

## Оценка радиолокационных характеристик засоленных влажных почв в дециметровом диапазоне длин волн

Ю. В. Горишняя

*Институт радиофизики и электроники им. А. Я. Усикова НАН Украины,  
Украина, 61085, г. Харьков, ул. Ак. Проскуры, 12  
E-mail: ire@ire.kharkov.ua*

*Статья поступила в редакцию 29 ноября 2003 г.*

Представлены результаты численного моделирования влияния засоленности влажных почв на их радиолокационные характеристики в  $L$ - и  $P$ -диапазоне длин волн для случаев круговой поляризации излучения и, для сравнения, линейной горизонтальной поляризации. Показано, что детектирование засоленных почв при активном дистанционном зондировании в  $L$ -диапазоне может быть неуверенным ввиду влияния вертикального профиля распределения влаги в почве. Обсуждаются различия в эффектах обратного рассеяния от засоленных влажных почв для радиоволн  $L$ - и  $P$ -диапазона и возможности применения средств активного дистанционного зондирования дециметрового диапазона для оценки засоленности почв.

Наведено результати чисельного моделювання впливу засоленості вологих ґрунтів на їх радіолокаційні характеристики у  $L$ - і  $P$ -діапазоні довжин хвиль для випадків кругової поляризації випромінювання та, для порівняння, лінійної горизонтальної поляризації. Показано, що детектування засолених ґрунтів у активному дистанційному зондуванні в  $L$ -діапазоні може бути непевне через вплив вертикального розподілу вологи у ґрунті. Обговорюються відмінності у ефектах зворотнього розсіювання від засолених ґрунтів для радіохвиль  $L$ - і  $P$ -діапазону та можливості застосування засобів активного дистанційного зондування дециметрового діапазону у оцінці засоленості ґрунтів.

### Введение

Дистанционное зондирование (ДЗ) земных покровов в радиодиапазоне – инструментальный метод, способный эффективно проводить экологический мониторинг опустыненных, в частности засоленных, земель на больших площадях [1-4].

По сравнению с методами оптического дистанционного зондирования применение средств радиодиапазона, размещенных на авиа- или космических носителях, не зависит от условий облачности и, кроме того, позволяет различить опустынивание в результате засоленности или из-за других экологических факторов.

Присутствие солей в почвенном растворе вызывает изрежение и затем полное исчезновение растительного покрова, что хорошо выявляется средствами ДЗ коротковолнового диапазона ( $X$ -диапазон, 3 см,  $S$ -диапазон, 4.5 см), поскольку степень минерализации почвенного раствора (СМПР) выше 8 г/л приводит к угнетению жизнедеятельности большинства негалофильных растений и сельскохозяйственных культур [5]. Однако этот способ не позволяет определить, хотя бы приблизительно, уровень засоления и различить опустынивание, вызванное засолением почв или другими факторами. Изменения приповерхностной

структуры засоленной почвы, вариации ее шероховатости вследствие образования соляной корки в особо засоленных районах можно выявлять в процессе мониторинга радиолокационными средствами ДЗ сантиметрового диапазона [6, 7]. Повышенная минерализация почвенного раствора приводит к тому, что он замерзает при более низких температурах почв, чем в незасоленных участках. Диэлектрические константы льда и сухих солей мало отличаются от диэлектрических проницаемостей твердых фракций почвы, благодаря чему различие между радиолокационными и/или радиометрическими характеристиками засоленных и незасоленных участков почв может проявляться в зимний период [8]. Наконец, присутствие солей в почве приводит к повышению минерализации почвенной влаги и вследствие этого к значительному увеличению диэлектрической проницаемости воды, содержащейся в почве, на частотах ниже 1 ГГц (*L*-диапазон, 20 см, *P*-диапазон, 70 см, метровые волны). Этот эффект позволяет не только производить обнаружение засоленных районов благодаря тому, что диэлектрические характеристики почвы чрезвычайно сильно зависят от характеристик содержащейся в ней воды, но и по крайней мере оценочно связать радиолокационные и радиометрические сигнатуры обнаженной почвы с величиной ее засоленности.

Как правило, с этой целью используется подход, предложенный в [9]: в диэлектрических формулах для вычисления диэлектрической проницаемости смеси нескольких веществ по известным характеристикам составляющих производится замена диэлектрической проницаемости пресной воды на диэлектрическую проницаемость почвенного раствора, вычисленную в зависимости от СМПР.

В результате экспериментальных [10] и теоретических [4] исследований методом пассивного (радиометрического) ДЗ наиболее благоприятным для выявления засоления почв был признан диапазон длин волн  $40 \div 60$  см. Как для пассивного [11], так и для активного (радиолокационного) ДЗ [1] в об-

ласти сантиметровых волн влияние засоленности почв на их диэлектрические характеристики можно не принимать во внимание. При радиолокационном ДЗ в *L*-диапазоне оказалось возможным идентифицировать солончаки и районы наибольшего засоления [1, 2], однако участки почв с развивающимся засолением не идентифицировались [1].

Еще одним характерным свойством более длинноволнового диапазона является то, что при радиолокации средствами ДЗ с использованием дециметровых и метровых волн радиоизлучение проникает под поверхность почвы значительно глубже, чем сантиметровые волны, и таким образом несет содержащуюся в радиоотклике информацию о состоянии внутренних объемов почвы. Глубина проникновения излучения варьируется в зависимости от параметров почвы (влажность, минерализация, температура) и для обычно встречающихся условий составляет не менее  $0.1 \div 0.25$  длины волны [12]. В связи с этим возникает необходимость учета неравномерности распределения почвенных характеристик по глубине, поскольку они значительно изменяются на глубинах первых нескольких сантиметров/десятков сантиметров под поверхностью. В предшествующих исследованиях (например, для пассивного зондирования [10]) было выявлено, что результаты экспериментов не могут быть объяснены в предположении об однородном распределении почвенных характеристик, в частности влаги, по глубине. В работе [13] для объяснения наблюдательных данных и теоретического исследования привлекались лишь два сценария распределения почвенной влажности: медленное убывание с глубиной и переходный тонкий слой более высокой влажности на поверхности.

В работе [14] нами рассмотрено влияние засоленности почв на их радиолокационные характеристики для двух дециметровых диапазонов (20 и 70 см) при использовании одной линейной горизонтальной поляризации (ГГ) для ряда разнообразных, в том числе сильно неравномерных, распределений влажности почвы с глубиной. Показано, что возрастание радиоотклика от засоленных

почв в  $L$ -диапазоне может быть сильно нелинейным при определенных, в том числе характерных для натуральных засоленных почв, распределениях влажности по глубине, так что даже значительное увеличение СМПР до  $S = 100 \div 150$  г/л не приводит к заметному росту значений сечения обратного рассеяния  $\sigma$ . Для  $P$ -диапазона эффект возрастания радиототклика при увеличении СМПР почв тоже является нелинейным, но для исследованных случаев распределения влажности это не приводит к "маскированию" зависимости  $\sigma(S)$ . Для дальнейших исследований, необходимо рассмотреть зависимость  $\sigma(S)$  при других поляризациях излучения. Кроме того, радиолокационное ДЗ на длинных дециметровых ( $P$ -диапазон) и метровых волнах при помощи аппаратов космического базирования сопровождается рядом трудностей в связи с деполяризационным воздействием слоя ионосферы вследствие эффекта Фарадея [15]. Одним из путей преодоления вредного влияния этого эффекта является использование радиоизлучения круговой поляризации.

Целью настоящей работы является анализ возможностей радиолокационного ДЗ засоленных земель при круговой поляризации излучения дециметровых диапазонов.

### 1. Описание рассеяния от влажных почв в присутствии солей в почве

Почва представляется как полупространство со случайношероховатой поверхностью раздела, описываемой гауссовой функцией корреляции высот неоднородностей, на которое падает радиоизлучение под углом  $\theta$ . Обратное рассеяние в таком случае может быть рассчитано по ряду теоретических моделей, применимость которых обусловлена соотношением параметров шероховатости поверхности почвы и длиной волны излучения  $\lambda$ .

Кроме того, почва является сложной смесью как минимум четырех диэлектрических веществ – твердых фракций, свободной воды, связанной воды и воздуха. Для вычисления

ее диэлектрической проницаемости мы пользовались эмпирической формулой смеси (близкой к формуле [16] диэлектрической проницаемости  $\epsilon$  смеси диэлектриков с диэлектрическими проницаемостями  $\epsilon_1$  и  $\epsilon_2$  и долей второго из них  $W$ ,  $\epsilon^\alpha = \epsilon_1^\alpha + (\epsilon_2^\alpha - 1)W$ ):

$$\epsilon^\alpha(z) = 1 + (\rho_p/\rho_0)(\epsilon_p^\alpha - 1) + W^\beta(z)(\epsilon_w^\alpha - 1). \quad (1)$$

Здесь значение параметра  $\alpha$  заменялось на подобранное в результате эксперимента [17],  $\alpha = 0.65$ ;  $\epsilon_w$  – комплексная диэлектрическая проницаемость воды;  $\beta = 1.09 - 0.11P + 0.18C$ ,  $P$  и  $C$  – доли песчаной и глинистой фракции почвы соответственно;  $\rho_0$  – плотность твердых частиц почвы;  $\rho_p$  – плотность почвы;  $\epsilon_p$  – диэлектрическая проницаемость сухой почвы;  $W(z)$  – зависимость объемной влажности почвы от глубины  $z$ .

Влияние связанной воды учтено в формуле (1), так как ее количество в почве зависит от долей песчаных и глинистых фракций. Кроме того, переходная влажность  $W_T$ , та величина, начиная с которой преобладающим становится влияние свободной воды в почве, невелика и зависит от используемой длины волны: в суглинистых почвах на частоте 1 ГГц  $W_T = 0.05 \div 0.09$  [18]. (Объемная влажность здесь и везде далее указывается в объемных единицах,  $\text{см}^3/\text{см}^3$ .) В работе [19] приводятся данные, свидетельствующие о том, что с увеличением длины волны переходная влажность  $W_T$  уменьшается, а диэлектрическая проницаемость связанной воды приближается к диэлектрической проницаемости свободной воды  $\epsilon_w$ . В отличие от свободной воды связанная вода мало растворяет соли и является практически пресной, в связи с чем в действительности СМПР есть степень минерализации не всей почвенной влаги, а лишь свободной воды.

При вычислениях вся вода в почве при  $W \geq 0.02$  считалась свободной в смысле равенства СМПР значениям, принятым для случая свободной воды, ввиду близости  $W$  к  $W_T$ .

Характеристики образцов почв, используемых в модельных расчетах (суглинка, засо-

ленные поваренной солью NaCl), описаны в работе [17]. В частности, приведенные ниже результаты расчетов получены для следующих величин: доля глинистой фракции  $C = 0.19$ ; доля песчаной фракции  $P = 0.17$ ; плотность твердых частиц почвы  $\rho_0 = 2.66 \text{ г/см}^3$ ; плотность почвы  $\rho_p = 1.25 \text{ г/см}^3$ . Действительная часть диэлектрической проницаемости  $\epsilon_p = \epsilon'_p + i\epsilon''_p$  сухой почвы вычислялась по эмпирической формуле [17]:

$$\epsilon'_p = (1.01 + 0.44\rho_0)^2 - 0.062. \quad (2)$$

Мнимая часть диэлектрической проницаемости сухой почвы  $\epsilon''_p$  принималась равной 0.1, что позволяет достичь при использовании формулы (1) удовлетворительного соответствия с данными о  $\epsilon''$  натуральных почв засушливых регионов ( $\epsilon''$  легкосуглинистой почвы с нулевой объемной влажностью на длине волны 70 см равна 0.03, с объемной влажностью 0.1 составляет 0.21 [20]). Диэлектрическая проницаемость свободной воды  $\epsilon_w$  в зависимости от ее температуры и солености вычислялась с использованием эмпирической модели, полученной в результате подстановки в выражения дисперсионной модели Дебая-Хюккеля [21] эмпирических зависимостей параметров для раствора соли NaCl из работы [22].

$$\epsilon_w = \epsilon'_w + i\epsilon''_w, \quad (3)$$

$$\epsilon'_w = \epsilon_0 + (\epsilon_s - \epsilon_0) / \left[ 1 + (\lambda_s / \lambda)^2 \right],$$

$$\epsilon''_w = (\lambda_s / \lambda) (\epsilon_s - \epsilon_0) / \left[ 1 + (\lambda_s / \lambda)^2 \right] + 60\lambda\sigma_s,$$

$$\epsilon_0 \cong 5 + 0.0225T;$$

$$\epsilon_s = 87.7 + 0.4T + 9.4 \cdot 10^{-4}T^2 + 1.41 \cdot 10^{-6}T^3 - 0.294S;$$

$$\lambda_s \cong \frac{3.34}{(1 + T/27)(1 + T/243)} - 3.42 \cdot 10^{-2}S; \quad (4)$$

$$\sigma_s \cong (76.2 + 2.7T) \cdot 10^{-5}S;$$

где  $\epsilon_0$  – “оптическая” часть диэлектрической проницаемости, определяемая атомной и электронной поляризациями, не зависящими от длины волны  $\lambda$ ;  $\epsilon_s$  – “статическая” проницаемость;  $\lambda_s$  – длина волны релаксации молекулы;  $\sigma_s$  – ионная электропроводность;  $T$  – температура воды, °C;  $S$  – соленость воды, г/л.

Для описания зависимостей распределения влаги в почве применялась аналитическая функция  $W(z)$ :

$$W(z) = b_1 + b_2 \exp(-az) + b_3 \exp(-2az). \quad (5)$$

Варьирование параметров  $b_1$ ,  $b_2$ ,  $b_3$ ,  $a$  позволяет описать множество профилей влажности почвы, в том числе имеющие экстремум (максимум или минимум) на любой глубине под поверхностью, возрастающие и убывающие. Для решения обратной задачи, т. е. для определения параметров профиля влажности почвы по радиолокационным сигнатурам почвы, необходимо привлекать данные нескольких одновременных радиолокационных измерений для двух и более различных длин волн и поляризаций.

Принятое нами приближение равномерного распределения СМПР по глубине в пределах глубины проникновения излучения для засоленных почв является первым шагом и позволяет раздельно рассмотреть влияние влажности и засоленности. В реальности СМПР меняется с глубиной  $z$ , так же как и соленость  $Z$  почв.

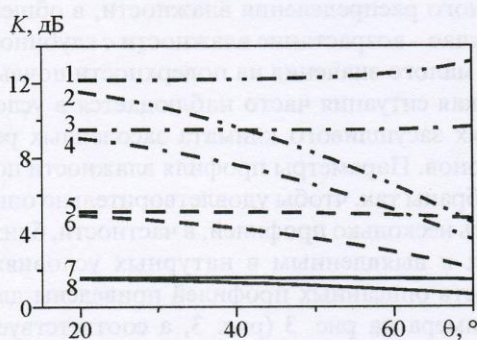
Для получения значений комплексного коэффициента отражения от почв была использована вычислительная программа, которая выполняет послойный расчет коэффициента отражения от мелкослоистого полупространства, являющегося эквивалентной заменой среды (почвы) со сложным профилем диэлектрической проницаемости по глубине, и затем вычисляет соответствующие сечения обратного рассеяния.

## 2. Результаты моделирования

Предварительные оценки влияния засоленности почв на их радиолокационные характеристики можно получить для случая

почв с однородным распределением влажности  $W(z) = \text{const}$ . Согласно имеющимся в литературе данным в засоленных регионах наблюдается весьма широкий разброс значений величины среднеквадратической высоты неоднородностей  $h$  поверхности почвы вплоть до экстремально выровненных поверхностей с  $h = 0.07$  см [7]. Значения радиуса корреляции  $l_c$ , наблюдавшиеся в натуральных экспериментах (в отсутствие полигонального растрескивания почв), лежат в пределах от 3 [23] до 20 см [24], наиболее часто  $l_c = 8 \div 10$  см [25]. Для длины волны  $\lambda = 69$  см ( $P$ -диапазон) соотношения  $\lambda$  и параметров шероховатости почвы позволяли производить вычисления в приближении метода малых возмущений (ММВ) [26] для широкого диапазона углов падения излучения (см. рис. 1).

На рисунке приведены результаты теоретических расчетов для  $P$ -диапазона в виде угловой зависимости величины контрастов  $K$  от угла падения излучения  $\theta$ :



**Рис. 1.** Зависимость контрастов интенсивности обратного рассеяния  $K$  от угла падения излучения  $\theta$ , для длины волны  $\lambda = 69$  см.

Кривые 1, 3, 5, 7 — круговая поляризация; кривые 2, 4, 6, 8 — поляризация ГГ. Кривые 1 и 2 — объемная влажность  $W = 0.4$ ,  $S = 260$  г/л; 3 и 4 —  $W = 0.4$ ,  $S = 0.738$  г/л; 5 и 6 —  $W = 0.02$ ,  $S = 260$  г/л; 7 и 8 —  $W = 0.02$ ,  $S = 0.738$  г/л. Параметры шероховатости поверхности: среднеквадратичная величина шероховатостей  $h = 0.8$  см, радиус корреляции  $l_c = 3.75$  см

$$K = 10 \lg(\sigma_w/\sigma_0),$$

где  $\sigma_w$  — сечение обратного рассеяния влажной почвы;  $\sigma_0$  — сечение обратного рассеяния сухой почвы с такими же параметрами шероховатостей поверхности на той же длине волны  $\lambda$ . Расчеты проводились для случая засоленности солями NaCl, температура почвы принималась равной 14 °C.

Диэлектрическая проницаемость почв в таком случае меняется довольно значительно: для сухой почвы (кривые 5-8)  $\epsilon \approx 3 + i0.03$ , для влажной (кривые 3, 4) —  $\epsilon \approx 26 + i1.5$ , влажной с сильным засолением —  $\epsilon \approx 17 + i260$ . Из этих данных можно оценить глубину проникновения излучения в почву, которую можно выразить как  $\lambda/\sqrt{\epsilon}$ .

Видно, что влияние роста СМПП от 0.7 (значение для пресной воды) до 260 г/л (насыщенный раствор) при однородном распределении влажности для горизонтально поляризованного излучения максимально при малых углах падения и уменьшается с увеличением угла  $\theta$ . Увеличение  $K$  при  $\theta = 30^\circ$  колеблется от 3.5 дБ для малых влажностей до 2.5 дБ для влажности  $W = 0.4$ . В случае круговой поляризации излучения величина эффекта от возрастания СМПП приблизительно постоянна при  $\theta = 30 \div 70^\circ$ , и больше, чем для излучения горизонтальной поляризации. Расчетный случай вертикально поляризованного излучения не приведен на рисунке ввиду несоответствия масштабов.

На рис. 2 показаны результаты теоретических расчетов для случаев реалистического распределения почвенной влаги с глубиной, позволяющие продемонстрировать характеристики радиоотклика от почв в более коротковолновом  $L$ -диапазоне. Эти вычисления производились для малых значений угла падения излучения, для длины волны  $\lambda = 21$  см с использованием метода Кирхгофа [27]:

$$\sigma = \frac{1}{4} |R(\theta)|^2 \frac{q^4}{q_z^2} w_\gamma(\gamma_\perp), \quad (6)$$

где  $w_\gamma(\gamma_\perp)$  – автокорреляционная функция наклонов шероховатой поверхности;  $\gamma_\perp = -q_\perp/q_z$ ;  $q_\perp$ ,  $q_z$  – компоненты вектора  $\vec{q} = -2\vec{k}$ ,  $\vec{k}$  – волновой вектор;  $R(\theta)$  – френелевский коэффициент отражения при угле падения  $\theta$ .

В отличие от собственно сечения обратного рассеяния величина контрастов сечения обратного рассеяния  $K$  для обеих моделей зависит только от подповерхностного состояния среды и не зависит от шероховатостей поверхности. Это связано с тем, что эффекты влияния шероховатости и диэлектрических свойств подповерхностной среды разделяются как в рамках ММВ для однократного рассеяния, так и метода Кирхгофа. В более углубленных исследованиях, основанных на дальнейшем развитии вычислительных методов, необходимо преодолевать этот недостаток. В случае почв с неоднородным распределением влажности с глубиной мы можем интерпретировать описание почвы в виде мелкослоистого полупространства при малых углах падения излучения как структуру

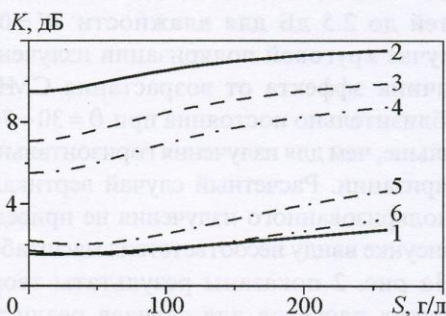
из слоев равной диэлектрической проницаемости, повторяющих очертания поверхности почвы. Это описание возможно для случая плавных пологих шероховатостей поверхности, являющегося условием применимости метода физической оптики, или метода Кирхгофа. Поэтому полученные в рамках подхода физической оптики результаты можно принять в качестве предварительных. В случае ММВ такое рассмотрение неприменимо.

Нами был рассмотрен обычный для практики случай, когда глубина залегания слоя грунтовых вод существенно больше глубины проникновения электромагнитных волн в породу для данной длины волны излучения. Начиная с некоторой глубины “насыщения” под поверхностью  $z_E$ , такой, что

$$|(W(z_E) - W_E)/W_E| \leq 0.03,$$

величина объемной влажности почвы приближается к равновесному значению  $W_E$ .

На рис. 2 приведены результаты численного моделирования зависимости  $K(S)$  в  $L$ -диапазоне для различного подповерхностного распределения влажности, в общем случае – возрастание влажности с глубиной от малого значения на поверхности почвы. Такая ситуация часто наблюдается в условиях засушливого климата засоленных регионов. Параметры профиля влажности подобраны так, чтобы удовлетворительно описать несколько профилей, в частности, близких к выявленным в натуральных условиях. Часть описанных профилей приведены для примера на рис. 3 (рис. 3, а соответствует кривой 4 на рис. 2, рис. 3, б – кривой 6). Можно наблюдать нелинейное возрастание радиоотклика от поверхности засоленных почв, особенно заметное в случаях большого градиента влажности; для случаев медленно возрастающей влажности изменение СМПП в пределах реалистичных значений (до 260 г/л) может вообще не приводить к заметным изменениям сечения обратного рассеяния, которые позволили бы выявить по радиолокационным данным районы засоления. Это может происходить вследствие взаимной



**Рис. 2.** Зависимость контрастов интенсивности обратного рассеяния  $K$  от СМПП  $S$  для длины волны  $\lambda = 21$  см.

Жирные кривые 1, 2 – однородное распределение объемной влажности  $W$  с глубиной: 1 –  $W = 0.02$ ; 2 –  $W = 0.4$ . Кривые 3-6 – возрастание  $W$  с глубиной до некоторого значения насыщения на глубине  $z_E$ , (параметры  $b_1 = 0.4$ ,  $b_2 = -0.48$ ,  $b_3 = 0.1$ ): 3 –  $z_E = 4.5$  см, 4 –  $z_E = 9$  см, 5 –  $z_E = 45$  см, 6 –  $z_E = 90$  см. Угол падения излучения  $30^\circ$ , круговая поляризация, параметры шероховатости поверхности:  $h = 3$  см,  $l_c = 20$  см

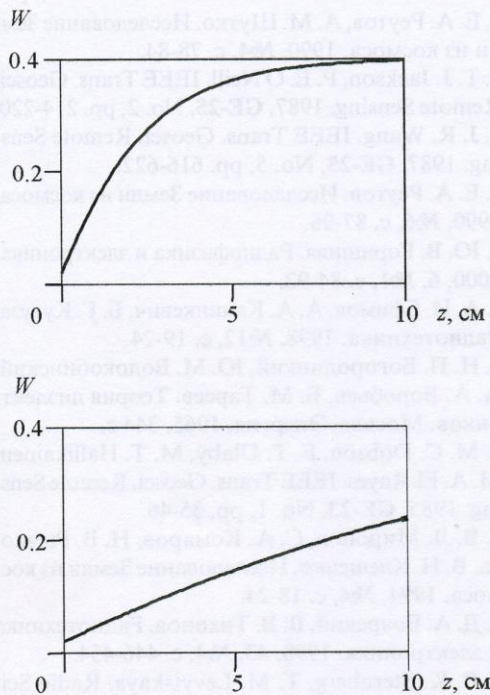


Рис. 3. Примеры профилей объемной влажности почвы  $W$  в зависимости от глубины  $z$

компенсации эффектов от увеличения мнимой и уменьшения действительной части диэлектрической проницаемости почвы в ближнем дециметровом диапазоне излучения.

Для сравнения на рис. 4 показаны аналогичные зависимости для  $P$ -диапазона.

Вычисления производились методом Кирхгофа в предположении весьма крупных шероховатостей поверхности. Величина контрастов обратного рассеяния для различных расчетных случаев распределения влажности с глубиной колеблется в пределах  $2.5 \div 5$  дБ. Видно, что неравномерное распределение влажности почвы с глубиной заметно изменяет вид зависимости. Так, для случая малых градиентов возрастания влажности с глубиной (кривые 5, 6) в этом диапазоне длин волн величины изменения интенсивности обратного рассеяния в зависимости от засоленности почвы и соответственно от СМПР достаточно велики и составляют  $4 \div 5$  дБ при изменении СМПР от 0 до 260 г/л.

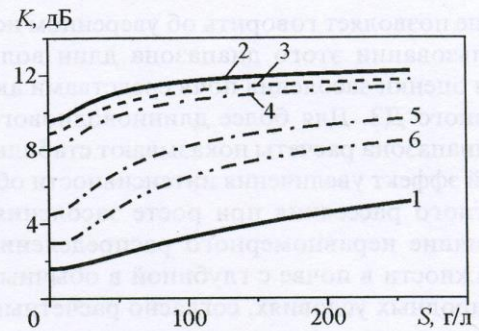


Рис. 4. Зависимость контрастов интенсивности обратного рассеяния  $K$  от СМПР  $S$  для длины волны  $\lambda = 69$  см.

Жирные кривые 1, 2 – однородное распределение объемной влажности  $W$  с глубиной: 1 –  $W = 0.02$ ; 2 –  $W = 0.4$ . Кривые 3-6 – возрастание  $W$  с глубиной до некоторого значения насыщения на глубине  $z_E$ , (параметры  $b_1 = 0.4$ ,  $b_2 = -0.48$ ,  $b_3 = 0.1$ ): 3 –  $z_E = 4.5$  см, 4 –  $z_E = 9$  см, 5 –  $z_E = 45$  см, 6 –  $z_E = 90$  см. Угол падения излучения  $30^\circ$ , круговая поляризация, параметры шероховатости поверхности:  $h = 7$  см,  $l_c = 60$  см

## Выводы

Рассмотрены некоторые аспекты влияния засоленности почв на их радиолокационные характеристики в двух дециметровых диапазонах длин волн ( $L$ - и  $P$ -диапазон). Несмотря на то что рассмотрение носит предварительный характер (рассмотрено только засоление почвы поваренной солью  $NaCl$  и равномерное распределение СМПР в почве), по его результатам можно сделать определенные выводы о величине такого влияния. Показано, что для излучения круговой поляризации сохраняются основные особенности, характерные для зависимостей в случае линейной горизонтальной поляризации. Влияние СМПР на сечения обратного рассеяния излучения заметнее при использовании радиоволн круговой поляризации. Нелинейность зависимости сечения обратного рассеяния от засоления в  $L$ -диапазоне в условиях реалистичного неравномерного распределения влажности в почве по глуби-

не не позволяет говорить об уверенном использовании этого диапазона длин волн для оценки засоления почв средствами активного ДЗ. Для более длинноволнового *P*-диапазона расчеты показывают стабильный эффект увеличения интенсивности обратного рассеяния при росте засоления. Влияние неравномерного распределения влажности в почве с глубиной в обычных природных условиях, согласно расчетным данным, приводит к увеличению этого эффекта. Для распределений влажности, сходных с описанными в литературе по натурным данным для засоленных регионов, этот эффект заключен в пределах  $2.5 \div 5$  дБ. Таким образом, регионы развитого и развивающегося засоления могут быть обнаружены средствами ДЗ. Возможность обнаружения районов с малым содержанием солей в почве, СМПР меньше 100 г/л, такими средствами представляется проблематичной.

### Литература

1. L. Chaturvedi, K. R. Carver, J. C. Harlan, G. D. Hancock, F. V. Small, K. T. Dalstead. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. 1983, **GE-21**, No. 3, pp. 239-251.
2. G. I. Metternicht. IGARSS'97. 1997 International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Remote Sensing – A Scientific Vision for Sustainable Development (Cat. No. 97CH36042), Singapore, 3-8 Aug. 1997. New York, IEEE, 1997, 1, pp. 338-340.
3. G. J. Metternicht, J. A. Zinck. Remote Sensing of Environment. 2003, **85**, No. 1, pp. 1-20.
4. Е. А. Реутов, А. М. Шутко. Исследование Земли из космоса. 1990, №3, с. 73-81.
5. А. А. Кизилова. Тр. Почвенного института им. В. В. Докучаева. 1955, **47**, с. 62.
6. П. П. Бобров. Исследование Земли из космоса. 1999, №5, с. 77-83.
7. D. J. Archer, G. Wadge. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. 2001, **GE-39**, No. 10, pp. 2307-2310.
8. С. А. Комаров, В. Л. Миронов, А. Н. Романов, В. Н. Клещенко. Исследование Земли из космоса. 1995, №2, с. 22-30.
9. A. Stogryn. IEEE Trans. Microwave Theory Tech. 1971, **MMT-19**, pp. 733-736.
10. Е. А. Реутов, А. М. Шутко. Исследование Земли из космоса. 1990, №4, с. 78-84.
11. T. J. Jackson, P. E. O'Neill. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. 1987, **GE-25**, No. 2, pp. 214-220.
12. J. R. Wang. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. 1987, **GE-25**, No. 5, pp. 616-622.
13. Е. А. Реутов. Исследование Земли из космоса. 1990, №6, с. 87-96.
14. Ю. В. Горишня. Радиофизика и электроника. 2000, **6**, №1, с. 84-92.
15. А. И. Ефимов, А. А. Калинин, Б. Г. Кутуза. Радиотехника. 1998, №12, с. 19-24.
16. Н. П. Богородицкий, Ю. М. Волокобинский, А. А. Воробьев, Б. М. Тареев. Теория диэлектриков. Москва, Энергия, 1965, 344 с.
17. M. C. Dobson, F. T. Ulaby, M. T. Hallikainen, M. A. El-Rayes. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. 1985, **GE-23**, No. 1, pp. 35-46.
18. В. Л. Миронов, С. А. Комаров, Н. В. Рычкова, В. Н. Клещенко. Исследование Земли из космоса. 1994, №4, с. 18-24.
19. Д. А. Боярский, В. В. Тихонов. Радиотехника и электроника. 1998, **43**, №4, с. 446-454.
20. B. K. Sternberg, T. M. Levytskaya. Radio Science. 2001, **36**, No. 4, pp. 709-719.
21. С. В. Переслегин. Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1967, **3**, №1, с. 47-57.
22. C. H. Collie, I. B. Hasted, D. M. Ritson. Proc. Phys. 1948, **60**, No. 338, pp. 207-216.
23. U. Wegmuller, C. Matzler, R. Huppi, E. Schanda. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. 1994, **GE-32**, No. 3, pp. 698-702.
24. J. R. Wang, E. T. Engman, J. C. Shiue, M. Rusek, C. Steinmeier. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. 1986, **GE-24**, No. 4, pp. 510-516.
25. Y. Oh, K. Sarabandi, F. T. Ulaby. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. 1992, **GE-30**, No. 2, pp. 370-381.
26. О. В. Багацкая, Н. П. Жук, С. Н. Шульга. Радиотехника и электроника. 2001, **46**, №2, с. 148-158.
27. Ф. Г. Басс, И. М. Фукс. Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. Москва, Изд-во АН СССР, 1972, 424 с.



## Estimation of Remote Sensing Characteristics of Salt Wet Soils at Decimeter Wavelengths

Y. V. Goryshnya

The numerically simulated effect of salinity of wet soils on their radar sensing characteristics in *L*- and *P*- bands are shown for the circular – also, for comparison, the linear horizontal – polarizations. The saline soil detection in active remote sensing in the *L*-band is shown to become imperfect due to the influence of a vertical profile of soil humidity distribution. The difference between *L*- and *P*-band scattering by wet soils and the applicability of active remote sensing techniques in the decimeter wavelengths for estimation of the soil salinity are discussed.