смоченной поверхности почвы θ_0 – начинает оказывать воздействие на испарение при влажностях 10–20%. Для тяжелых почв эта влажность соответствует максимальной гигроскопической влажности, и ее влияние на процесс испарения аналогично потенциалу поверхностной влажности. Для легких почв влажность 10–20% является большой и соответствует более высоким давлениям порядка 0,1–1 атм. Следовательно, ее влияние на испарение необходимо принимать во внимание и вместо уравнения (40) использовать уравнение (80).

В уравнение (80), помимо поверхностной влажности, входят такие параметры шероховатости, как $\Omega_{ш} = 1 - \theta_{ш}$ – относительная площадь, занятая шероховатостью, $e_{ш}$ – высота шероховатости. Их воздействие на процесс испарения еще более заметно, чем поверхностной влажности. Так, при высоте шероховатости не более 1 мм и $\Omega_{ш} \in [0,1; 0,25]$ уменьшение испарения составляет 18–21%. Очевидно, шероховатость является наиболее существенным фактором, оказывающим самое сильное влияние на процесс испарения влаги из почвы. Учет этого фактора резко сокращает зону постоянства испарения, вплоть до ее полного исчезновения, особенно для легких почв при жестких режимах сушки. Этот вывод согласуется с экспериментальными данными (Кришер, 1961; Нерпин, Чудновский, 1975).

Разработанные математические модели и полученные решения отражают основные закономерности процесса испарения влаги из почвы в зависимости от глубины залегания грунтовых вод, гидрофизических свойств почв и метеорологических условий. Качественно закономерность испарения сводится к двум стадиям. На первой стадии для почв тяжелого и среднего механического состава испарение равно испаряемости

$$q = q_{\max} \cdot \quad (81)$$

Для легких почв, особенно для крупнозернистых, интенсивность испарения определяется не только метеорологическими условиями атмосферы, но и геометрией поверхности почв, а именно наличием шероховатости и степенью увлажнения дневной поверхности. Как следует из формулы (80), интенсивность испарения при этом можно рассчитать по формуле

$$q = q_{\max} / \left\{ 1 + \frac{h_{\text{ш}}}{e} \left(\frac{1}{\sqrt{\theta_{\text{ш}}}} - 1 \right) + \frac{D_{\text{п}}}{e D_{\text{пш}}} \left[1 + \frac{a}{e_{\text{ш}}} \left(\frac{1}{\sqrt{\theta_{\text{с}}}} - 1 \right) \right] \right\}. \quad (82)$$

На второй стадии интенсивность испарения определяется главным образом теплопроводящими свойствами почв.

Литература

- Аравин В.И., Нумеров С.Н. Теория движения жидкостей и газов в недеформируемой пористой среде. М., 1953. 616 с.
- Будаговский А.И. Испарение почвенной влаги. М., 1964. 244 с.
- Будаговский А.И. Испарение почвенных вод. — В кн.: Физика почвенных вод. М., 1981, с.13-95.
- Варалля Д., Мироненко Е. Влага в почвах, подверженных засолению и осолонцеванию. — В кн.: Моделирование процессов засоления и осолонцевания почв. М., 1980, с.39-107.
- Глобус А.М. Физика неизометрического внутрипочвенного влагообмена. Л., 1983. 279 с.
- Зеличенко Е.Н., Соколенко Э.А. Закономерности испаре-

ния влаги из почвы при близких грунтовых водах. – В кн.: Генезис и мелиорация засоленных почв Казахстана. Алма-Ата, 1979, с.5–11.

Зилитинкевич С.С. Динамика пограничного слоя атмосферы. Л., 1970. 291 с.

Зилитинкевич С.С., Монин А.С. Турбулентность в динамических моделях атмосферы. Л., 1971. 44 с.

Колесников А.Г. Механизм испарения при свободной конвекции. – Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1940, № 5, с.27–35.

Кришер О. Научные основы техники сушки. М., 1961. 539 с.

Лаврентьев М.А., Шабат Б.В. Методы теории функций комплексного переменного. М., 1958. 678 с.

Лыков А.В. Теория сушки. М., 1955. 416 с.

Лыков А.В. Тепломассоперенос. М., 1972. 560 с.

Нерпин С.В., Чудновский А.Ф. Физика почвы. М., 1967. 583 с.

Нерпин С.В., Чудновский А.Ф. Энерго- и массообмен в системе растения-почва – воздух. Л., 1975. 358 с.

Новак В. Движение воды в почве при испарении. – В кн.: Физика почвенных вод. М., 1981, с.160–181.

Мичурин Б.Н. Энергетика почвенной влаги. Л., 1975. 140 с.

Монин А.С., Обухов А.М. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы. – Тр. Геофиз. инст. АН СССР, 1954, № 24, с.163–187.

Полубаринова-Кочина П.Я. Теория движения грунтовых вод. М., 1977. 664 с.

Чайлдс Э. Физические основы гидрологии почв. Л., 1973. 427 с.

Чизмаджев Ю.А., Маркин В.С., Тарасевич М.Р., Чирков Ю.Г. Макрокинетика процессов в пористых средах. М., 1971. 363 с.

Шашков А.Г., Абраменко Т.Н. Перекрестные эффекты в газовых смесях. Минск, 1976. 168 с.

Bouwer H., Jackson R.D. – In Drainage for agricultural agronomy, 1974, v.17, p.617–672.

Cass A. e.a. - Soil Sci. Am. J., 1984, v.48, N 1, p.25-32.

Constantz J. - Soil Sci. Am. J., 1982, v.46, N 3, p.466-470.

Gardner W.R. - Soil Sci. Am. Pr., 1956, v.20, p.317-320.

Hammel J.E. e.a. - Soil Sci. Am. J., 1981, v.45, p.1016-1022.

Haridasan M., Jensen R.D. - Soil Sci. S. Am. Pr., 1972, v.36, N 5, p.703-706.

Hellwig D.H.R. - J. Hydrol., 1973, v.18, p.93-108.

Klute A. - Soil Sci., 1972, v.113, N 4, p.264-276.

Kusmak J.M., Sereda P.J. - Highway Res. Board Sp. Rep. 40 Wash., 1958, p.134-144.

Philip J.R., de Vries D.A. - Transactions Am. Geoph. Un., 1957, v.38, N 2, p.222-232.

УДК 631.4:541.8

Е.Н.Зеличенко, А.А.Кавокин, Э.А.Соколенко

ОПИСАНИЕ ПРОГРАММЫ РАСЧЕТА НА ЭВМ ФАЗОВОГО СОСТАВА ПОЧВЕННЫХ СОЛЕЙ ПО ДАННЫМ ВОДНОЙ ВЫТЯЖКИ

В связи с интенсификацией сельскохозяйственного использования орошаемых земель предъявляются повышенные требования к методам их мелиорации, оценки состояния и направленности различных процессов, сопутствующих орошению, в частности таких, как осолонцевание и вторичное засоление почв. Для прогнозирования подобных явлений и обоснования соответствующих агро-мелиоративных мероприятий необходимо проведение большого количества сложных химических анализов солевого состава порового раствора (ПР), почвенного поглощающего комплекса (ППК) и твердой фазы почвенных солей (ТФС). Однако основным методом анализа состава почвенных солей в настоящее время является химический анализ водной вытяжки (вв), который дает сведения лишь об общем содержании ионов воднорастворимых солей в почве и не позволяет с уверенностью судить о распределении

ионов солей в ПР, ППК, ТФС при естественной влажности почв. В монографии "Теоретические основы процессов засоления-рассоления почв" (1981) рассмотрена методика расчета фазового состава почвенных солей для любой влажности почвы, по результатам анализов водной вытяжки, температуры, pH или P_{CO_2} , основанная на решении системы нелинейных термодинамических уравнений физико-химических равновесий. Аналогичные исследования были проведены В.А.Бароном и Н.И.Токаревым (1979), J.E.Duffy с соавт. (1979), G.Sposito, S.V.Mattigod (1980), L.M.Dudley с соавт. (1981), Е.В.Мироненко с соавт. (1981).

Термодинамический метод расчета, помимо распределения солей в ПР, ППК и ТФС, позволяет более точно определить такие моменты взаимодействия ПР и ППК, как влияние ионной силы ПР на растворимость в нем гипса и кальцита, комплексообразование в ПР, которые могут играть заметную роль в процессах катионного обмена между ПР и ППК, т.е. влияют на осолонцевание и воднофизические свойства почв.

Программа **ISK** для ЕС ЭВМ на языке ПЛ/1, рекомендуемая для замены части химических анализов ПР и ППК расчетами по данным водной вытяжки, была разработана в Институте почвоведения АН КазССР Э.А.Соколенко, Е.Н.Зеличенко, А.А.Кавокиным ("Теоретические основы ...", 1981) и апробирована в ряде проектных институтов Минмелиоводхоза.

Приводим подробное описание реализованного в ней алгоритма, методов и особенностей расчета. В основе методики расчета лежит исследование системы уравнений физико-химических равновесий:

$$L_{Ca} = X_1 [1 + g_2 (K_2 X_6 + K_{11} X_6 / H + K_3 g_2 X_4 + K_{14} X_5)] + X_7 + b_1 X_{10} + b_3 X_{12}; \quad (1)$$

$$L_{Mg} = X_2 [1 + g_2 (K_5 X_6 + K_{41} X_6 / H + K_6 g_2 X_4 + K_{15} X_5)] + X_8 + b_3 X_{12}; \quad (2)$$

$$L_{Na} = X_3 [1 + g_1^2 (K_8 X_6 + K_{71} X_6 / H + K_9 g_1^2 X_4 + K_{16} X_5)] + X_9 ; \quad (3)$$

$$L_S = X_4 [1 + g_2^2 (K_3 X_1 + K_6 X_2 + K_9 X_3 / g_2)] + \beta_3 X_{12} ; \quad (4)$$

$$L_{ce} = X_5 [1 + g_2 (K_{14} X_1 + K_{15} X_2 + K_{16} X_3 / g_1^2)] ; \quad (5)$$

$$2(X_1 + X_2 - X_4) + X_3 - X_5 + X_6 \cdot [K_2 g_2 X_1 + K_5 g_2 X_2 - 1 - 2 / \\ / (K_{10} g_2 H) + K_{71} X_3 / H] + K_{14} g_2 X_1 X_5 + K_{15} g_2 X_2 X_5 + \\ + H - K_{H_2O} / H = 0 ; \quad (6)$$

$$\sqrt{X_1} \cdot X_8 = K_{01} \sqrt{X_2} \cdot X_7 ; \quad (7)$$

$$2 \cdot X_3 X_7 = K_{02} \sqrt{X_1} \cdot X_9 ; \quad (8)$$

$$2X_7 + 2X_8 + X_9 = CEC / W ; \quad (9)$$

$$g_2 X_1 X_6 / H \leq K_{ce} ; \quad (10)$$

$$g_2 X_2 X_6 / H \leq K_{mc} ; \quad (11)$$

$$g_2^2 X_1 X_4 \leq K_{cs} ; \quad (12)$$

где L_A - содержание соответствующего иона A в 100 г почвы по данным вв. при заданной влажности W (мас.%) почвы; X_1, X_2, \dots, X_6, H - концентрации свободных ионов $Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, SO_4^{2-}, Cl^-, HCO_3^-, H^+$ в ПР; X_7, X_8, X_9 - содержание ионов $Ca, Mg, Na+K$ в ППК; X_{10}, X_{11}, X_{12} содержание ТФС $CaCO_3, MgCO_3, CaSO_4$ в почве при влажности W (все концентрации выражены в моль/л ПР); K_{01} и K_{02} - коэффициенты селективности катионного обмена; $K_{ij}, K_{ce}, K_{mc}, K_{cs}$ - зависящие от температуры ПР коэффициенты нестойкости (диссоциации) и произведения растворимости рассматриваемых солей;

коэффициенты активности ионов, имеющих заряд 1 и 2, вычисляемые по формуле Дебая-Хюккеля с поправкой Дэвиса:

$$g_1 = \exp[-k_0 (s/(1+s) - 0,3s^2)]; \quad g_2 = g_1^4; \quad (13)$$

$s^2 = 2 \cdot (X_1 + X_2 - X_4) + 0,5 \cdot (X_3 + X_5 + X_6)$ — ионная сила раствора.

Уравнения (1)–(5) отражают баланс массы соответствующих ионов, определяемых вв. Например, уравнение (1) получено из соотношения

$$L_{Ca} = Ca_{p,r}^{+} + Ca_{3,p}HCO_3^{+} + Ca_{3,p}CO_3^{\circ} + Ca_{p,r}SO_4^{\circ} + Ca_{p,r}^{+} + Ca_{3,t}CO_3 + Ca_{4,t}SO_4; \quad (14)$$

и уравнений ионных равновесий, связывающих образование ионных пар с концентрацией свободных ионов, типа

$$Ca_{p,r}SO_4^{\circ} = K_5 g_2 Ca_{p,r}^{+} \cdot SO_{4,p}^{-} = K_5 g_2 X_1 X_4, \quad (15)$$

где индекс p соответствует концентрации иона или соединения в ПР, p — в ППК, t — в ТФС.

Уравнение (6) отражает равенство положительно и отрицательно заряженных ионов — электронейтральность ПР; (7), (8) — изотермы Гапона ионообменного равновесия между ПР и ППК; (9) — равенство суммы поглощенных катионов величине СЕС — емкости поглощения ППК (Гапон, 1933); (10)–(12) — правило произведения растворимости: если в каком-либо из них выполняется строгое неравенство ($<$), то это означает, что при заданных условиях твердая фаза соответствующей соли полностью растворена в ПР.

Для решения системы (1)–(13) (с очевидными ограничениями $X_i \geq 0, H > 0$) был использован алгоритм Ю.В.Шварова (1976), усовершенствованный заимствованиями из работы "Исследования химических равновесий ..." (1974). Аналогичный алгоритм применяли Е.В.Мироненко и соавт. (1981). Его сущность заключается в последовательном переборе возможных вариантов существования твердых фаз солей, находящихся в равновесии с ПР, и по-

следующей проверке соответствия полученных решений предполагаемому варианту. Выбор варианта определяется значениями (0 или 1) коэффициентов b_i в уравнениях (1)-(4). Например, предположению о наличии твердых фаз CaCO_3 и CaSO_4 будут соответствовать значения $b_1=1, b_2=0, b_3=1$; наличию твердой фазы только $\text{CaCO}_3 - b_1=1, b_2=0, b_3=0$; и т.д. Всего для 3 солей возможно 8 вариантов наличия или отсутствия ТФС.

Приводим укрупненную блок-схему программы I SK исследующей систему (1)-(13):

Начало программы

1. Ввод и контроль исходных данных. Вычисление K_{ij} в зависимости от температуры ПР.
2. Вычисление общего содержания ионов L_A в зависимости от варианта расчета. Задание нулевых приближений неизвестных X_1^0, \dots, X_9^0, H^0 и варианта твердых фаз солей.
3. Вычисление коэффициентов матрицы Якоби для линейризованной системы уравнений, соответствующей (1)-(13) для выбранного варианта ТФС.
4. Решение линейризованной системы уравнений методом отражения (процедура ОТР) и получение следующего приближения $X_1^1, X_2^1, \dots, X_{12}^1$.
5. Проверка окончания итерационного процесса по $X_i, i=1, \dots, 9$. Если ДА, то переход к п.6, иначе: $X_i^0 = X_i^1$, переход к п.3.
6. Проверка окончания итерационного процесса по g_1 . См. (13). Если ДА, то переход к п.7, иначе - вычислить g_1 и g_2 по X_i^1 и переход к п.3.
7. Если задано pH , то переход к п.9. Если задано P_{CO_2} то переход к п.8.
8. Проверка окончания итерационного процесса по H . Если ДА, то переход к п.9, иначе - переход к п.3 с новым значением H .
9. Проверка совпадения результатов расчета с выбранным вариантом ТФС. Если ДА, то переход к п.10, иначе - выбор нового варианта ТФС и переход к п.3.

10. Блок печати результатов и переход при необходимости следующего расчета к п.1.

11. Блок сообщений о "штатных" причинах нерасчета и переход к п.1.

Конец программы

Кратко поясним отдельные пункты блок-схемы.

I. Для расчетов ионно-солевого комплекса по программе необходимо задавать (по порядку ввода в ЭВМ) следующие данные:

1. $IK1$ - количество рассчитываемых анализов вв.

II. V - объем водной вытяжки, мл, (стандарт $V = 500$)

Затем $IK1$ анализов вв., каждый из которых содержит следующие данные:

1) NUM - шифр или номер анализа вв.; не более 6 символов, заключенных в апострофы, например - 'РА.120';

2) VAP - вариант расчета, цифра от 0 до 5;

3) HCO_3^- ; 4) CO_3^{2-} ; 5) Cl^- ; 6) SO_4^{2-} ; 7) Ca^{2+} ;

8) Mg^{2+} ; 9) Na^+K^+ - данные анализов вв., мгэкв/100 г;

10) pH или P_{CO_2} - при значении этого числа больше 1 оно воспринимается как водородный показатель pH , ПР; если меньше 1, то как концентрация CO_2 в почвенном воздухе. Соответственно изменяется и метод расчета. В атмосферном воздухе $P_{CO_2} \approx 0,0003$.

11) W - влажность почвы, мас.%, с вычетом нерастворяющейся воды;

12) T - температура почвы, °C;

13) SEC - емкость поглощения почвы, точнее $Ca_n^{2+} + Mg_n^{2+} + Na_n^+ + K_n^+$, мгэкв/100г;

14) $KO1$ - константа селективности K_{Ca-Mg} ;

15) $KO2$ - константа селективности K_{Mg-Ca} ;

16) X_7 - содержание Ca_n^{2+} в ППК, мгэкв/100г;

17) X_9 содержание Na_n^+ в ППК, мгэкв/100 г;

Данные по пунктам 1-17 задаются для каждого анализа водной вытяжки, т.е. всего $IK1$ раз. Данные для каждого

НОМЕР АНАЛИЗА: P1.2

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ:

ИОНЫ	НСО3	СО3	СL	SO4
МЭК/100Г	1.200	0.000	1.000	23.500
РН=	8.50	ВЛАЖНОСТЬ МАС.% 30.00		ТЕ
ППК(МЭК/100Г)= 24.600			К(СА/МГ)= 0.350	

РАСЧЕТНЫЕ ЗНАЧЕНИЯ

СОСТАВ ПОЧВЕННОГО РАСТВОРА:

ИОНЫ	НСО3	СО3	СL	SO4
МЭК/100Г	0.008	0.001	0.992	4.712
Г/100Г;%	0.0005	0.0000	0.0352	0.2263
ММОЛ/Л	0.279	0.012	33.071	78.527
Г/Л	0.0170	0.0007	1.1740	7.5433

ИОННЫЕ ПАРЫ:

	САНСО3	САСО3	САСО4	САСL	МГНСО3
ММОЛ/100Г	0.000	0.000	0.216	0.000	0.000
Г/100Г;%	0.000	0.000	0.029	0.000	0.000
ММОЛ/Л	0.004	0.007	7.204	0.013	0.003
Г/Л	0.000	0.001	0.981	0.001	0.000

ИОННАЯ СИЛА F-РА- 0.291 КОЭФФ. АКТИВНОСТИ:

ИОНЫ ППК:

	СА	МГ	НА
МЭК/100Г	9.656	3.175	11.768
%	39.3	12.9	47.8
Г/100Г;%	0.193	0.039	0.271

РАСТВОРЕНО В ВЫТЯЖКЕ:

	САСО3	МГСО3	САСО4	(БЕЗ)
ММОЛ/100Г	0.5943	0.0000	0.2770	
Г/100Г;%	0.0594	0.0000	1.1265	

СООТНОШЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ СОЛЕЙ В ПР:ППК:ТВ. ФАЗЕ;

анализа вв. целесообразнее наносить на одну перфокарту; формат числовых значений произвольный; число от числа отделяется не менее чем одним пробелом. При наличии дополнительных сведений о содержании гипса и кальцита в почве последние можно включать в анализ водной вытяжки, соответственно увеличивая значения НСО_3^- , Ca^+ , SO_4^- .

CA	MG	NA+K
8.800	1.250	15.650
ТЕМПЕРАТУРА 18.00		
K(NA/CA)= 3.000		

CA	MG	NA+K
0.311	0.274	5.853
0.0062	0.0033	0.1346
5.178	4.571	195.089
0.2077	0.1111	4.4871

MGCO3	MGSO4	MGCL	NAHCO3	NACOO3	NASO4	NACL
0.000	0.175	0.000	0.001	0.000	0.726	0.007
0.000	0.021	0.000	0.000	0.000	0.086	0.000
0.003	5.846	0.015	0.044	0.002	24.190	0.234
0.000	0.701	0.001	0.004	0.000	2.879	0.014
G1=0.736		G2=0.294				

ВОДНЫЕ)

(МАС,%) : 24.4 : 22.5 : 53.1

Если значение ВАР по п.2 задать равным 0, то расчет будет производиться только для ПР, при этом предполагается $СЕС = 0$, поэтому задавать значения по пунктам 13-17 не нужно. Для $ВАР = 1$ нужно задавать значения только по пунктам 1-15. Если $ВАР = 2$, задаются значения по пунктам 1-13, при этом для расчета поглощенных

оснований ЭВМ использует значения $K_{O1} = 0,6$; $K_{O2} = 6$, взятые из работы С. W. Robbins е.а. (1980). Если $BAR = 3$, то ввод данных такой же, как и для $BAR = 1$, но расчет производится только для одного варианта твердых фаз - $CaCO_3 + CaSO_4, (b_1 = b_2 = 1)$. Вывод на печать отрицательных значений твердой фазы $CaSO_4$ означает в данном случае недостаток до насыщения $CaSO_4$ в ПР при заданной влажности W . Если $BAR = 4$, то задаются значения по всем пунктам 1-17. При $BAR = 5$ ввод данных такой же, как и для $BAR = 4$, а расчет соответствует $BAR = 3$, т.е. рассчитываются только твердые фазы кальцита и гипса. Коэффициенты K_{ij} , входящие в уравнения системы (1)-(13), вычисляются ЭВМ по формуле

$$K_{ij} = \exp(a_{ij}T + c_{ij} + d_{ij}/T),$$

где T - абсолютная температура ($^{\circ}K$) в ПР, для которого производится расчет ($T = 273 + t^{\circ}C$); коэффициенты a_{ij} , c_{ij} , d_{ij} приведены в "Теоретических основах ..." (1981).

2. Вычисление общего содержания ионов L_A зависит от значения BAR . Для $BAR = 0$ величины L_A в уравнениях (1)-(5) вычисляются непосредственно по данным вв. (пункты 5) - 9) ввода данных) пересчетом их в моль/л ПР. Для $BAR = 1-3$ к предыдущим значениям L_{Ca} , L_{Mg} , L_{Na} прибавляются соответственно значения $Ca_n^*/2W$, $Mg_n^*/2W$, $(Na^+K_n^+)/W$, для вычисления которых производится предварительный расчет с $BAR = 0$ и влажностью $W = V$, (п.П. ввода данных), соответствующими условиям проведения анализов вв. Для $BAR = 4-5$ величины L_{Ca} , L_{Mg} , L_{Na} вычисляются так же, как и в предыдущем случае, но с использованием заданных значений катионов в ППК (пункты 13, 16, 17 ввода данных).

3. Для вычисления неизвестных X_i, H из системы (1)-(13) используется обобщенный метод Ньютона (Программное обеспечение ..., 1976) с фиксированным значением параметра, согласно которому на каждой итерации уравнения (1)-(12) заменяются их линейными приближениями, коэффициенты которых зависят от полученных на предыдущей итерации значений X_i, H . На вычисление некоторых

из этих коэффициентов влияет выбор варианта ТФС и соответствующих значений β_i . Для того, чтобы избежать изменения количества уравнений в системе (1)-(13), уравнения (10)-(12) записываются в преобразованном виде, например, для $i = 1$

$$\beta_1 \cdot (g_2 X_1 X_6 / H - K_{cc}) + (1 - \beta_1) X_{10} = 0. \quad (10')$$

Аналогичны преобразования для уравнений (11), (12). При этом получается, что для варианта с наличием твердой фазы $CaCO_3$ решается равенство (10), а при ее отсутствии - $X_{10} = 0$.

4. При решении системы (1)-(13) в исходных данных по п.10 возможно задать либо значение рН для ПР, либо P_{CO_2} . В первом случае количество уравнений в системе (1)-(13) достаточно для определения X_i , ($i = 1, \dots, 12$), во втором - приходится использовать дополнительные уравнения, связывающие содержание CO_2 в почвенном воздухе с концентрацией HCO_3^- и CO_3^{2-} в ПР

$$HCO_{3,p}^- = K_{HCO_3} P_{CO_2} / (g_1^2 H); CO_{3,p}^{2-} = K_{CO_3} P_{CO_2} / (g_1^6 H^2), \quad (16)$$

которые после подстановки в уравнение материального баланса для катионов и анионов ПР приводят к уравнению относительно H

$$2 \cdot (L_{Ca,p} + L_{Mg,p} - L_{SO_4,p}) + L_{Mn,p} - L_{Cl,p} = M_{HCO_3} / H + M_{CO_3} / H^2, \quad (17)$$

где M_{HCO_3} , M_{CO_3} - общие концентрации HCO_3^- и CO_3^{2-} в ПР, с учетом комплексов $MeHCO_3$ и $MeCO_3$, выражаемых через значения $K \cdot g_{i,2} \cdot X_i \cdot X_6$ аналогично уравнениям (1), (14), (15), но с использованием (16). Уравнение (17) независимо от варианта ТФС имеет второй порядок относительно $H^{(k+1)}$ и совместно с (1)-(13) замыкает итерационный $(k+1)$ -й цикл для определения X_i , H в случае задания P_{CO_2} .

5, 6, 8. Используемый для расчета X_i метод Ньютона вблизи точного решения обладает квадратичной скоростью сходимости: если вычисленные на k -й итерации значения X_i^k отличаются от точных значений X_i , например на 1%,

то следующее $(K+1)$ -е приближение будет отличаться от точного приблизительно на 0,01%. Поэтому критерием окончания итерационных процессов (пункты 5, 6, 8 блок-схемы) были выбраны условия:

$$|x_i^K - x_i^{K+1}| < 0,01 \cdot x_i^{K+1}; |g_i^K - g_i^{K+1}| < 0,01; |rH^K - rH^{K+1}| < 0,05,$$

что по опытным расчетам дает среднюю погрешность не более 1-2% от значений, получаемых при большем количестве итераций.

9. Условие совпадения результатов расчета с выбранным вариантом ТФС заключается в проверке отсутствия отрицательных значений X_i, H (за исключением случаев $ВАР=3,5$, используемых для определения недонасыщения гипса в ПР) и в проверке неравенств (\leq) в соотношениях (10)-(12) для отсутствующих твердых фаз. При выполнении этих условий решение считается найденным и другие варианты не анализируются. Невыполнение хотя бы одного из условий означает, что результаты расчета не подтверждают выбранного варианта ТФС, и производится расчет следующего варианта. Для экономии времени расчетов на ЭВМ целесообразно первыми проверять наиболее часто встречающиеся варианты, которыми, как показали опытные проверки, являются вариант ТФС с $CaCO_3, (v_1=1, v_2=v_3=0)$ и с $CaCO_3 + CaSO_4, (v_1=v_3=1, v_2=0)$.

10. Результаты работы блока печати программы приведены выше. Расчет производился для значений $V=500$ и $ВАР=2$.

11. В некоторых "штатных" ситуациях ЭВМ пропускает расчет очередного анализа данных вв. (причина этого указывается после распечатки исходных данных) и переходит к расчету следующего анализа.

а) если не совпадает сумма концентраций анионов и катионов в анализе вв. Заметим, что значения и в вв. для расчетов не нужны и используются в программе только для контроля вводимых данных. Это позволяет обнаружить примерно 50% всех ошибок при нанесении исходных данных на перфокарты. В случае пропуска какого-либо значения по пунктам 1, П (1-17) ввода, ЭВМ прекращает

расчет с характерным сообщением об ошибке при попытке преобразовать шифр следующего анализа в числовой формат.

б) если велико засоление почвенного образца ($g_1 > 2$), так как отсутствует аппроксимация для коэффициентов активности при больших ионных силах ПР.

в) если не удастся найти решение для всех вариантов ТФС. При этом расчет производится без учета ТФС, ($b_1 = b_2 = b_3 = 0$) и печатается предупреждение об этом (при проверке таких случаев не было).

г) если за 20 итераций не сходится процесс по п.5 блок-схемы. При опытной проверке такие случаи составляли примерно 1-2 из 100.

Все остальные случаи нерасчета считаются аварийными. Если повторная попытка также не удастся, то это может означать неспособность данного алгоритма привести к нужному результату.

Среднее время расчета 1 анализа по программе ISK на ЭВМ ЕС-1022 составляет (время процессора) 20-40 с на ЕС-1045 - 2-3 с.

На основе программы ISK мы разработали программу ISKD, позволяющую проследить изменения в фазовом составе почвенных солей при циклическом орошении почвенного слоя минерализованной водой при непромывном режиме орошения. Данная программа рекомендуется для оценки влияния оросительной воды на осолонцевание орошаемых почв (по проценту содержания Na_n в ППК) и оценки мелиорирующего действия гипса.

Литература

Барон В.А., Токарев Н.И. Расчет равновесного состава почвенного раствора и твердой фазы солей по данным водной вытяжки. - Почвоведение, 1979, № 4, с.37-45.

Гапон Е.Н. К теории обменной сорбции в почвах. - Журн. общ. химии, 1933, т.3, вып.2, с.144-152.

Исследование химических равновесий: (Методы расчета, алгоритмы, программы). Новосибирск, 1974. 312 с.

Мироненко Е.В., Гачепский А.Я., Понизовский А.А. Моделирование массообмена фаз почв на основе термоди-

намических уравнений физико-химических равновесий: (Материалы по математическому обеспечению ЭВМ). Пушкино, 1981, вып.5. 51 с.

Программное обеспечение ЭВМ МИР-1 и МИР-2. Киев, 1976, т.3. 109 с.

Теоретические основы процессов засоления-рассоления почв. Алма-Ата, 1981. 290 с.

Шваров Ю.В. Расчет равновесного состава в многокомпонентной гетерогенной системе. - ДАН СССР, 1976, т.229, № 5, с.1224-1226.

Dudley L.M., Wagenet R.J., Jurinak J.J. - Water Resources Research, X, 1981, v.17, N 5, p.1498-1504.

Duffy J.E., Petit C.M., Coblet Y., Landeleut H. Ann. agron. 1979, v.30(1), p.53-62.

Robbins C.W., Jurinak J.J., Wagenet R.J. - Soil Sci.Am.J., 1980, v.44, N 6, p.1195-1200.

Sposito G., Mattigod S.V. - Keaurney Foundation of Soil Sci., University of California, Riverside, 1980.

УДК 626.874.76

Ж.С.Мустафаев

ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ СОЛЕЙ ИЗ ПОЧВЫ

Проблема описания передвижения и трансформации солей в почвах - одна из главных в теории и практике мелиоративного почвоведения. В настоящее время для описания основных процессов переноса в перераспределении масс или выщелачивании солей при промывке засоленных почв применяются следующие уравнения:

- физико-химической гидродинамики (Аверьянов, Дзя Далин, 1960; Рекс, 1971; Попандопулос, 1973)

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v \frac{\partial C}{\partial x} + \beta (C_H - C), \quad (1)$$

где $C = C(x, t)$ — содержание солей в точке x в момент t
 D — коэффициент конвективной диффузии; v — скорость движения воды в порах грунта; β — коэффициент обмена;

— кинетики химических реакций (Волобуев, 1983)

$$- \frac{d[A]}{dt} = k \cdot [A], \quad (2)$$

где $d[A]$ — изменение концентрации $[A]$ за бесконечно малый промежуток времени dt ; k — коэффициент, зависящий от природы исходных веществ и других условий опыта;

— распределения свободных пробегов частиц (Баженов, 1983)

$$P(x+dx) = P_x (1 - q \cdot dx), \quad (3)$$

где $q \cdot dx$ — вероятность сорбции частиц на пути dx ;
 $(1 - q \cdot dx)$ — вероятность свободного пробега частицы на пути dx ;
 $P(x+dx)$ — вероятность прохождения частицы без сорбции на пути dx

— водно-солевого баланса (Попандопулос, 1973)

$$\begin{aligned} \Delta S &= (W_{пв} - W_{ппв}) [C(t+\Delta t) - C(t)] \\ \Delta S &= q \cdot C_0 \cdot \Delta t - \frac{1}{2} \cdot q \cdot \Delta t [C(t) + C(t+\Delta t)] \end{aligned} \quad (4)$$

где ΔS — изменение массы солей в объеме от t до $t+\Delta t$;

q — интенсивность поступления промывных вод;

$W_{пв}$, $W_{ппв}$ — предельная полевая и полная влагоемкость расчетного слоя; C_0 — минерализация промывных вод;

— закона сохранения массы (Минашина, 1973; Волобуев, 1975; Попов, Пачепский, 1979)

$$\frac{dS}{dN} = -k \cdot S, \quad (5)$$

$$-dC = \frac{C \cdot q \cdot dt}{W_{ппв} + (m_0 - q)t}, \quad (6)$$

где C – количество легкорастворимых солей в расчетном слое почвогрунтов в различное время; m_0 – количество поступающей воды в расчетный слой почвогрунта; q – количество оттекающей воды из расчетного слоя почвогрунта; $-dC$ – убыль солей за время dt ; N – промывная норма; – закона теории вероятности (Баженов, 1983).

$$P(t) = (1 - P \cdot t_1)(1 - P \cdot t_2) \dots (1 - P \cdot t_n) \rightarrow$$

$$\ln P(t) = -P \cdot t \rightarrow P(t) = \exp(-P \cdot t), \quad (7)$$

где $P \cdot t_i$ – вероятность выноса частицы из слоя почвы за весьма малое время t_i ; $P(t)$ – вероятность задержания в почве молекулы солей в течение большего промежутка времени t ; $(1 - P \cdot t_i)$ – вероятность оставшейся частицы в слое почвы за время промывки t_i . Сравнительным теоретическим анализом установлено, что аналитическое решение указанных уравнений имеет генетическое сходство и является одним из модификаций формулы В.П.Волобуева (1975).

$$N = 1000 \cdot \alpha \lg \frac{S_H}{S_0}, \quad (8)$$

где S_H – содержание солей в промываемой почве; S_0 – допустимое содержание солей; α – угловой коэффициент, отражающий способность почв к солеотдаче, или показатель солеотдачи.

По мнению М.Г.Баженова, С.Х.Сарсенбаева (1979), угловой коэффициент представляет собой комплексную характеристику, зависящую от механического состава почвы и миграционной способности солей, т.е. от пористости почвы (m) и скорости фильтрации (V) для различных типов засоления:

$$\alpha = f(m) = f(V), \quad (9)$$

где m – пористость почвы; V – скорость инфильтрационного потока.

Для раскрытия сущности зависимости (9) привлечем законы кинетики химических реакций. Если соли, находящиеся в почве, рассматривать как твердые вещества, то при промывке реакции, происходящие между солями и водой, можно представить в виде простейшей формы химических реакций твердых веществ с жидкими.

По данным некоторых исследований при равномерном распределении частиц растворимого вещества в растворе путем перемешивания скорость растворения пропорциональна величине поверхности твердого вещества, величине поверхности соприкосновения его с раствором и разнице между имеющейся концентрацией раствора и концентрацией насыщения:

$$\frac{dC}{dt} = k \cdot \theta (C_H - C), \quad (10)$$

где dC - увеличение концентрации за время dt ; θ - поверхность твердого тела.

Известно, что $k = \frac{D}{\delta \cdot W}$ если D - коэффициент диффузии вещества, переходящего в раствор; δ - толщина слоя жидкости, обволакивающей его кристаллы; W - объем раствора.

Для реакции твердого вещества с веществами, находящимися в растворе (если реакция происходит в растворе и, следовательно, превращение идет только на внешней поверхности твердого вещества), справедливо уравнение, найденное Нернстом:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \cdot \theta \frac{C}{\delta}, \quad (11)$$

где D - коэффициент диффузии растворенного вещества, реагирующего с твердым веществом; δ - толщина слоя жидкости, обволакивающей внешнюю поверхность вещества; C - концентрация реагентов в растворе; dC - увеличение количества продукта реакции за время dt .

При выводе уравнения Нернст предполагал, что скорость реакции бесконечно велика по сравнению со скоростью диффузии реагентов, поэтому концентрация последних непосредственно на поверхности твердого вещества практически может быть приравнена к нулю.

Уравнение (11) свидетельствует о том, что при данных предположениях скорость, с которой твердое вещество разрушается за счет реакции с растворенными веществами, определяется только скоростью, с которой молекулы и ионы, реагирующие с твердым веществом в процессе диффузии, достигают его поверхности.

Уравнение диффузии, описывающее количество растворенного вещества dC , диффундирующее за время dt в направлении от более высоких концентраций раствора к более низким через сечение q и пропорциональное падению концентрации в направлении диффузии $\frac{dC}{dt}$ и сечению q , можно представить в виде

$$\frac{dC}{dt} = -D^* \cdot q \frac{\partial C}{\partial t}, \quad (12)$$

При сопоставлении этого уравнения с уравнением (10) видно, что для скорости растворения определяющим фактором является скорость диффузии растворенного в растворителе вещества, если (как это обычно происходит) равновесие растворения на поверхности вещества устанавливается так быстро, что слой растворителя, находящийся в непосредственном соприкосновении с ним, постоянно насыщен растворимым веществом.

Скорость вычисляется на основании закона диффузии Фика (12). Если вместо q , подставить величину поверхности твердого вещества, а вместо $\frac{dC}{dt}$ - величину падения концентрации вступающих в реакцию растворенных веществ в обволакивающих слоях жидкости $\frac{C-\theta}{\delta} = \frac{C}{\delta}$ и проинтегрировать уравнение (12), допустив, что поверхность твердого вещества остается равной $C_t = \frac{\Pi_0 - \Pi_t}{W}$

(где Π_0 - количество реагента, имеющегося в объеме раствора к началу опыта, а Π_t - количество реагента, истраченного к моменту времени t), то получим выражение

$$\ln \left(\frac{\Pi_0}{\Pi_0 - \Pi_t} \right) = D \frac{\theta \cdot t}{\delta \cdot W}. \quad (13)$$

Формула (13) почти аналогична формуле В.Р.Волобуева (1975). Она позволяет рассчитать скорость растворения твердого вещества под влиянием любого растворенного реагента при условии экспериментального определения величины δ и выбранной скорости перемешивания. Если

учесть, что $k = \frac{D}{\delta \cdot W}$ и $C = \frac{\Gamma}{W}$, то из сопоставления уравнений (10) и (11) следует, что скорость растворения твердого вещества в чистой воде и скорость реакции насыщенного раствора того же вещества с другим твердым веществом друг другу равны.

Если процесс выщелачивания солей представить в качестве простейшей химической реакции, то скорость выщелачивания солей будет функцией количества воды (N), участвующей в этом процессе, а также параметра (D - коэффициент диффузии растворенного вещества, реагирующего с твердым веществом), обозначающего перенос солей и скорости перемешивания. В свете приведенного теоретического объяснения закономерности выщелачивания солей из почвы на основе закона кинетики химических реакций, параметр, определяющий способность почвы к солеотдаче, приобретает самостоятельное значение. В этом аспекте особое внимание заслуживает сравнительный анализ данных по промывкам почвы, характеризующихся различными физико-химическими свойствами и технологиями проведения промывок. Анализ результатов этих промывок показывает, что показатель солеотдачи зависит от химических свойств засоленных почв, который влияет на миграционную способность почвы (α_0) и скорость инфильтрационного потока (V). Результаты экспериментальных исследований Р.К.Бекбаева (1982) доказывают, что для всех типов почвы удельная солеотдача (α) уменьшается с увеличением скорости инфильтрационного потока. Это явление имеет ясный физический смысл: по мере увеличения скорости уменьшается время контакта каждой порции воды с почвенными слоями, следовательно, вода успевает растворить меньшее количество солей.

М.Г.Баженов (1983) установил, что коэффициент диффузии $D = \lambda \cdot V = \alpha \cdot V$ (где λ - параметр дисперсии). Зависимость коэффициента конвективной диффузии от скорости фильтрации гидрогеологам была известна давно, а теперь получила подтверждение применительно к почвам. Это позволяет детально расшифровать зависимости показателя солеотдачи не только от физико-химического свойства засоленных почв, но и от скорости инфильтрационного потока.

Приняв в уравнении (13) величину $\ln\left(\frac{\Pi_0}{\Pi_0 - \Pi t}\right)$ равной логарифму отношения исходного засоления, т.е. $\ln(S_H/S_0)$ получим

$$V \cdot t \cdot \lambda = \frac{W \cdot \delta}{\theta} \ln \frac{S_H}{S_0} \quad (14)$$

Так как промывная норма есть произведение скорости инфильтрации V на продолжительность промывки t , т.е. $N = V \cdot t$ выражение (14) можно записать так

$$N = \frac{2,303}{\lambda} \cdot \frac{W}{\theta} \cdot \delta \cdot \lg \frac{S_H}{S_0} \quad (15)$$

С учетом физического смысла произведение, стоящее перед логарифмом, запишем

$$\alpha = \frac{2,303 \cdot W}{\theta}; \quad \frac{1}{\beta} = \frac{\delta}{\lambda}; \quad (16)$$

где α — коэффициент солеотдачи; β — параметр, зависящий от скорости перемешивания. С учетом (16) формула (15) принимает вид

$$N = \frac{\alpha}{\beta} \lg \frac{S_H}{S_0} \quad (17)$$

Таким образом, параметр β , зависящий от скорости перемешивания, не только является управляющим фактором скорости растворения твердого вещества в процессе химических реакций, но и ускорителем солеотдачи почвы при промывке засоленных почв, он имеет смысл коэффициента ускорения солеотдачи. Зависимость коэффициента β от скорости инфильтрационного потока V аппроксимировалась выражением

$$\beta = 2,02 \cdot \exp(-9,57 \cdot V) \quad (18)$$

Как показали результаты экспериментальных материалов по промывке засоленных почв и приведенное теоретическое объяснение, параметр α_0 в формуле В.Р.Волобуева является комплексной характеристикой и расшифровывается как произведение коэффициента солеотдачи (α) и коэффициента ускорения солеотдачи (β). Последний зависит только от технологии проведения промывок (дробная подача промывной нормы и водоотдача), а коэффициент солеотдачи (α) — от солевого состава почвы; α является константой выщелачивания, ко-

которая может быть определена при гораздо меньших затратах времени и труда по сравнению с параметрами α_0 . Постоянство β для процесса выщелачивания солей из почвы позволяет ограничить опыты, так как коэффициент ускорения солеотдачи является функцией скорости инфильтрационного потока, не зависит от солевого состава почвы.

В условиях острого дефицита промывной воды приведенная зависимость (18) позволяет определить оптимальную скорость инфильтрационного потока, при которой расход воды на промывку будет наименьшим, вследствие чего в мелиорации открываются новые возможности рассоления почв.

Литература

Аверьянов С.Ф., Дзя Далин. К теории промывки засоленных почв. – Доклады ТСХА, 1960, вып.56, с.36–41.

Баженов М.Г., Сарсенбаев С.Х. Регулирование водно-солевого режима грунтов и грунтовых вод. Алма-Ата, 1979. 152 с.

Баженов М.Г. Статистические закономерности миграции солей при промывке засоленной почвы. – Почвоведение, 1983, № 4, с.189–192.

Бекбаев Р.К. Влияние скорости инфильтрации на солеотдачу почв в ненасыщенных грунтах. – В кн.: Совершенствование мелиоративного улучшения орошаемых земель в Казахстане. Ташкент, 1982, с.76–81.

Волобуев В.Р. Расчет промывки засоленных почв. М., 1975. 203 с.

Волобуев В.Р. О закономерности выщелачивания солей из почвы. – Гидротехника и мелиорация, 1983, № 7, с.66–68.

Минашина Н.Г. Физико-математическая модель расчета нормы воды для промывки засоленных почв. – Почвоведение, 1973, № 3, с.105–110.

Попандопулос Д. К вопросу определения промывных норм. – Гидротехника и мелиорация, 1973, № 7, с.71–74.

Попов С.И., Пачепский Я.А. Сравнительная оценка различных способов определения изменения содержания солей в

почвах при промывках. - В кн.: Вопросы водного хозяйства (мелиорация). Фрунза, 1979, с.44-57.

Рекс Л.М. Перераспределение солей в почвогрунтах при орошении, Автореф. дис. канд. с.-х. наук. М., 1971.

УДК 631.6

Ю.П.Паракшин, О.С.Кузнецова

МЕЛИОРАТИВНАЯ ОЦЕНКА ПОЧВЕННОГО КОНТУРА СОЛОНЦОВЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Мелиоративная оценка почвенного контура при высокой вариабельности свойств солонцовых почв представляет определенные трудности. Изучение пространственной изменчивости свойств солонцов мы проводили на территории совхоза "Молодежный" Кокчетавской области по 3 направлениям: 1) внутри отдельных элементарных ареалов (ЭПА); 2) внутри почвенных комбинаций (ПК), и 3) по видам солонцов. В первых двух случаях варьирование изучали методом закладки траншей: в ЭПА образцы отбирались сплошной колонкой через каждый метр в 10-35-кратной повторности; в ПК - из типичных почв и мест перехода одного вида почв в другой: 1) $СН_2^I$ · $СН_2^II$ · $СН_2^III$ · $ЧСН$; 2) $СН_2^I$ · $СН_2^II$ · $СН_2^III$ · $ЛСН$ и 3) $СН_2^I$ · $СН_2^II$ · $ЛСН$.

При анализе видовой варьируемости морфологических и химических свойств данные 450 разрезов сгруппировали по видам солонцов - степные глубокие, средние, мелкие, корковые и распаханые; лугово-степные глубокие, средние, мелкие, корковые и распаханые; луговые мелкие и корковые. Варьирование емкости поглощения и физической глины (частиц больше 0,01 мм) внутри ЭПА обычно небольшое (коэффициент варьирования $\mathcal{V} = 7-20\%$); ила - небольшое и среднее ($\mathcal{V} < 30\%$); обменного натрия, гипса, карбонатов и солей - среднее и высокое ($\mathcal{V} < 50\%$).

Определение варьирования важных мелиоративных показателей, связанных с методом освоения, требует большого количества разрезов. Чтобы получить достоверные физико-химические показатели по каждому ЭПА для достижения

10 точности при уровне вероятности $P = 0,90$ и средней вариабельности $V = (20-40\%)$, следует заложить 13-46 разрезов, а при высокой $V = (40-60\%) - 46-104$.

Внутри ПК варьирование механического состава имеет примерно те же градации, что и в ЭПА, а варьирование содержания обменного натрия, воднорастворимых солей, гипса и карбонатов сильнее - $V > 40\%$. Еще большая изменчивость мелиоративных показателей солонцов наблюдается в пределах вида: содержание обменного натрия, гипса, карбонатов и воднорастворимых солей имеют высокую степень варьирования ($V > 60\%$). Наибольшей изменчивостью характеризуются солонцы степные (средние и мелкие) и луговые.

Таким образом, высокое пространственное варьирование основных показателей солонцовых почв для достоверной количественной характеристики отдельных контуров предполагает заложение большого количества разрезов (свыше 50), что практически сделать невозможно, так как это потребует очень больших затрат.

В "Методических указаниях по почвенно-мелиоративным изысканиям и разработке проектов мелиорации солонцовых земель в Казахской ССР" сказано, что состав мероприятий в случаях многокомпонентного комплекса диктуется особенностями того компонента, который обладает наиболее плохим мелиоративным состоянием и занимает не менее 30% площади почвенных комбинаций. Проиллюстрируем это положение 48-гектарным контуром, представленным при почвенно-мелиоративной съемке М 1:25000 как сочетание двух комплексов:

$$СН_{лс}^{I,K} \cdot \frac{Ч_{лс}^{CH}}{10-30} + \frac{СН^{П,I}}{10-30} \cdot \frac{Ч_{лс}^{CH}}{10} \quad \text{и по совокупности ана-$$

литических данных отнесенным к У1 мелиоративной группе (залужение солеустойчивыми травами). При съемке более крупного масштаба (1:10000) эту территорию можно разделить на 4 контура: 1) $СН_{лс}^{II} \cdot \frac{С_{лс}^I}{30} \cdot \frac{Ч_{лс}^{CH}}{30}$ 2) $СН_{лс}^I \cdot СН_{лс}^{K} \cdot \frac{Ч_{лс}^{CH}}{20}$; 3) $СН_{лс}^K \cdot \frac{С_{лс}^I}{30} \cdot \frac{С_{лс}^K}{10} \cdot \frac{С_{лс}^D}{10}$ 4) Лб + С_{лс}^Д с отнесением

к следующим мелиоративным группам: первый контур к Уа

(гипсование), второй – к У1 (залужение), третий и четвертый – к УШб (гидротехнические мелиорации).

При картировании типичного ключевого участка (200х200 м). (М 1:1000) на вершине сопки выделяется еще один контур – $Сн, К \cdot \frac{1}{30} МР$, отнесенный к 1X мелиоративной группе, на которой не рекомендуется проводить какие-либо мелиорации.

Метод съемки "вложенных" ключей, при котором каждый более детально картируемый ключ располагается в пределах ключа, исследуемого менее детально, и производится последовательное уменьшение площади и увеличение детальности картирования, позволяет довольно точно определять состав и содержание ПК и идентифицировать контур.

М.А.Глазовская (1964) и А.И.Перельман (1966) считают, что элементарные ландшафты (элювиальные, трансэлювиальные, трансаккумулятивные и аккумулятивные) в мелиоративном отношении должны быть едины. В наших исследованиях по картированию ключевых участков в геохимически связанном ландшафте выяснилось, что и отдельные формы ландшафтов, и даже ЭПА одного названия по мелиоративным свойствам, могут быть различными, а это обуславливает отнесение их к разным группам (см. таблицу), хотя рекомендации для освоения должны быть едины для всего контура. Следовательно, планировать состав мероприятий по компоненту комплекса, имеющего более сложное мелиоративное состояние и занимающего не менее 30% площади контура, не всегда правильно. В практике нередки случаи, когда контур представлен простым комплексом, а на компоненте, определяющем способ мелиорации, несколько разрезов относятся к разным мелиоративным группам. В этом случае метод мелиорации устанавливается исходя из разрезов с наиболее плохими показателями, составляющими не менее 30% их общего количества.

Покажем это на примерах.

Пример 1. Контур представлен комплексом $Сн_e \cdot \frac{1}{30} \frac{1}{30} МР$ и в нем заложено 3 разреза на солонцах, один из которых остаточный, другой – малонатриевый, третий – средненат-

Мелиоративная оценка ЭПА ключевых участков в сопряженном ландшафте (М 1:250)

Трансаккумулятивный ландшафт

1000 м ²				2500 м ²				1200 м ²			
Почва	Парцел №	ЭПА, %	Мелиоративная группа	Почва	Парцел №	ЭПА, %	Мелиоративная группа	Почва	Парцел №	ЭПА, %	Мелиоративная группа
СН ^к	581	30,3	Ш6	СН ^{лс}	148		Уа	СН ^{сд}	587	22,1	У1
	583		Уа		575с	2,5	У1		585	5,7	У1
	576	10,0	Уа	СН ^к	575р		УШ6		588	9,1	У1
	579	9,0	Уа		575д	54,0	УШ6		584	31,6	УШ6
	574	20,0	УШ6		575ж		УШ6		592	13,3	УШ6
	578				580		УШ6		591	4,2	УШ6
УСН хр ^ш	577	20,0	УШ6	Ул ^{сн}	575а	3,2		Ск ^л		14,0	УШ6
				СН ^{лс}	575б	16,4	У1				
				Ск ^к		6,4	УШ6				
				СН-Ск		17,5	УШ6				

риевый. При прочих равных условиях они относятся к 3 разным группам — П, Ш и У. Оценку контура нужно производить по наиболее сложной в мелиоративном отношении группе (V), требующей внесения мелиорантов.

Пример 2. Контур представлен сочетанием комплексов $СНс'' \cdot \frac{СНс''}{20} + \frac{СНс'с}{35} \cdot \frac{4 д СН}{5}$. Предположим, что наиболее худ-

шими свойствами обладают солонцы степные мелкие, хотя они занимают менее 30% площади. Следующими по степени сложности мелиоративных мероприятий являются солонцы лугово-степные, занимающие более 30% площади. Невзирая на то, что фоном почвенного контура служат солонцы степные средние, состав мероприятий определяется свойствами солонцов лугово-степных мелких.

Приведенные материалы показывают, что в связи с высоким природным варьированием основных мелиоративных показателей для достоверной количественной характеристики отдельных контуров необходимо заложить большое количество разрезов (в пределах нескольких десятков), что требует больших затрат и вряд ли целесообразно. Как показывает опыт освоения солонцовых земель, такая точность физико-химических и морфологических данных изменяется, так как мелиоративную группировку составляют почвы со значительными диапазоном свойств.

Все диагностическое многообразие солонцов (подтипов, родовое, видовое) по принципу освоения можно разделить на 5 основных мелиоративных групп: 1) агротехническая мелиорация; 2) химико-агротехническая мелиорация с использованием внутрипочвенных запасов гипса и карбонатов; 3) химическая мелиорация с внесением мелиорантов; 4) залужение солеустойчивыми травами; 5) гидротехническая мелиорация.

Проведение мелиоративных работ при освоении солонцовых территорий требует больших затрат, поэтому точность картирования должна быть достаточно высокой. Ошибка в определении метода мелиорации может привести к неправильным мелиоративным мероприятиям, вследствие которых солонцовый массив может стать совершенно

непригодным для возделывания сельскохозяйственных культур.

Профильно-ключевой метод картирования солонцовых территорий позволяет более объективно и обоснованно подойти к выделению почвенных контуров, повышает значение типичности разрезов, полнее раскрывает содержание и состав почвенных комбинаций. Кроме того, совместное изучение солонцовых почв выявляет характер, темп и направление процессов засоления и осолонцевания картируемых территорий.

Литература

Глазовская М.А. Геохимические основы типологии и методика исследований природных ландшафтов. М., 1964.

Методические указания по почвенно-мелиоративным изысканиям и разработке проектов мелиорации солонцовых земель в Казахской ССР. Алма-Ата, 1980. 26 с.

Перельман А.И. Геохимия ландшафтов. М., 1966. 259 с.

УДК 631,6

А.Н.Тычина, Р.К.Ульданов

ЭФФЕКТИВНОСТЬ ОСВОЕНИЯ МЕЛИОРИРОВАННЫХ СОЛОНЦОВЫХ ЗЕМЕЛЬ В ПОЛЕВЫХ СЕВООБОРОТАХ

Солонцовые земли – сложное явление, требующее применения специальных противосолонцовых приемов, обусловленных рядом агро-мелиоративных показателей, сильно варьирующих в зависимости от экологических условий развития солонцов.

В настоящее время в результате региональных и стационарных исследований агро-мелиоративных свойств солонцов и методов их освоения выделены группы солонцовых почв и разработаны рекомендации по их освоению. Однако эти рекомендации, как правило, завершаются этапом освоения солонцов в мелиоративный период и не решают проблемы дальнейшего использования мелиорированных земель. Вместе с тем необходимо помнить, что солонцовые почвы

Фактическая урожайность сельскохозяйственных культур на мелиоративных солонцах

Пло- щадь, га	, Куль- ту- ра	Урожайность, ц/га			
		1981 г.	1982 г.	1983 г.	Средняя за 3 года

Парозерновой севооборот

10,0	Пар				
10,0	Пшеница	7,8	23,0	6,8	12,5
10,0	Пшеница	6,3	20,4	5,9	10,9
10,0	Ячмень	8,5	18,5	5,0	10,7

Зернопропашной севооборот

10,0	Кукуруза	53,0	110,0	55,0	72,7
10,0	Пшеница	6,2	21,6	5,4	11,1
10,0	Ячмень	8,3	13,0	4,0	9,1

в отличие от зональных, несмотря на применение перспективных приемов улучшения, полностью не освобождаются от ряда неблагоприятных свойств, связанных с отрицательным проявлением остаточной солонцеватости и засоления. Имеющиеся разрозненные сведения по выращиванию различных сельскохозяйственных культур на мелиорированных солонцах не дают цельной картины использования этих земель при существующей системе земледелия.

Успех освоения и использования солонцовых земель во многом зависит от системы агротехнических мероприятий, применяемых и в мелиоративный, и в эксплуатационный периоды. Как показывают исследования, система мелиоративных севооборотов с обработкой почвы и влагонакопительными мероприятиями должна обеспечивать оптимальные условия протекания почвенно-мелиоративных процессов. При этом большое значение имеет правильный подбор сельскохозяйственных культур в севооборотах, их агротехника, а также внесение органических и минеральных удобрений на мелиорированных солонцах. Приемы обработки почвы должны соответствовать требованиям зональной системы земледелия.

лия, что особенно важно в эрозионно-опасных районах степной и сухостепной зон.

Мы проводили исследования в совхозе им. Маяковского Кустанайской области на солонцовых почвах в первый этап освоения мелиорированных солонцов различными приемами: в зависимости от агромелиоративных показателей применялись плантаж, ярусная вспашка и глубокое безотвальное рыхление. После проведения мелиоративных обработок (1967 г.) почвы в мелиоративный период (1968-1972 гг.) использовались под кукурузу, злаково-бобовые травосмеси, а в последующий годы (1973-1980) - в системе специальных мелиоративных севооборотов. Независимо от исходного состояния испытываемые почвы в настоящее время характеризуются следующими основными свойствами: содержание гумуса в слое 0-50 см колеблется - 1,7-3,7%, обменный натрий в пахотном слое составляет 4,2-10,6% емкости поглощения, засоление с преобладанием хлоридов и сульфатов части полуметровой толщи не превышает 0,15-0,34%. Почвы имеют удовлетворительные показатели объемной массы, скважности и водопроницаемости, засоление второго полуметра осталось высоким (1,5-1,7% солей хлоридно-сульфатного типа). Грунтовые воды залегают на глубине 5,2-6,0 м, засоление преимущественно сульфатно-хлоридного типа с минерализацией равно 0,4-9,5 г/л.

С учетом положительных результатов коренной мелиорации солонцов первого этапа освоения (1968-1972 гг.) и эксплуатационного периода (1973-1980 гг.), предусматривалось изучение возможности использования этих земель в системе зональных полевых севооборотов с насыщением их наиболее интенсивными сельскохозяйственными культурами. Схема севооборотов следующая: 1) пар - пшеница - ячмень; 2) Кукуруза - пшеница - ячмень. Общая площадь севооборотов составляет 70 га.

Специальные короткоротационные паровые и пропашные севообороты способствуют ускоренному прохождению каждого поля через кулисный пар, или пропашное поле. Подбор культур проводили исходя из их соле- и солонцеустойчивости и продуктивности. Система агротехнических меро-

приятий определялась возможностью максимального влагонакопления и улучшения пищевого режима этих почв. Ежегодно проводили осенние глубокие (25-27 см) безотвальные обработки почвы. На паровых полях высевали 2-строчные кулисы из горчицы. Весной дополнительно рыхлили почву культиваторами КПЭ-3,8 на глубину 10-12 см с одновременным боронованием, зерновые и кормовые культуры убирали на более высоком (20 см и более) срезе. Солому измельчали и разбрасывали в момент уборки зерновых. Один раз за ротацию севооборотов вносили минеральные удобрения в дозе 60 кг д.в. на 1 га. Зимой проводили 3-разовое снегозадержание с расстоянием между снежными валками не более 3 м.

Наблюдения за динамикой почвенно-мелиоративных процессов и урожайностью сельскохозяйственных культур в системе полевых севооборотов показали, что ежегодное применение комплекса противосолонцовых мероприятий на основе зональной системы земледелия значительно улучшает и стабилизирует агрофизические и химические свойства мелиорированных солонцов. Достаточно высокий уровень водопроницаемости этих почв способствует более полному усвоению атмосферных осадков. Весенние запасы физиологически полезной влаги в среднем за годы исследований в метровом слое составили 71,3-165,4 мм.

Все это обеспечило повышение продуктивности сельскохозяйственных культур на мелиорированных солонцах. Средняя урожайность зерна и зеленой массы кукурузы не уступает хозяйственной урожайности на зональных почвах (см. таблицу).

Таким образом, солонцовые земли после непродолжительного мелиоративного периода можно использовать в системе специальных севооборотов, которые улучшают мелиоративное состояние почв и повышают их продуктивность.

Ю.Л.Лаврентьев

О ПРОМЕРЗАНИИ И ИНТЕНСИВНОСТИ ОТТАИВАНИЯ ПОЧВ
НА ПОЙМЕННЫХ ЛИМАНАХ ЦЕЛИНОГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

Глубина промерзания и интенсивность оттаивания почвогрунтов — важнейшие факторы, определяющие водный баланс почв в осенне-зимний и весенний периоды. Особое значение приобретают эти факторы при лиманном орошении.

Вопросы промерзания и оттаивания почв в Северном Казахстане, почти не изучались.

Мы исследовали глубину промерзания и интенсивность оттаивания почв на лиманах Новоалександровский и Алва Целиноградской области для разработки рекомендаций по оптимизации продолжительности их затопления.

Наблюдательные площадки на лимане Новоалександровский закладывали в прирусловой (пл.1), переходной (пл.2) и центральной (пл.3) частях поймы, на лимане Алва — на участках с наиболее распространенными почвами и типичными условиями затопления (пл.1) и на незатопляемой части (пл.2).

Промерзание почв определялось по наличию в буровых образцах кристаллов льда и цементации. Бурение производилось ручными мерзлотными бурами, а также колонковым способом при помощи бурового станка УГБ-50М в 4-6-кратной повторности. При бурении отбирали пробы почв — для определения влажности.

За годы исследований максимальных глубин промерзания по мерзлотомеру Данилина установлено, что в 1976-1977 гг. сумма среднесуточных температур воздуха ниже 0°C значительно превышает норму; в 1975-1976 гг. — близка к норме, а в 1977-1978 гг. — намного меньше нормы (табл. 1).

Следует отметить, что на лиманах, благодаря их ровной поверхности и густой, сравнительно одинаковой высоты стерни трав, снежный покров распределяется равномерно. Исключения составляют узкие полосы вдоль водоудерживающих дамб.

В предзимний период влагосодержание в верхнем метровом слое почв Новоалександровского лимана за годы наблюдений на площадках 1, 2, 3 варьировало соответственно в пределах 23-33, 45-62 и 30-50%. К весне влагосодержание возрастало на 5-7%. В нижележащих слоях почвогрунтов содержание влаги по годам изменялось незначительно.

На лимане Алва предзимняя влажность почв в верхнем метровом слое варьировала по годам примерно в таких же пределах, как и на площадке 2 Новоалександровского лимана. Глубина сезонного промерзания почв зависит от множества факторов.

Наш анализ показал, что различия в глубине промерзания почв на лиманах появляются в условиях относительно стабильной по годам предзимней влажности почвогрунтов (лиман Алва) лишь в годы, резко отличающиеся по сумме среднесуточных температур воздуха ниже 0°C. На Новоалександровском лимане наиболее глубокое промерзание почв наблюдалось зимой 73/74 г., когда сумма среднесуточных температур воздуха по сравнению с 76/77 г. ниже 0°C была меньше на - 760°. Данное обстоятельство объясняется тем, что предзимнее влагосодержание в почвогрунтах на этом лимане в 1973 г. было больше, чем в 1976 г.

За годы наших наблюдений влияние формирования и мощности снежного покрова удалось выявить лишь в самом общем виде: при несущественных различиях в зимних температурах воздуха почвы промерзают на большую глубину в годы с маломощным и поздно формирующимся снежным покровом.

Исследованием установлено, что во все годы быстрее оттаивали супесчаные и легкосуглинистые почвы в прирусловых частях поймы, затем суглинистые почвы в переходной части и позже всех тяжелосуглинистые почвы в центральной части поймы. В пределах отдельно взятых площадок продолжительность оттаивания почв изменялась в широких пределах, что обусловлено различием в степени мерзлотной цементации, содержании льда и в "запасе хо-

Характеристика холодных периодов годов и глубины промерзания почв (ст.Целиноград)

Год (осень, весна)	Сумма среднесу- точных тем- ператур воз- духа ниже 0°С	Переход среднесуточ- ных темпера- тур воздуха через 0°С	Промерзание по мерзлотометру		Максимальная глубина про- мерзания почвы в лимане, см				
			Даннина глуби- на, см	период	Новоалександ- ровский			Альа	
					пл.1	пл.2	пл.3		
1973/74	1838	23/X-3.1У	150	25/1-4/1У	164	180	170	-	-
1974/75	1724	23/X-27.Ш	150	25/1-31/Ш	162	160	158	161	169
1975/76	1945	17/X-9.1У	150	26/П-10/1У	140	140	165	175	173
1976/77	2596	1/X-4.1У	150	11/П-31/Ш	140	158	161	198	206
1977/78	1621	18/X-23.Ш	150	8/П-25/Ш	-	-	-	171	168
1978/79	1881	3/X1-14.1У	150	10/Ш	138	-	130	173	171
1979/80	1864	28/X-10.1У	150	10/П-10/Ш	-	-	-	166	165

лода" в почве, а также различием в интенсивности нарастания сумм положительных температур воздуха и прямой солнечной радиации.

Почвы оттаивают главным образом сверху. Оттаивание снизу не превышает 8-15 см. Зафиксированы случаи, когда в период интенсивного оттаивания почв сверху нижняя граница промерзания увеличивалась.

За годы наших наблюдений почвы полностью оттаивали при достижении следующих сумм среднесуточных температур воздуха (в среднем): легкосуглинистые - до 240°C, среднесуглинистые - в зависимости от влагосодержания в них - до 440-460°C, тяжелосуглинистые - до 532°C. При этом удельные скорости оттаивания составили соответственно 0,92, 0,32-0,38 и 0,29 см/град С. При относительно одинаковом механическом составе и влагосодержании на затопляемых участках почвы оттаивают быстрее.

При глубоком и очень сильном промерзании почв (76/77 г.) скорость оттаивания почвогрунтов резко уменьшается. Коэффициент вариации удельных скоростей оттаивания почв в 1,0-1,5-метровом слое в условиях регулярного затопления пойменных лиманов не превышает 10-15%. Поэтому можно использовать полученные нами величины удельных скоростей оттаивания почв для установления норм и продолжительности затопления лиманов, расположенных в поймах крупных рек Целиноградской области.

УДК 631.436:631.6

А.Ф.Никулина, М.С.Жандаев

ИЗМЕНЕНИЕ АГРОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ СОЛОНЦОВ ПОД ВЛИЯНИЕМ МЕЛИОРАЦИИ

Из всех агрофизических свойств почв, воздействующих не только на урожайность возделываемых культур, но и на другие важные физические параметры пахотного слоя, наибольшее значение в агрономической практике придается структурности, или агрегатному составу. В целинных солонцах структурность солонцового горизонта лимитирует

Таблица 1. Агрегатный состав солонцов мелких в зависимости от способов мелиорации, % сухих агрегатов

Вариант	Поч- венный слой, см	Фракция, мм ¹					
		10		10-0,25		0,25	
		1978	1982	1978	1982	1978	1982
Вспашка на глубину 25 см	0-10	62,9	55,0	34,9	43,2	2,2	1,8
	10-20	72,4	53,9	26,1	45,3	1,5	0,8
	0-20	67,6	54,0	30,5	44,2	1,8	1,3
Вспашка на глубину 25 см + внесение 6 т/га фос- фогипса	0-10	27,6	35,5	66,2	59,1	6,2	5,4
	10-20	37,5	47,3	57,4	47,5	5,1	5,2
	0-20	32,6	41,4	61,8	53,3	5,6	5,3
Вспашка на глубину 33 см	0-10	56,2	51,0	39,2	46,2	4,6	2,8
	10-20	68,7	66,2	28,7	31,6	2,6	2,3
	0-20	62,4	58,6	34,0	38,9	3,6	2,5
Плантажная вспашка	0-10	69,8	56,2	28,8	41,1	1,4	2,7
	10-20	62,1	49,5	35,2	47,5	2,7	3,0
	0-20	66,0	52,8	37,0	44,3	2,0	2,8
Трехъярус- ная вспашка	0-10	52,7	57,4	44,2	44,8	3,1	3,4
	10-20	59,2	47,6	38,8	49,1	1,9	3,3
	0-20	56,0	49,5	41,0	47,0	2,5	3,4
Обработка ОФМ	0-10	35,0	54,0	58,0	43,2	7,0	2,8
	10-20	30,7	69,3	64,4	30,7	4,9	1,6
	0-20	32,8	61,6	61,2	37,0	6,0	2,2

плодородие почв. При мелиоративных мероприятиях, направленных на коренное и временное улучшение солонцовых почв, в первую очередь изменяется их структурное состояние, что приводит к проявлению мелиоративного эффекта, так как крошение солонцового горизонта способствует интенсификации мелиоративных процессов — рассолению и рассолонцеванию. Необратимость мелиоративных процессов, обуслов-

ленная стабильным улучшением агрофизических свойств, свидетельствует о степени эффективности мелиоративного воздействия, определяющего длительность мелиоративного периода.

В стационарном опыте мы изучали агрофизические свойства солонцов, подвергшихся различным мелиоративным воздействиям. Объектом исследования служили солонцы каштановые степные мелкие, сформированные на делювиально-элювиальных пестроцветных глинистых отложениях. Содержание гумуса в горизонте А составляет 2,64-2,97%, поглощенного натрия в горизонте В₁ - 18,6-26,6%, В₂ - 14,5-22,6%. По механическому составу описываемые солонцы относятся к легкорастворимым (физической глины в горизонте А - 35,36%). С глубиной содержание физической глины возрастает, достигая в породе 81,7-86,3%. Карбонаты обнаруживаются на глубине 20-30 см (гор. В₂) - 0,68-2,26%, содержание гипса в этом горизонте незначительно - 0,03-0,13%. Воднорастворимые соли на уровне средней степени засоления наблюдаются в нижней части горизонта В₁ в подсолонцовом горизонте засоленность резко возрастает, в составе солей преобладают хлориды (5,5-8,5 мл.экв/100 г почвы), сульфаты во множестве появляются в гипсовых горизонтах (глубже 60 см).

В опытах, заложенных в 1977 г., изучались различные мелиоративные обработки, выполненные плугами общего и специального назначения, а также экспериментальными орудиями с активными почвообрабатывающими органами фрезерного типа, работающими по трехъярусной схеме ОФМ (отвально-фрезерная). Химическая мелиорация заключалась во внесении фосфогипса на фоне вспашки на 25 см. Опыты закладывались в трехкратной повторности, площадь делянки составляла 624 м² (12x52). В 1978-1982 гг. высевали ячмень (130 кг/га). Агротехника возделывания ячменя - зональная, с ежегодной осенней обработкой плоскорезом на глубину 25-27 см.

Отбор почвенных проб для определения агрофизических и физико-химических свойств и полевые исследования

водно-физических показателей проводили на постоянных площадях. . Водопроницаемость за период возделывания ячменя определяли дважды: в 1978 и 1982 гг. В это же время исследовали агрегатный состав, применяя общепринятые методики.

Важнейшим условием мелиоративной обработки солонцов является оптимальное крошение солонцового горизонта и создание однородного пахотного слоя. В агрономической практике пахотный слой оценивается по содержанию агрегатов, размер которых составляет от 10 до 0,25 мм. Глыбистая фракция (> 10 мм) по своей значимости приравнивается к пылевой фракции (менее 0,25 мм), так как критерием оценки служит коэффициент структурности, определяемый как отношение суммы фракции размером от 10 до 0,25 мм к сумме глыбистой и пылевой фракций. В практике мелиорации солонцов при применении орудий с пассивными рабочими органами (плугами общего и специального назначения) ограничивающим фактором является преобладание крупной фракции, так как при этом не происходит достаточного контакта солонцовых агрегатов с химическими веществами или с кальцийсодержащей почвенной массой нижележащих горизонтов. Использование орудий с активными почвообрабатывающими рабочими органами сопряжено с опасностью чрезмерного распыления почвенной массы и связанного с этим ее запыливания. Оптимальным крошение может быть признано при условии, если на долю агрегатов от 10 до 0,25 мм приходится не менее 70%, а на долю пыли — не более 10%.

Результаты наших исследований показали, что крошение солонцового горизонта активными почвообрабатывающими органами (ОФМ) не вызывает чрезмерного распыления (табл. 1). Содержание агрегатов менее 0,25 мм на второй год после проведения обработки овално-фрезерной машиной в поверхностном слое (0-10 см) составляет 7,0%, в солонцовом (10-20 см) — 4,9%. По вариантам с обработками механизмами с пассивными рабочими органами независимо от глубины обработки распыленность равна 4,6-1,4%, несколько выше по фосфогипсованному варианту — 6,2 и 5,1%.

Таблица 2. Водопроницаемость солонцов в зависимости от способов их обработки

Вариант	Суммарный расход воды, мм		Коэффициент фильтрации, мм/мин					
			1 ч		2 ч		3 ч	
	1978	1982	1978	1982	1978	1982	1978	1982
Вспашка на глубину 25 см	189,3	232,6	1,76	2,48	0,72	0,71	0,67	0,67
Вспашка на глубину 25 см + внесение 6 т/га фосфорилса	229,6	352,9	2,10	2,81	0,96	2,71	0,77	1,33
Вспашка на глубину 33 см	264,0	254,0	2,25	2,06	1,25	1,16	1,02	1,06
Плантажная вспашка	357,6	526,6	3,78	4,95	1,20	2,15	0,97	1,65
Трехъярусная вспашка	309,6	392,6	3,17	3,72	1,15	1,53	0,99	1,22
Обработка ОФМ	170,6	238,0	1,80	2,06	0,53	1,05	0,51	0,85

Ежегодные обработки на протяжении четырехлетнего возделывания ячменя существенных изменений в содержании пыли по вариантам с применением орудий пассивного типа не вызвали, не произошло их и в содержании глыбистой фракции (более 1.0 мм). По фрезерованному фону содержание пыли снизилось до уровня вариантов с применением пассивных почвообрабатывающих органов, а содержание глыбистой фракции увеличилось почти в 2 раза, т.е. произошло укрупнение агрегатов. Некоторое укрупнение почвенных агрегатов наблюдается и по фосфогипсованному фону за счет увеличения глыбистой фракции, количество же пылеватой фракции не изменилось.

С учетом того, что запыление почвенной солонцовой массы происходит вследствие размокания структурных агрегатов, вызывающих снижение фильтрационных свойств, наиболее объективным критерием оценки агрегатного состава следует признать полевую водопроницаемость. Водопроницаемостью называют интенсивность поступления влаги в почву. При этом выделяют 2 фазы. Первая фаза характеризуется насыщением пор водой, при этом набухают коллоиды и уменьшается просвет почвенных пор, вследствие чего сокращается расход воды в единицу времени. По мере насыщения пор водой водопроницаемость становится относительно постоянной. Количество воды, которое просачивается через единицу площади в единицу времени при полном насыщении почвенных пор водой, называется коэффициентом фильтрации. Для пахотных слоев фильтрация достигается уже на 3 час. (табл. 2).

Данные табл. 2 свидетельствуют о незатухающем во времени мелиоративном эффекте по улучшению фильтрационных свойств при глубоких мелиоративных обработках — плантаже, трехъярусной вспашке и обработке отвально-фрезерной машиной. При этом повышается коэффициент фильтрации. При вспашке на 25 и на 33 см коэффициент фильтрации не изменялся. Сопоставляя значение этих коэффициентов, замечаем, что фильтрационные свойства мелиорированных солонцов определяются в первую очередь глубиной обработки: чем глубже обработка, тем выше коэффициент

филтрации. Однако это правило справедливо в случае механических обработок, т.е. при условии вовлечения в пахотный слой почвенных запасов кальциевых солей. Применение химических средств на фоне обычной вспашки увеличивает мелиоративный эффект по сравнению с исходным состоянием, в 2 раза, по сравнению с обычной вспашкой — с 0,77 и 0,67 до 1,33 мм/мин.

Сопоставляя данные водопроницаемости и агрегатного состава по различным вариантам, можно предположить, что повышение коэффициента филтрации в течение мелиоративного периода в большей степени обусловлено содержанием крупных фракций, чем фракций пыли. Особенно наглядно это проявляется в вариантах с обработкой ОФМ и по фосфогипсовому фону, где увеличение коэффициента филтрации сопровождается значительным укрупнением агрегатов, в первую очередь, увеличением глыбистости.

В то же время установлено, что при плантаже и трехъярусной вспашке увеличение водопроницаемости в течение мелиоративного периода происходит при уменьшении степени глыбистости, хотя и незначительном по сравнению с фрезерованным вариантом. А при более мелких обработках (вспашке на глубину 25–33 см) коэффициент филтрации не повышается, хотя глыбистость снижается, особенно при вспашке на глубину 25 см. Очевидно, что филтрационные свойства солонцового пахотного слоя со временем все больше начинают зависеть не только от глубины обработки, но и от качественной характеристики пахотного слоя. Последнее учитывается в технологии самих обработок: с изменением глубины обработки в пахотный слой вовлекаются различные генетические горизонты, по-разному влияющие на мелиоративные процессы. В том случае, когда обработка проводится пассивными почвообрабатывающими орудиями, агрегаты (особенно наиболее крупные) могут в той или иной степени содержать почвенную массу с различных генетических горизонтов. Такие агрегаты быстро увлажняются, распадаются, не вызывая большого заплывания почвенной массы, поэтому их влияние на процесс филтрации, очевидно, не будет отрицательным. Когда размокают солонцовые

Таблица 3. Динамика поглощенного натрия в солонцах в зависимости от способов их мелиорации

Вариант	Почвен- ный слой, см	Содержание поглощенного натрия, % от суммы			
		мг-экв/100 г почвы			
		1978	1982	1978	1982
Вспашка на глубину 25 см	0-10	3,35	2,35	13,1	8,9
	10-20	4,04	4,07	16,0	13,5
	0-20	3,70	3,21	14,6	11,2
Вспашка на глубину 25 см + + внесение 6 т/га фосфо- гипса	0-10	1,04	1,19	5,3	5,1
	10-20	1,60	2,26	7,4	8,0
	0-20	1,32	1,67	6,6	6,6
Вспашка на глубину 33 см	0-10	2,60	2,35	13,2	11,5
	10-20	2,63	3,00	12,6	15,8
	0-20	2,61	2,67	12,9	13,6
Плантажная вспашка	0-10	2,82	2,28	15,0	9,4
	10-20	3,24	3,66	12,2	16,9
	0-20	3,04	2,98	13,6	13,2
Трехъярусная вспашка	0-10	3,99	3,37	13,4	15,8
	10-20	3,56	3,86	14,4	13,8
	0-20	3,77	3,61	13,9	14,8
Обработка ОФМ	0-10	3,66	3,17	14,7	14,8
	10-20	4,98	5,30	18,3	16,9
	0-20	4,32	4,24	16,5	15,9

агрегаты, (скорее размокают более мелкие), то они вызы-
вают заплывание почвенной массы, снижая процесс филь-
трации. В этом случае предпочтительней крупные солонцо-
вые агрегаты, так как для их размокания требуется больше
времени. Следовательно, процесс впитывания аналогичен
процессу фильтрации, наблюдается он при обработке ОФМ.

Тщательное крошение солонцового и подсолонцового

горизонтов и их перемешивание привело к быстрому запаванию массы в 1978 г. и снизило коэффициент фильтрации. Повышение коэффициента фильтрации в 1982 г. можно связать с укрупнением агрегатов. Насколько изменились качественные показатели пахотных горизонтов по различным мелиоративным фонам, можно в первом приближении проследить по динамике поглощенного натрия (табл. 3).

Содержание поглощенного натрия в пахотном слое солонцов свидетельствует о том, что наибольшие изменения произошли по варианту с внесением фосфогипса, где уже на второй год после его внесения количество поглощенного натрия снизилось до уровня его содержания в остаточных солонцах. По всем другим вариантам происходило более равномерное его распределение по пахотному слою (даже по фрезерному). Таким образом, при обработке ОФМ горизонт А не сохраняется, а разбавляется солонцовым горизонтом. Через 5 лет отмечается снижение поглощенного натрия по верхнему 10-сантиметровому слою, но незначительное, что в общем итоге не сказывается на снижении солонцеватости.

На основе проделанной работы можно сделать следующие выводы.

1. Мелиоративные обработки солонцов плугами общего и специального назначения не обеспечивают требуемого крошения почвенной солонцовой массы и создают высокую глыбистость пахотного слоя. Наиболее благоприятное крошение достигается за счет проведения дополнительных ежегодных обработок при возделывании однолетних культур.

2. При обработке солонцов орудиями с активными почвообрабатывающими органами в первые годы мелиоративного периода наблюдается более тщательное крошение, утрачиваемое со временем даже при ежегодных глубоких и поверхностных обработках.

3. Улучшение фильтрационных свойств солонцов в первые годы мелиоративного периода связано с механическим воздействием, зависящим от глубины обработки. В дальнейшем эта зависимость сохраняется по вариантам без внесения химических средств; по фосфогипсованному ва-

рантиту увеличение фильтрационных свойств обусловлено наибольшим мелиорирующим эффектом, вызванным фосфогипсом.

4. По фрезерному фону (обработка ОФМ) мелиорирующий эффект по улучшению фильтрационных свойств ниже ожидаемого. В первые годы мелиоративного периода снижение водопроницаемости по сравнению с другими вариантами происходит за счет более тщательного крошения, вызывающего заплывание почвенной массы. Улучшение фильтрационных свойств пахотного слоя по этому фону к концу первого этапа мелиоративного периода происходит вследствие укрупнения агрегатного состава без его качественных изменений.

5. Качественные изменения почвенной массы, заключающиеся в снижении поглощенного натрия, сопровождаются потерей водпрочности агрегатного состава. Такие изменения за 5-летний период в большей степени обнаруживаются при химической мелиорации. Создание агрегатов, обладающих истинной водпрочностью, требует условий, благоприятствующих накоплению гумусовых веществ.

УДК 631.85:631.6

А.Т.Лузин, Т.И.Володина, А.А.Курьянович

ПРИМЕНЕНИЕ УДОБРЕНИЙ В ЦЕЛИНОГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

Одним из элементов почвозащитной системы земледелия является применение удобрений. Согласно рекомендациям ВНИИЗХ, предусматривается внесение туков в паровые поля в дозе 60 кг/га для 4-польных севооборотов, 80-90 кг/га для 5-6-польных, а также рядковое внесение удобрений при посеве в дозе 10-20 кг/га на поля, где не применялось основное внесение. Такая система позволяет не только увеличивать урожайность, но и систематически повышать плодородие почвы.

Многолетний опыт внесения удобрений со всей очевидностью показал, что наибольший эффект получают в тех хозяйствах, где сочетают использование минеральных и органических удобрений с высокой культурой земледелия.

Рациональное использование удобрений в хозяйствах невозможно без учета обеспеченности почв элементами питания. Сведения об этом дают агрохимические картограммы, составленные по результатам агрохимического обследования почв областной агрохимлабораторией.

Возрастающие поставки туков в хозяйства области за последние 6-7 лет позволили заметно повысить плодородие пашни. Так, по результатам первого тура агрохимического обследования почвы с низким и очень низким содержанием подвижного фосфора составляли 81%, со средним - 17,9%, с повышенным - лишь 1%. По результатам второго и третьего туров площадь с низкой обеспеченностью сократилась до 56, со средней возросла - до 40, с повышенной - до 4%. Наиболее существенные изменения произошли в хозяйствах Шортандинского района комплексной химизации. Процент с низким содержанием подвижного фосфора уменьшился с 70,0 до 16,0.

Основная часть - 68% - пахотных земель района в настоящее время имеет средний класс обеспеченности, 16% - повышенный. Аналогичные изменения произошли и в некоторых хозяйствах других районов, здесь процент почв с низкой обеспеченностью также составляет 10-30. Основная же часть характеризуется средней и повышенной обеспеченностью.

Обеспеченность почв обменным калием, как правило, высокая и даже повышенная - 97,3%, лишь 2,7% площади имеют среднюю и низкую обеспеченность. Поэтому калийные удобрения целесообразно применять только на орошении под овощные культуры и картофель.

Вместе с тем, уровень химизации по области еще крайне низок. Так, в 1982 г. на 1 га пашни приходилось всего лишь 8,1 кг/га действующего вещества туков при минимальной потребности 20 кг/га. В 1983 г. этот показатель возрос до 12 кг/га. В настоящее время в области выделяется 70-73 тыс.т туков действующего вещества в год при потребности 243 тыс.т.

Туки выделяются под зерновые и не выделяются под кормовые культуры, что ведет к систематическому снижению

естественного плодородия почвы. Очень мало поставляется азотных удобрений и под травы на орошении.

Объемы поставок удобрений не позволяют применять туки на вновь осваиваемых солонцовых землях, хотя в рекомендациях и технологических картах применение их и внесение обязательно.

В Целиноградской области насчитывается 3422,7 тыс.га солонцов и солонцовых комплексов, в том числе в пашне — 639,6 тыс.га.

По материалам почвенно-мелиоративного обследования, которое проводится с 1969 г. на площади 1710,5 тыс.га, для 134 хозяйств составили рабочие проекты на площадь 843,5 тыс.га, или 53%. Большую часть (47%) площади, не вошедшей в проекты, даже при выборочном почвенно-мелиоративном обследовании составляют солонцы (в комплексе с малоразвитыми почвами), корковые солонцы и солонцы с очень сильным засолением, а также присельные земли и комплексы, где рекомендуется зональная агротехника.

Перспектива дальнейшего проектирования складывается таким образом, что не более 40% обследованных земель будут включаться в проекты. Качественная характеристика солонцовых почв, включенных в проекты, по видам обработки следующая: почвы, требующие приемов самомелиорации (38,5% от проектируемой площади), требующие рыхления с последующим залужением (10,8%), химической мелиорации (2,7%), зональной агротехники с выборочным улучшением пятен солонцов (1,0%).

Опыт освоения солонцов в хозяйствах области показал, что при соблюдении всего комплекса мероприятий, урожайность сельскохозяйственных культур на солонцовых землях довольно высокая, что не вызывает сомнения в экономической целесообразности их освоения. В среднем за пятилетку урожай зерна ячменя на солонцовых землях, освоенных по рабочим проектам на 296 мелиоративных участках площадью 37,4 тыс.га составил 11,2 ц/га, сена житняка на 115 участках площадью 17,3 тыс.га —

7,1 ц/га. Даже в таком острозасушливом году, как 1982, на солонцовых землях было получено ячменя на 158 учетных участках площадью 21,2 тыс.га по 6,7 ц/га, сена житняка на 128 учетных участках площадью 18,3 тыс.га - 3,7 ц/га. А в совхозах "Суворовский" Макинского района на черноземах обыкновенных урожай ячменя на солонцах в 1982 г. составил 12,0-16,6 ц/га при урожайности этой культуры по хозяйству 12,8 ц/га; в совхозе "Одесский" на черноземах южных карбонатных - 8,1-9,3 ц/га при урожае 3,6 ц/га; в совхозе "Карабулакский" на темно-каштановых солонцах - 7,0-8,6 ц/га при средней урожайности по хозяйству 3,2 ц/га.

Таким образом, широкое применение средств химизации и мелиорации земель способствует существенному повышению плодородия почв и урожайности сельскохозяйственных культур.

УДК 631.445.4

А.К.Куришбаев, Б.К.Борангазиев

ПЛОДОРОДИЕ СВЕТЛО-КАШТАНОВЫХ ОРОШАЕМЫХ ПОЧВ ПРЕДГОРНОЙ РАВНИНЫ ЗАИЛИЙСКОГО АЛАТАУ В СЕВООБОРОТАХ

Актуальные проблемы развития сельскохозяйственного производства в Казахстане, вытекающие из Продовольственной программы СССР и октябрьского (1984 г.) Пленума ЦК КПСС требуют углубленного изучения изменения плодородия почв под влиянием севооборотов, удобрений и других элементов интенсивного земледелия.

Для светло-каштановых орошаемых почв предгорной равнины Заилийского Алатау характерна обедненность гумусом и азотом, высокая интенсивность биологических процессов, обуславливающих разложение органического вещества и его быструю минерализацию. Все это способствует ухудшению агрофизических свойств почвы. В этих условиях необходима всесторонняя оценка влияния севооборотов на почвенное плодородие.

Исследования по изменению содержания гумуса в почве (0-20 см) в различных схемах проводили в конце первой (1975 г.) и второй (1983 г.) ротации 8-польных свекловичных севооборотов.

Анализ полученных данных показал, что в 8-польных севооборотах с насыщением сахарной свеклой до 50% на фоне 2-3-летних посевов люцерны и применения за ротацию N₅₈₀₋₇₃₀ P₅₅₀₋₆₀₀ K₅₀₀₋₆₀₀ содержания гумуса (при pH 0,5 = 0,2%) в почве сохраняется на одном уровне. Стабильное гумусовое состояние почвы в изученных схемах свекловичных севооборотов, очевидно, связано с сочетанием удельного веса культур (при обязательном включении люцерны) и нормой минеральных удобрений.

Представляют интерес результаты опыта, где применялась повышенная норма азотных удобрений - 970 кг/га д.в. на фоне P₅₅₀ K₅₀₀, которая должна была компенсировать отсутствие в севообороте люцерны. Здесь содержание гумуса в течение второй ротации уменьшилось с 1,5 до 1,2%. Следовательно, отсутствие люцерны в свекловичных севооборотах нельзя компенсировать повышенными нормами удобрений.

В бессменных посевах сахарной свеклы содержание гумуса в слое 0-20 см по сравнению с 1975 г. не претерпело существенных изменений, что, по-видимому, является следствием его низкого содержания - 1,9%. При этом дальнейшая минерализация гумуса светло-каштановых орошаемых почв затруднена.

Одним из главных факторов регулирования почвенного плодородия являются органические удобрения, служащие источником гумуса и элементов минерального питания и создающие фон для более эффективного использования минеральных удобрений.

Проведенные нами исследования показали, что ежегодное применение навоза (40 т/га) увеличивает запасы гумуса в почве на 1,6-2,2 т/га.

Изучением биологической активности почвы с помощью закладки тканей установлена высокая активность во всех схемах севооборотов: за 2 месяца (май-июнь) разложилось

Изменение объемной массы (г/см^3) светло-каштановых орошаемых почв в севооборотах (слои 0-20 см)

Статистические показатели

n	\min	\max	\bar{x}	S	V	$S_{\bar{x}}$	$S_{\bar{x}}^1 \%$
-----	--------	--------	-----------	-----	-----	---------------	--------------------

1969-1975 гг.

46	1,20	1,42	1,30	0,06	4,62	0,01	0,77
----	------	------	------	------	------	------	------

1983-1984 гг.

16	1,22	1,47	1,37	0,06	4,38	0,01	0,73
----	------	------	------	------	------	------	------

85-96% ткани. На бессменных посевах сахарной свеклы биологическая активность почвы несколько ниже - 80%. При использовании навоза (40 т/га) она возрастает на 18%, составляя 98%.

Важным показателем физического режима орошаемой почвы является ее структура. В ходе испытаний было подтверждено, что люцерна способствует формированию водопрочных агрегатов (крупнее 0,25 мм), их содержание в пахотном слое почвы после 2- и 3-летнего ее стояния составляет соответственно 26,2 и 29,2%, в то время как в бессменных посевах сахарной свеклы этот показатель равен 16,4%.

Анализ плотности сложения в конце второй ротации свекловичных севооборотов показал, что за период с 1969-1975 по 1983-1984 гг. произошло достоверное увеличение объемной массы почвы на $0,07 \text{ г/см}^3$ (см. таблицу).

Изучение плотности почвы в бессменных посевах сахарной свеклы также свидетельствует об ее увеличении: средняя величина объемной массы в 1969-1975 гг. составила $1,33 \text{ г/см}^3$, предельные величины - 1,20 и $1,42 \text{ г/см}^3$, а в 1983-1984 гг. они возросли соответственно до 1,41; 1,28 и $1,47 \text{ г/см}^3$.

Определение объемной массы почвы в севооборотах не выявило существенных различий между различными схемами.

Так, при ежегодном внесении навоза (40 т/га) в течение 8 лет почва разуплотняется и ее величина не превышает $1,22 \text{ г/см}^3$.

Водопроницаемость почвы в первый час наблюдений колебалась в пределах 22–41 мм/ч и резко снижалась до 7,0–19,1 мм ко второму часу. С третьего часа устанавливается постоянная фильтрация со средней скоростью 3,2–16,6 мм/ч.

Сопряженным анализом данных по водопроницаемости и объемной массе почвы установлена обратная зависимость между этими величинами.

Таким образом, на орошаемых светло-каштановых почвах предгорной равнины Заилийского Алатау при насыщении 8-польных свекловичных севооборотов до 50% сахарной свеклой в условиях 2–3-летних посевов люцерны и внесении $N_{580-730} P_{550-600} K_{500-600}$ (за ротацию) происходит стабилизация гумусового состояния почв. Вместе с тем отмечается ухудшение агрофизических свойств почвы, что выражается в уплотнении пахотного слоя и снижении водопроницаемости. Это в свою очередь при существующих нормах полива приводит к ирригационной эрозии почв.

Существующий уровень органического вещества почв в изученных схемах свекловичных севооборотов не обеспечивает формирование хороших агрофизических свойств почвы и не отвечает требованиям расширенного воспроизводства почвенного плодородия. Поэтому необходимо в отмеченных схемах севооборотов наряду с посевами люцерны и применением минеральных удобрений считать обязательным использование органических удобрений в нормах, обеспечивающих положительный баланс почвенного органического вещества.

А.И.Иорганский, С.И.Ордабаев, А.С.Мыханов

К ВОПРОСУ О КЛАССИФИКАЦИИ ЭРОДИРОВАННЫХ ПОЧВ

Почвы разной степени смытости характеризуются различными свойствами и режимами почвообразовательных процессов, что обуславливает различный уровень их плодородия. Разработка классификации почв по степени эродированности имеет важное теоретическое и практическое значение, так как без данной классификации невозможно проводить картирование смытых почв и проектирование почвозащитных мероприятий.

До последнего времени в практике почвенно-эрозионного картирования использовалась классификация эродированных почв, разработанная С.С.Соболевым (Общесоюзная инструкция ..., 1973). Однако, по мнению М.Н.Заславского (1979), ей присущи следующие недостатки:

1) степень смытости почвы определяется в долях смыва почвенного профиля, т.е. гумусово-аккумулятивного горизонта, в то время как практически довольно трудно определить мощность каждого генетического горизонта, особенно однородных почвенных профилей. К тому же это определение носит субъективный характер (острота зрения и цветоощущение у людей различны);

2) доля смыва верхних горизонтов от почвенного профиля устанавливается по отношению к несмытым почвам, т.е. по отношению к "эталону", который до сих пор однозначно не определен.

3) в процессе смыва и распашки происходит постепенное "опускание" уменьшающегося гумусового горизонта в нижележащий и их столь же постепенное перемешивание, что затрудняет определение генетических горизонтов.

К настоящему времени разработано множество классификаций эродированных почв, часто трудно сопоставимых вследствие разного подхода к разделению почв по степеням смытости.

В одних классификациях (Преснякова, 1956; Заслав-

ский, 1979) разделение почв по степеням смытости основано на величине смыва отдельных генетических горизонтов по сравнению с "эталоном" и подкреплением морфологических показателей профиля данными механического и химического анализов. В других (Козменко, 1948) смытые повчсы предлагается классифицировать, основываясь на учете смыва лишь гумусового горизонта, что делает эту классификацию непригодной при смыве нижележащих горизонтов. В.С.Наумов (1955) классифицирует почвы по степеням смытости, учитывая смыв от суммы генетических горизонтов. Б.И.Симонян и А.Галстян (1976) предлагают в качестве дополнительного диагностического показателя степени эродированности использовать ферментативную активность и содержание в них гумуса. М.Н.Заславский (1979) диагностическими признаками считает цвет поверхностного слоя, степень смытости генетических горизонтов, уменьшение мощности слоя почвы с содержанием гумуса более 1% и сокращение запаса гумуса в слое 0-30 см и 0-50 см. Некоторые авторы (Урусевская и др., 1976) устанавливают степень смытости почв по верхней границе залегания горизонта В, изменению содержания в почве микроэлементов (Пацукевич, 1976); изменению соотношения гуминовых и фульвокислот (Полуэктов, 1976); снижению количества водопрочных агрегатов размером более 1 мм, утяжелению механического состава, уменьшению мощности горизонта биогенного накопления кальция, снижению соотношения С г.к.: С ф.к. в пахотном слое (Танасиенко, 1975). Однако, во всех этих классификациях за основу деления почв по степени смытости взята величина смыва или изменения какого-то показателя по сравнению с "эталоном", т.е. несмытыми почвами. Весьма сложный вопрос методики почвенно-эрозионного картографирования.- выбор "эталонов" для установления степени смытости почв.

В некоторых исследованиях (Морякова, Пацукевич, 1976; Кирюхина и др., 1977) указывается на возможность использования в качестве "эталонов" почвы пологих водоразделов. В.П.Лидов, Н.Ф.Дидуренко (1955), Г.А.Преснякова (1956) отрицают возможность использования равнинных "эталонов" для определения степени смытости в

связи с тем, что даже при отсутствии эрозионных процессов почвенный профиль склонов отличается от почвенного профиля водоразделов.

С.К.Онищенко (1976) предлагает определять степень смытости почв на основе морфogeометрического закона их развития, по которому, соизмеряя в системе координат мощность каждого генетического горизонта с мощностью почвенного профиля, получают линии регрессии генетических горизонтов, отражающие функциональную связь размеров генетических горизонтов, возникающую в процессе развития почвенного профиля. Благодаря этой взаимосвязи можно по известной мощности одного горизонта находить при помощи линий регрессии размеры других горизонтов. Этот так называемый метод реконструкции генетических горизонтов позволяет восстанавливать мощности верхних горизонтов, утраченных в результате эрозии. Б.Подымов (1979) выдвигает для диагностики и классификации эродированных почв расчетно-статистический "эталон".

На основе статистического анализа огромного материала, характеризующего морфологическое строение, механический и химический составы генетических типов и подтипов, используют осредненные показатели "эталона" (Губайдуллин, 1976, Заславский, 1979). Такие "эталонные" таблицы уже применяются в некоторых регионах страны, где математически обработаны основные диагностические показатели "эталона" (Хырхырова, 1972).

На основе описания большого числа разрезов, заложенных на несмытых почвах, С.У.Керимханов (1977) вычислил коэффициенты корреляции между мощностями генетических горизонтов А и В главнейших типов почв Дагестана. Используя установленные соотношения, при полевом картировании можно выделять смытые почвы, как бы реставрируя мощность горизонта А, уточняя затем оценку степени смытости по результатам анализов содержания гумуса.

Е.В.Полуэктов (1976) в ходе исследований, проведенных в Ростовской области, нашел возможным выделять степень смытости почв по осредненному эталону, устанавливаемому на основе статистической обработки суммарной

мощности горизонтов А+В на равнинных и пологих водоразделах.

Для определения степени смытости Г.А.Преснякова (1956) в качестве "эталоны" предлагает использовать почвы целинных участков в тех же природных условиях. Мы придерживаемся этой концепции в том случае, если хотим выявить или изучить генезис и эволюцию эродированных почв. В этом случае за "эталон" необходимо брать целинные почвы с аналогичными условиями рельефа и почвообразования. Однако при картировании смытых почв (с учетом преобладающей в Заилийском Алатау куполообразной островершинной формы водоразделов и ограниченного количества целинных почв) за "эталон" принимаем почвы водоразделов, которые имеют практически аналогичные со склонами условия почвообразования.

Представляется, что для почв разных генетических типов должны быть разные диагностические показатели выделения смытых почв, разные градации этих диагностических признаков. Вместе с тем основные положения классификации смытых почв для всех почвенных типов должны быть едиными.

К диагностическим признакам, наиболее объективно отражающим сущность эрозионных процессов и учитывающим местные условия почвообразования, для почв Заилийского Алатау относим степень смытости генетических горизонтов, уменьшение мощности слоя почвы с содержанием гумуса более 1%, сокращение запаса гумуса в слое 0-50 см, глубину залегания карбонатов, водопрочность структуры.

Литература

Губайдуллин С.А. К вопросу определения степени эродированности почв. — В кн.: Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в разных природных условиях. М., 1976, с.74-76.

Заславский М.Н. Эрозия почв. М., 1979. 245 с.

Керимханов С.У. Методика нахождения эталона неэродированной почвы. — В кн.: Тез. докл. У делегатского

съезда Всесоюзного общества почвоведов. Минск, 1977, вып.7, с.115-117.

Кирюхина З.П., Ларионов Г.А., Самодурова Л. Диагностические показатели эродированности сероземов и их варьирование: (на примере почв Каршинской и Джизакской степей). — В кн.: Тез. докл. на республиканской конференции "Актуальные проблемы охраны окружающей среды и рациональное использование природных ресурсов". Ташкент, 1977, с.93-94.

Лидов В.П., Дидуренко Н.Ф. Некоторые замечания к классификации смытых почв. — Почвоведение, 1955, № 11, с.47-53.

Морякова Л.А., Пацукевич З.В. Некоторые методические вопросы выбора эталонных разрезов при определении эродированности почв. — В кн.: Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях. М., 1976, с.72-73.

Наумов В.С. К вопросу о классификации смытых почв. — Почвоведение, 1955, № 5, с.60-68.

Общесоюзная инструкция по почвенным обследованиям и составлению крупномасштабных почвенных карт землепользований. М., 1973. 94 с.

Онищенко С.К. Определение степени эрозии и аккумуляции мелкозема почвенного профиля на основе морфологического закона развития почв. — Научные доклады высшей школы. Биол. науки, 1976, № 12, с.120-126.

Пацукевич З.В. О возможности использования марганца в качестве показателя эродированности дерново-подзолистых почв. — В кн.: Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях. М., 1976, с.89-90.

Подымов Б. Расчетно-статистический эталон для диагностики и систематики эродированных черноземов. — В кн.: Бонитировка, генезис и химия почв Молдавии, 1979, с.52-60.

Полуэктов Е.В. Выбор эталона и классификации эродированных почв с различной мощностью гумусового горизонта. — В кн.: Закономерности проявления эрозионных и

русловых процессов в различных природных условиях. М., 1976, с.68-69.

Преснякова Г.А. О классификации смытых почв. - Почвоведение, 1956, № 10, с.69-90.

Симонян Б.И., Галстян А. Диагностика эродированных почв по активности ферментов. Биологическая диагностика почв. - В кн.: Тез. докл. МГУ, 1976, с.250-252.

Танасиенко А.А. Влияние водной эрозии на свойства черноземов Кузнецкой котловины. Автореф. дис. ..., канд. биол. наук. Баку, 1975. .

Урусевская И.С., Родионов В.С., Булгаков Д.С. Исследования диагностических признаков и свойств выщелоченных черноземов Среднерусской возвышенности. - В кн.: Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях. М., 1976, с.69-70.

Хырхырова М. К вопросу установления степени эродированности почв. - В кн.: Вопросы методики почвенно-эрозионного картирования. М., 1972, с.139-143.

УДК 631.436

Р.М.Абзалов, Ж.Х.Сыздыков

ВЛИЯНИЕ ОБРАБОТОК НА ПЛОТНОСТЬ, СЛОЖЕНИЕ И СТРУКТУРНОЕ СОСТОЯНИЕ БОГАРНЫХ ПОЧВ ЮГА КАЗАХСТАНА

Богарная пашня юга Казахстана (Джамбулская область) размещается на предгорных и горных равнинах Тянь-Шаня.

Исследования проводили в различных почвенно-климатических условиях, где среднегодовая сумма осадков колеблется в интервале 260-525 мм. Особенностью климата является сухое лето и начало осени, что приводит к иссушению пахотного слоя до мертвого запаса.

Определения физических свойств почвы показывают, что целинные темно-каштановые богарные почвы имеют хорошо выраженную зернистую структуру, в которой содержание агрегатов больше 0,25 мм достигает 98%. Почвы характеризуются выровненным распределением агрегатов по раз-

Таблица 1. Динамика плотности слоения и структурного состояния богарных почв, слой 0-10 см

Место и год наблюдения	Темно-каштановая, тяжело-суглинистая				Серозем светлый шебнистый суглинок							
	Агрегаты 10-0,25 мм, %		Плотность, г/см ³		Агрегаты 10-0,25 мм, %		Плотность, г/см ³					
	Вес на	Осень	Вес на	Осень	Вес на	Осень	Вес на	Осень				
Щелина 1975 г.	94,1	92,5	0,88	1,01	1,03	63,8	58,2	56,1	1,38	1,42	1,42	
Щелина 1976 г.	97,7	95,1	0,97	1,00	1,03	60,2	58,2	53,2	1,40	1,41	1,43	
Паровое зерно												
Пар 1975 г.	63,0	56,0	58,1	1,02	0,99	1,03	53,5	52,5	48,1	1,27	1,30	1,33
Озимая по пару 1976 г.	58,0	65,8	62,3	1,20	1,15	1,05	49,5	50,5	53,5	1,35	1,40	1,20
Травяное звено												
Зерновые по пласу люцерны 1975 г.	72,3	70,1	83,0	1,00	1,07	0,90	55,8	50,0	52,0	1,31	1,33	1,23
Зерновые по обороту пласта люцерны 1976 г.	65,2	66,7	69,8	1,04	1,08	1,09	57,6	51,5	53,5	1,38	1,44	1,27

меру. Неагрегированные фракции (больше 10 и меньше 0,25 мм) не превышают 9% (табл. 1). В связи с низким содержанием гумуса, скудным растительным покровом и более легким механическим составом целинные сероземы содержат агрегатов на 30–38% меньше.

Структурное состояние богарной пашни зависит от обработки почвы, ее влажности и культурного состояния.

В период сева озимых на парах отмечается сравнительно низкое содержание агрегатов – 48–58%. Их уменьшение на 5–6% по сравнению с весенним сроком, очевидно, связано с проведением весенне-летних обработок. Исследования, проведенные в 1976–1982 гг., показали, что весенне-летние обработки паров при физической спелости (после выпадения осадков) способствуют увеличению агрономически ценных агрегатов до 10%.

По озимой пшенице по пару минимальные значения агрегатных фракций отмечаются в ранневесенний (50–53%), максимальные – в летне-осенний периоды. Тщательный анализ показал, что возрастание агрегатов носит синусоидальный характер и действительный максимум часто наблюдается в фазах колошения и цветения.

Травяные звенья севооборотов характеризуются более высоким содержанием агрегатов – 50–83%.

Засуха и гибель посевов по пласту люцерны на сероземах, по-видимому, отрицательно повлияли на содержание агрегатов в травяном звене.

Плотность целинных почв в течение вегетации изменяется незначительно. Для рассматриваемых почв она составляет 0,04–0,06 г/см³, при этом минимальные значения приходятся на весенний, а максимальные – на летне-осенний периоды.

Плотность пашни колеблется в широких пределах. В пар она определяется весенне-летними обработками, под зерновыми – интенсивностью их развития, структурным состоянием, глубиной и способом основной обработки. Из табл. 1 видно, что на светлых сероземах плотность после увлажненной зяби и предпосевных обработок (малование, дискование и др.) колеблется от 1,20 до 1,27 г/см³, а по стерне (летние определения) – от 1,31 до 1,38 г/см³.

Таблица 2. Плотность сложения и структурное состояние богарной пашни, слой 0-10 см

Почва	Агрегаты 10-0,25 мм, %				Плотность, г/см ³			оптимум для зерновых
	по стерне без пахоты	по сухой зяби	вспашка при физической спелости	по стерне без пахоты	по сухой зяби	вспашка при физической спелости		
Серозем светлый, щебнистый суглинок.	51,3	35,8	57,2	1,39	1,20	1,29	1,35-1,55	
Светло-каштановая тяжело-суглинистая	76,0	35,0	65,1	1,27	0,97	1,12	1,25-1,35	
Темно-каштановая тяжело-суглинистая	70,6	50,7	64,5	1,10	0,86	0,90	1,00-1,20	

На темно-каштановой почве наблюдается более устойчивое сложение. Здесь амплитуда колебания в паровом звене составляет 0,04-0,10, в травяном звене - 0,05-0,17 г/см³.

Наиболее существенное влияние на сложение и структурное состояние богарных почв оказывает основная обработка. Известно, что при иссушении почвы до влажности завядания теряется смысл обработки почв. Поэтому одной из задач обработки почв является создание оптимальных физических условий для роста и развития растений. Некоторые данные, характеризующие агрофизические условия в посевном слое до и после обработок и посева приведены в табл. 2. Результаты показывают, что после подъема сухой ранней зяби количество агрономически ценных комочков уменьшается и появляется существенное различие между плотностью сложения и ее оптимальной величиной для роста и развития зерновых культур. Вспашка при физической спелости (весновспашка, зябь после осадков) дает положительные результаты, однако разница между плотностью почвы и оптимальной ее величиной продолжает существовать. Неодинакова плотность сложения и структурное состояние стерневых полей, оставленных после уборки без обработок: их плотность (1,10-1,39 г/см³) находится в интервале оптимальных величин (1,00-1,55 г/см³), а структурное состояние (51-76%) не уступает полям, вспаханым при физической спелости (57-65%).

Исследованиями, проведенными на разной глубине и различными приемами основной обработки почв, установлено, что с углублением обработки увеличивается гребнистость и глыбистость пахотного слоя, что снижает плотность и урожай зерновых культур.

Результаты производственного испытания показали, что высокая плотность почвы под зерновыми не может быть причиной снижения урожайности, а, наоборот, позволяет максимально использовать ранне-весенние ресурсы почвенной и атмосферной влаги. Так, в условиях засушливой весны 1983 г. на щебнистых эродированных сероземах полуобеспеченной осадками богары при беспашотном посеве

ярового ячменя на площади 550 га получен урожай 18 ц/га, а при обычной вспашке (на глубину 20 см) — 4,3 ц/га. Следует отметить, что лучшая заделка семян при беспашотном посеве на щелнистых почвах наблюдается при посеве стерневыми сеялками в увлажненную почву.

Таким образом, физические условия, наблюдаемые после уборки зерновых культур, вполне благоприятны для роста и развития сельскохозяйственных культур. Сухая зябь отрицательно влияет на плотность сложения и структурное состояние богарных почв. Отрицательное влияние вспашки при физической спелости проявляется в основном на плотности сложения.

УДК 632.125

М.Е.Бельгибаев

ИНТЕНСИВНОСТЬ ЗОЛОВЫХ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ В ПРИАРАЛЬЕ

Интенсивное усыхание Аральского моря сопровождается освобождением огромной территории суши, особенно в Восточном Приаралье. В настоящее время площадь осушенного дна водоема превышает 1,5 млн.га.

На осушенной территории происходят различные физико-географические процессы, характерные для природной зоны северных пустынь. Среди них важное место принадлежит современным экзогенным рельефообразующим процессам, оказывающим большое влияние на формирование пустынных ландшафтов и аридизацию осушенной территории в целом.

В Восточном Приаралье преобладают эоловые процессы, связанные с ветровым режимом (А.И.Перельман, 1967). Интенсивности проявления эоловых процессов способствуют климатические условия (ветровой режим), слабое развитие растительности (местами полное ее отсутствие), а также наличие выходящих из-под моря рыхлых отложений легкого механического состава.

Гранулометрический состав и данные сухого рассева на ситах показали, что в Восточном Приаралье (вблизи

с.Каратерень) преобладают эоловые мелкозернистые и алевритовые пески. Большая часть (50–60%) приходится на фракцию $\leq 0,14$ мм. На втором месте (20–30%) находится фракция $< 0,1$ мм – алевриты крупнозернистые. Мелкий песок (С, 1–0,25 мм) составляет 80–84% всех фракций.

Преобладание в освободившихся из-под воды песках и супесях указанных мелких фракций ("агрессивных", с точки зрения дефляции) приводит к тому, что эти отложения быстро и легко выдуваются и перемешаются, а затем переходят в разряд подвижных эоловых песков. Поэтому на осушке сравнительно быстро формируется эоловый рельеф до барханов и барханных цепей (Бельгибаев и др., 1983).

Известно, что отрыв частиц почвогрунтов, их транспортировка и перемещение в другие районы происходят при пыльных бурях и поземках. Количество дней с пыльными бурями в Восточном Приаралье достигает 30 дней. Не менее важная, возможно, даже решающая роль в перемещении песков принадлежит поземкам, так как они наблюдаются почти ежедневно и в весенне-летний, и в осенне-зимний периоды. В летнее время почти нет дня, чтобы пески не передвигались под действием поземки (ветров со скоростью от 5–6 до 12–13 м/с).

По нашим наблюдениям, в летнее время преобладают следующие направления ветров: С, СВ и З, СЗ. Перемещение барханов и барханных гряд подчиняется средней составляющей указанных румбов, т.е. равнодействующая сила ветров, формирующих рельеф песков, имеет южное и юго-восточное направление.

Наиболее интенсивные эоловые процессы отмечаются на Каска-Куланском створе. По нашим предварительным подсчетам, площадь подвижных эоловых песков в Восточном Приаралье превышает 1200 км² (1983 г.). Эоловой переработке подвергаются в основном мелкозернистые пески, дельтовые карбонатные глины, супеси, местами суглинки. Самое большое барханное поле простирается от с.Токмак на юг почти до бывшего с.Каска-Кулан. Скорость перемещения барханов составляет 16–25 м/год, иногда она значительно выше.

Таким образом, на осушенной территории благодаря деятельности ветра фиксируется усиление расчленения поверхности. Формирование эолового рельефа на осушке подчиняется общей закономерности, происходящей по схеме: нанорельеф – микрорельеф – мезорельеф. Переход от эолового микрорельефа к мезорельефу осуществляется через простые и шитовидные барханы. Средняя высота барханов в районе сел Каратерень и Токмак составляет 1,2–1,5 м. Барханы растут в высоту медленно и постепенно. Процесс этот зависит от геоморфологических условий поверхности осушенного дна. При наличии орогенных препятствий рост барханов в высоту происходит быстрее.

Особое место среди эоловых форм рельефа занимают фитогенные мелко-, средне- и высококучевые пески. Как правило, мелкокучевые пески формируются под сарсазанниками. Их высота не превышает 50 см. Среднекучевые пески возникают под кроной селитрянки. Их высота (в среднем) составляет 130–150 см, отдельные экземпляры достигают 180–200 см. Средняя часть кроны селитрянки заполнена песком, верхняя часть выступает над песком на 50 см, боковая крона – на 40–45 см. Грунтовая минерализованная вода (вблизи с.Токмак) залегает на глубине 190–200 см. Радиальные ответвления корней от куста селитрянки распространяются до 2–2,5 м. Кусты селитрянки чаще всего встречаются в подвижных эоловых песках вблизи с.Токмак, их ареал простирается на десятки километров с СЗ на ЮВ.

Высококучевые пески встречаются редко. Они формируются под тамариксом. Высота этих форм рельефа превышает 2 м. Вблизи метеостанции Уялы они достигали высоты 3–4 м.

Определение глубины выдувания почвогрунтов по *Los-tera marina*. Анализ различных методических приемов по определению глубины выдувания почв и почвогрунтов показал, что они базируются на характерных зональных, или провинциальных, свойствах и особенностях почв: соотношении гравелистых фракций (Долгилевич, 1958; Цевдариани, 1964 и др.), опесчаненности верхних горизонтов почв (Бельгибаев, 1981).

Предлагаемый метод определения глубины выдувания почвогрунтов также имеет региональное значение, характерное для осушенной территории Приаралья.

В большинстве случаев, освобождаясь от воды в результате трансгрессии Аральского моря, водоросли (*Loxostoma maritima*) плотно закрепляют осадочные отложения бывшего морского дна. Естественно, не везде водоросли плотно покрывают освободившуюся поверхность грунта, иногда они после осушения ветром удаляются на некоторое расстояние и не могут служить нулевой, "эталонной", поверхностью. В случае, когда водоросли плотно прилегают к грунту и позднее бывают частично погребены сверху наносом, они могут явиться нулевой, "эталонной", уральной поверхностью для определения сноса или наноса эоловых отложений. В условиях Восточного и Северного Приаралья *Loxostoma maritima* чаще служит нулевой "эталонной", уральной поверхностью для определения глубины выдувания почвогрунтов. Впервые основы этого метода были использованы автором в 1979 г. на Босайском створе (Бельгибаев, 1981).

Собственно нулевой уральной поверхностью является не сам покров водоросли, а та поверхность грунта, которая сверху укрыта *Loxostoma maritima*. Замеры проводились (в сантиметрах) по превышению останцев с шапкой *Loxostoma maritima* над окружающей поверхностью.

Многочисленные определения превышений останцов на определенном участке для получения объективных данных усредняются.

Замеры мощности водоросли показали, что она в среднем достигает 2-3 см. Площадь распространения "лоскутов" водорослей различная - от 0,2-0,3 до 20-25 м² и более. Часто встречаются небольшие останцы почвогрунта, покрытые сверху шапкой *Loxostoma maritima*.

Интенсивность дефляции почвогрунтов на створах Приаралья неодинакова. Наибольшие величины выдувания и сноса зафиксированы на Каска-Куланском створе. Измерения и сравнения с подводорослевой поверхностью (останцами) показали, что здесь в среднем за 3-4 года выдунто 18-20 см почвогрунта (5-6 см/год). Вблизи с.Токмак

обнаружен участок, где выдута около 70 см рыхлопесчаного грунта (на фоне "эталонного", нулевого ложа *Loxostera marina*).

Наличие многих останцов с шапкой *Loxostera marina* найдено автором на Каска-Куланском створе (13 точка). Эти многочисленные останцы можно "соединить" между собой нивелирной съемкой, принимая ложе водоросли за нулевую, "эталонную", поверхность. Так, в небольшом понижении длиной около 4 км. и шириной 1 км за 2-3 года выдута 8 см почвогрунта. Южнее 8 точки Каска-Куланского створа с севера на юг вытянуто барханное поле длиной около 20 км, где аккумулируются выдутые частицы почвогрунта.

Наиболее четкое сравнение выдутых слоев почвогрунта с нулевой, "эталонной", поверхностью можно провести в Северном Приаралье в заливе Малый Сарышганак. Здесь встречались участки, где выдута более 40 см почвогрунта. Останцы с шапкой *Loxostera marina* вытянутой формы от 2-3 до 23-26 м длины и 2-3 м ширины. Такие вытянутые останцы возвышаются на общем фоне ровной поверхности почти на полметра и хорошо видны издалека.

Детальное картирование по определению глубины выдувания почвогрунтов проведено автором в 1979 г. на Босайском створе.

Сообщество № 58, ключевой участок № 1. В 1978 г. здесь было сведовое сообщество, в 1979 г. - пустошь со сведовым старником. Участок осушки 1977 г. Детальное картирование площадки размером 10 × 10 м на очаге выдувания мелкозернистого песка дало следующие результаты. Средняя глубина выдувания почвогрунтов менее чем за 2 года составила 3-4 см, или около 2 см/год. На некоторых участках Босайского створа скорость дефляции локально может достигать до 3 см/год (участок № 2). Тем не менее темпы эоловой денудации на Босайском створе несколько ниже, чем на Каска-Куланском, что, очевидно, связано с геоморфологическими и литологическими условиями осушки на о.Босай.

Выше мы отмечали региональное значение некоторых

методов определения глубины выдувания почвогрунтов. К этим методам можно отнести и сопоставление высоты "огипсованных останцов" над окружающей их поверхностью, т.е. определение темпов денудации и глубины выдувания почвогрунтов (Кабулов, Шерипов, 1983). Однако этот способ в большей степени относится к материковой поверхности и в меньшей – к осушенной территории. Такие "огипсованные останцы" наблюдали между совхозом "Кызылкумский" и Каукеем. Относительная их высота над окружающей поверхностью достигала 35–40 см.

Таким образом, определение величин сноса почвогрунтов в Приаралье различными методами приводит к глубоким результатам, что указывает на интенсивность современных эоловых рельефообразующих процессов.

Литература

Бельгибаев М.Е. Определение глубины выдувания почв по их опесчаненности. – В кн.: Рациональное использование и охрана природных ресурсов Северного и Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1981, с.31–33.

Бельгибаев М.Е. Эоловые процессы и структура почвенного покрова осушенного побережья Арала. – В кн.: Рациональное использование и охрана природных ресурсов Северного и Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1981, с.34–36.

Бельгибаев М.Е., Некрасова Т.Ф., Киевская Р.Х., Можайцева Н.Ф. Прогноз формирования почвенного покрова обсыхающего дна Аральского моря. – В кн.: Природопользование Северного Казахстана. Алма-Ата, 1983, с.63–86.

Девдариани А.С. Измерение перемещения земной поверхности. М., 1964, 247 с.

Долгилевич М.И. К методике измерения глубины выдувания почв. – Почвоведение, 1958, № 8, с.124–126.

Кабулов С.К., Шерипов Х. Изменение пустынных экосистем в связи с аридизацией. – Проблемы освоения пустынь, 1983, № 2, с.21–28.

Перельман А.И. Геохимия пустынь Советского Союза. – Природа, 1967, № 5, с.24–33.

УДК 631.48

Фаизов К.Ш. Творчество и научно-организаторская деятельность У.У.Успанова. – В кн.: Плодородие почв Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1986, вып.2, с.3–9.

Освещается творчество и научно-организаторская деятельность У.У.Успанова – почвовед, организатора науки в Казахстане и первого руководителя Ордена Трудового Красного Знамени Института почвоведения АН КазССР.

УДК 631.67(574)

Каражанов К.Д. Опыт оценки изменения природно-мелиоративных условий степных районов Казахстана при их орошении. – В кн.: Плодородие почв Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1986, вып.2, с.9–16.

Сделана попытка оценить возможности развития орошения в Северном Казахстане и прогнозировать его последствия. Рассмотрены вопросы влияния ирригации на гидрогеологические, геохимические, почвенно-мелиоративные и другие условия орошаемой территории.

Библиогр. 7 назв.

УДК 631.432:551.573

Зеличенко Е.Н., Соколенко Э.А. Теория испарения влаги из почвы при близких грунтовых водах. – В кн.: Плодородие почв Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1986, вып.2, с.16–52.

Дается математическое описание неизотермического процесса передвижения влаги в почве в виде жидкости и пара от уровня грунтовых вод до дневной поверхности при физическом испарении. Полученные решения для стационарного режима позволяют определить количественные взаимоотношения между интенсивностью испарения влаги, глубиной залегания уровня грунтовых вод, гидрофизическими свойствами почв и метеорологическими условиями атмосферы. Подробно рассмотрены вопросы влияния на процесс

испарения поверхностной влажности и шероховатости почв, величин коэффициентов влагопроводности и других факторов.

Библиогр. 32 назв. Ил. 5. Табл. 2.

УДК 631.4:541.8

Зеличенко Е.Н., Кавокин А.А., Соколенко Э.А. Описание программы расчета на ЭВМ фазового состава почвенных солей по данным водной вытяжки. – В кн.: Плодородие почв Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1986, вып.2, с. 52–64.

Приведена методика подготовки исходных данных для расчета ионно-солевого комплекса почв по данным химических анализов водной вытяжки по программе для ЕС ЭВМ на языке ПЛ/1. Программа выполняет расчет состава и концентрации почвенных растворов, поглощенных оснований и твердой фазы солей. Приведена блок-схема и краткое описание алгоритма расчетов, а также пример расчета и форма вывода расчетных результатов.

Библиогр. 11 назв. Табл. 1.

УДК 626.874

Мустафаев Ж.С. Физико-математическое моделирование процесса выщелачивания солей из почвы. – В кн.: Плодородие почв Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1986, вып.2, с. 64–72.

Приводятся математические модели движения солей в почве с учетом растворения их твердых фаз. Получена зависимость коэффициента солеотдачи от скорости инфильтрации промывных норм. Исследования позволяют оптимизировать процесс промывки засоленных почв.

Библиогр. 10 назв.

УДК 631.6

Паракшин Ю.П., Кузнецова О.С. Мелиоративная оценка почвенного контура солонцовых территорий. – В кн.: Плодородие почв Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1986, вып.2, с. 72–77.

Установлено, что при картировании солонцовых почв с целью их мелиорации необходимо детально учитывать структуру почвенного покрова (ЭПА).

Библиогр. 3 назв. Табл. 1.

УДК 631.6

Тычина А.Н., Ульданов Р.К. Эффективность освоения мелиорированных солонцовых земель в полевых севооборотах. — В кн.: Плодородие почв Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1986, вып.2, с.77-80,

Показано правильное проведение мелиоративных мероприятий по использованию в системе полевых севооборотов солонцов при укороченном мелиоративном периоде (3-4 года).

УДК 631.446

Лаврентьев Ю.Л. О промерзании и интенсивности оттаивания почв на пойменных лиманах Целиноградской области. — В кн.: Плодородие почв Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1986, вып.2, с.81-84,

Выявлены особенности промерзания лиманов в зависимости от механического состава почв суммы температур воздуха.

Табл. 1.

УДК 631.436:631.6

Никулина А.Ф., Жандаев М.С. Изменение агрофизических свойств солонцов под влиянием мелиорации. — В кн.: Плодородие почв Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1986, вып.2, с.84-93.

Рассмотрены показатели структуры и водопроницаемости мелиорируемых солонцов. Установлено положительное влияние на физические свойства почвообрабатывающих орудий с активными рабочими органами.

Табл. 3.

УДК 631.85:631.6

Лузин А.Т., Володина Т.И., Курьянович А.А. Применение удобрений в Целиноградской области. - В кн.: Плодородие почв Казахстана. - Алма-Ата: Наука, 1986, вып.2, с.93-96.

Показан объем применения минеральных удобрений и поставлен вопрос о необходимости планирования поставок удобрений для мелиорируемых солонцов.

УДК 631.445.4

Куришбаев А.К., Борангазиев Б.К. Плодородие светло-каштановых орошаемых почв предгорной равнины Заилийского Алатау в севооборотах. - В кн.: Плодородие почв Казахстана. - Алма-Ата: Наука, 1986, вып.2, с.96-99.

Исследуются стабилизация гумусового состояния светло-каштановых почв предгорной равнины Заилийского Алатау в свекловичных люцерновых севооборотах, а также влияние стабилизации на агрофизические свойства почв.

Табл. 1.

УДК 631.44:551.3

Иорганский А.И., Ордабаев С.И., Мыханов А.С. К вопросу о классификации эродированных почв. - В кн.: Плодородие почв Казахстана. - Алма-Ата: Наука, 1986, вып.2, с.100-105.

Рассмотрены классификации эродированных почв. При картировании смытых почв Заилийского Алатау за эталоны целесообразно принимать почвы всдоразделов, учитывая при этом степень смытости, уменьшение мощности гумусового слоя и запасы гумуса.

Библиогр. 17 назв.

УДК 631.436

Абзалов Р.М., Сыздыков Ж.Х. Влияние обработок на плотность, сложение и структурное состояние богарных

почв юга Казахстана. — В кн.: Плодородие почв Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1986, вып.2, с.105-110.

Рассмотрена динамика объемной массы и агрегатный состав сероземов, светло-каштановых и темно-каштановых богарных почв на целине и пашне Джамбулской области.

Табл. 2.

УДК 632.125

Бельгибаев М.Е. Интенсивность эоловых рельефообразующих процессов в Приаралье: — В кн.: Плодородие почв Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1986, вып.2, с.110-115.

Установлено, что усыхание Аральского моря способствует формированию песчаного пустынного рельефа. Предложено определять глубину выдувания почвогрунтов по останцам морских водорослей на поверхности и по огипсованным останцам на осушенной территории.

Библиогр. 7 назв.

СОДЕРЖАНИЕ

Фаизов К.Ш. Творчество и научно-организаторская деятельность У.У.Успанова (к 80-летию со дня рождения и 55-летию научной и общественной деятельности)	3
Каражанов К.Д. Опыт оценки изменения природно-мелиоративных условий степных районов Казахстана при их орошении	9
Зеличенко Е.Н., Соколенко Э.А. Теория испарения влаги из почвы при близких грунтовых водах	16
Зеличенко Е.Н., Кавокин А.А., Соколенко Э.А. Описание программы расчета на ЭВМ фазового состава почвенных солей по данным водной вытяжки	52
Мустафаев Ж.С. Физико-математическое моделирование процесса выщелачивания солей из почвы	64
Паракшин Ю.П., Кузнецова О.С. Мелиоративная оценка почвенного контура солонцовых территорий	72
Тычина А.Н., Ульданов Р.К. Эффективность освоения мелиорированных солонцовых земель в полевых севооборотах	87
Лаврентьев Ю.Л. О промерзании и интенсивности оттаивания почв на пойменных лиманах Целиноградской области	81
Никулина А.Ф., Жандаев М.С. Изменение агрофизических свойств солонцов под влиянием мелиорации	84
Лузин А.Т., Володина Т.И., Курьянович А.А. Применение удобрений в Целиноградской области	93
Куришбаев А.К., Борангазиев Б.К. Плодородие светло-каштановых орошаемых почв предгорной равнины Заилийского Алатау в севооборотах	96

Иорганский А.И., Ордабаев С.И., Мыханов А.С. К вопросу о классификации эродированных почв	100
Абзалов Р.М., Сыздыков Ж.Х. Влияние обработок на плотность, сложение и структурное состояние бо- гарных почв юга Казахстана	105
Бельгибаев М.Е. Интенсивность эоловых рельефо- образующих процессов в Приаралье	110

ПЛОДОРОДИЕ ПОЧВ КАЗАХСТАНА. Вып. 2

Утверждено к печати Ученым советом
Института почвоведения
Академии наук Казахской ССР

Зав. редакцией Н.Л. Селиванова
Редактор А.Л. Корсунская
Мл. редактор Л.В. Бондаренко

ИБ № 2120

Подписано в печать 22.02.86. УГ 12026

Формат 60x84 /16. Бум. тип. № 1

Офсетная печать. Усл. п. л. 7,2

Усл. п. кр.-отт. 7,2. Уч.-изд. л. 6,4

Тираж 500. Заказ 97. Цена 1 р. 00 к.

Издательство "Наука" Казахской ССР

480100, г. Алма-Ата, ул. Пушкина, 111/113

Типография издательства "Наука" Казахской ССР

480021, г. Алма-Ата, ул. Шевченко, 28