

УДК 528.8.04:(550.361:504.43)

В. И. Лялько¹, Л. Д. Вульфсон², А. Л. Котляр²,
А. Д. Рябоконеко¹, В. Д. Фрейлихер²¹Научный центр аэрокосмических исследований Земли НАН Украины, Киев²Бар-Иланский университет, Израиль

Подповерхностное зондирование в Р-диапазоне с целью определения влажности почвы в различных ландшафтно-климатических условиях

Представлено 25.06.07

Изложены результаты применения дистанционного подповерхностного зондирования с целью определения влажности в приповерхностных слоях почвы с использованием скаттерометра Р-диапазона. Разработанные модели формирования отраженного сигнала позволили получить зависимости для определения влажности почвы по данным зондирования как для произвольных установившихся вертикальных распределений влажности, так и в процессе их изменения в связи с поливами или осадками.

Оценка объемного влагосодержания W почв является одной из наиболее важных задач дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ). Наиболее эффективным методом решения этой задачи является активное зондирование в микроволновом диапазоне (МД) [1].

Настоящая работа посвящена дистанционному определению W в условиях аридного климата на севере пустыни Неgev, на фермерских полях до, во время и после орошения, и в гумидных условиях центральной части Украинского Полесья в зоне отчуждения и обязательного отселения ЧАЭС, где значительная часть исследуемой территории скрыта под пологом леса. Исследования выполнялись с помощью скаттерометра Р-диапазона ($\lambda = 0.68$ м) [3] при зондировании в надир, что позволило минимизировать влияние шероховатости поверхности и растительного покрова на обратное рассеяние, а также достаточно просто учесть эти влияния с помощью модели малых возмущений и водного облака соответственно.

Скаттерометер измеряет напряжение $U = KR + U_0$, пропорциональное модулю коэффициента R отражения электрической составляющей сигнала, несущего информацию о величине W поверхностного слоя почвы. Значение K и U_0 , необходимые для вычисления R , определяются по данным внеш-

ней калибровки скаттерометра.

Для решения задачи восстановления влажности поверхностного слоя почвы по данным зондирования необходимо получить зависимости $R = R(W)$, и затем $W = W(R)$.

Значение R для различных типов почвы с плоской поверхностью и произвольным вертикальным распределением W можно определить по формуле [3]

$$\dot{R} = (\dot{Z}_{in}^{(2)} - \dot{Z}_1) / (\dot{Z}_{in}^{(2)} + \dot{Z}_1), \quad (1)$$

где \dot{Z}_1 — импеданс в атмосфере (равен 1); $\dot{Z}_{in}^{(2)}$ — входной импеданс на верхней границе (атмосфера — почва), являющийся функцией вертикального профиля диэлектрической проницаемости $\dot{\epsilon}$, который в свою очередь определяется вертикальным профилем $W = W(z)$. Методика расчета $\dot{Z}_{in}^{(2)}$ и $\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}(W, C, S)$, где C и S — содержания глины и песка в весовых частях, представлена в работе [3].

Согласно формуле (1) для наиболее распространенных случаев неоднородно увлажненной по вертикали почвы, когда значения W и $\dot{\epsilon}$ монотонно возрастают (убывают) от земной поверхности (ЗП) с глубиной. Последнее обуславливает хорошее согласование по волновому сопротивлению и отсутствие значительных отражений от лежащих ниже слоев и явлений интерференции. Отраженный сиг-

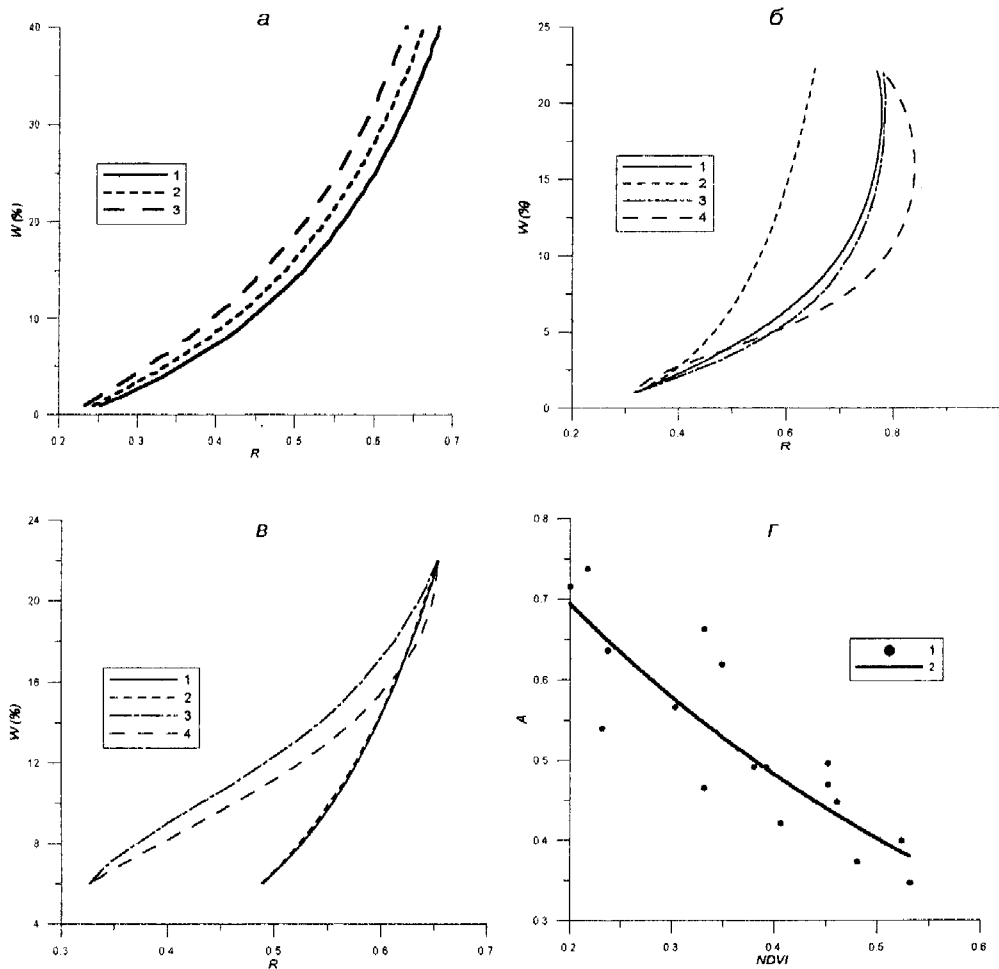


Рис. 1. Зависимость $W = W(R)$: а — для полубесконечного однородного слоя почвы (1 — песчаная почва, 2 — супесчаная, 3 — суглинистая); б — для стадии увлажнения (1 — эксперимент, 2 — модель i, 3 — модель ii, 4 — модель iii); в — для стадии увлажнения (1 — эксперимент, 2 — модель i, 3 — модель ii, 4 — модель iii); г — экспериментальная зависимость $A = A(NDVI)$ для соснового леса (линия — сглаживающая кривая)

нал формируется в поверхностном слое, толщина которого уменьшается с увеличением W и dW/dz на ЗП и, как правило, находится в пределах 0.1—0.15 м. Значение R для такого неоднородного слоя соответствует значению R для однородного полубесконечного слоя с влажностью, равной средней влажности в указанном интервале. Значение R вычисляется с помощью формулы Френеля [2, 3], которая является частным случаем формулы (1), где $Z_{in}^{(2)} = 120\pi(\dot{\epsilon}_2)^{-0.5}$ и $Z_1 = 1$. Зависимости $W = W(R)$, рассчитанные для однородно увлажненной песчаной, супесчаной и суглинистой почв, приведены на рис. 1, а.

Для получения зависимостей $W = W(R)$, которые позволяют определять влажность в поверхностном слое почвы при увлажнении (полив, выпадение

осадков) и высыхании после увлажнения, т. е. при неустановившемся процессе влагопереноса, было рассмотрено три модели. Согласно первой модели (i) при поливе (высыхании) W возрастает (убывает) одновременно в пределах тонкого поверхностного слоя с толщиной H , который подстилается сухим (предельно увлажненным) однородным полубесконечным слоем. Согласно второй модели (ii) фронт увлажнения (высыхания) верхнего тонкого слоя продвигается постепенно от поверхности до дна на глубине H . Для модели (ii) среднее значение влажности в верхнем слое рассчитывается по формуле

$$W = \frac{hW_i + (H - h)W_j}{H}, \quad (2)$$

где для процесса увлажнения $W_i = W_s$ и $W_j = W_r''$, для процесса высыхания $W_i = W_r'$ и $W_j = W_s$; h — глубина фронта увлажнения (высыхания), W_s — влажность при полном влагонасыщении, W_r'' — остаточная влажность перед началом увлажнения, W_r' — остаточная влажность после высыхания. Зависимости $W = W(R)$ для моделей (i) и (ii) рассчитываются с использованием формулы (1), в которой $Z_{in}^{(2)}$ определяется по рекуррентной формуле (5) для $n = 2$ в работе [3]. В третьей модели (iii) предполагается, что значение W в верхнем тонком слое можно распространить на все полупространство. Это позволяет рассчитывать зависимость $W = W(R)$ для рассмотренного выше однородного полубесконечного слоя. Расчетные зависимости для моделей (i), (ii) и (iii) приведены на рис. 1, б и в.

В условиях горизонтальной ЗП при зондировании в надири на длине волны $\lambda = 68$ см учет влияния шероховатости ЗП и растительного покрова (РП) возможен с помощью метода малых возмущений (ММВ) [2] и модели водного облака (МВО) [4]. Далее, учитывая, что основной параметр МВО — содержание воды в растениях (M_v , кг/м²) — является линейной функцией нормализованного цифрового вегетационного индекса (NDVI), который, в свою очередь, определяется по данным многозональных космических съемок [5], можем записать:

$$R_e = R \exp[-\alpha(NDVI) + \beta] = R \cdot A, \quad (3)$$

где R_e — коэффициент отражения от шероховатой покрытой растительностью ЗП, α — коэффициент, определяемый видом РП, β — коэффициент, определяемый видом РП и средней квадратичной высотой σ_h шероховатости ЗП, A — функция, учитывающая влияние шероховатости и РП.

Для восстановления влажности почвы W с учетом искажающего влияния шероховатости ЗП и растительности необходимо по значениям R_e , определяемым непосредственно по данным съемки, определить значения R . Для этого выполняется классификация исследуемой территории с целью выделения однородных участков по виду растительного покрова с использованием многозональных космических снимков. Далее для каждого из участков по крайней мере на двух пикетах с различными известными средними значениями $NDVI_{1,2}$, $R_{e1,2}$, $W_{1,2}$, а также S и C , рассчитываются значения $R_{1,2}$ по формуле (1). Затем в предположении, что α и β являются в пределах каждого однородного участка постоянными величинами, находятся их значения с использованием двух уравнений типа (3), записанных для каждого из пикетов. Полученные таким образом значения α и β позволяют в соответствии с (3) восстановить значения $R = R_e/A$, и затем по

одной из зависимостей $W = W(R)$ восстановить W . Пример зависимостей для $A = A(NDVI)$ приведены на рис. 1, г (сосновый лес).

Первые серии дистанционных определений W проводились с помощью скаттерометра расположенного на высоте 8 м над поверхностью высыхающей почвы, предварительно увлажненной до полного насыщения. Они сопровождались синхронными наземными определениями объемной влажности почвы в интервалах глубин 0—5, 0—15, 0—30 см, а также значений σ_h [3] с использованием автоматической лазерной установки для измерения параметров шероховатости (BGU GSS 1800). Согласно полученным данным значения σ_h не превышали 0.6 см и практически не влияли на отраженный сигнал [2, 3]. Сравнительный анализ дистанционных и наземных определений влажности (W_r и W_g) в интервалах глубин 0—5 и 0—15 см показал высокие значения коэффициента корреляции ($K = 0.9$) при сравнительно небольших значениях средних квадратичных отклонений ($\sigma \leq 3.3$ %), что подтвердило эффективность предложенной методики восстановления W . Аналогичные измерения проводились также непосредственно во время полива песчаной почвы до полного насыщения и ее последующего высыхания. При увлажнении наземные определения влажности в слое 0—5 см выполнялись с возрастающим интервалом от 0.5 до 5 мин и при высыхании с интервалом 10 мин. Процессы увлажнения и высыхания сопровождались измерениями значений R скаттерометром. Важно отметить монотонное изменение сигнала R в течение стадии увлажнения. Значение R возрастало со временем и достигало максимума через 15 мин при $W = 20$ %, затем уменьшалось, достигая локального минимума через 23 мин при $W = 22.6$ %, и далее снова увеличивалось. В соответствии с моделями (i) и (ii) этот результат может быть объяснен явлением интерференции сигнала отраженного от ЗП и сигналов многократно отраженных от нижней границы верхнего увлажняемого слоя (5 см), ниже которого влажность почвы остается минимальной в течение 25 мин. Затем граница размывалась, происходило увлажнение лежащих ниже слоев почвы, и явление интерференции прекращалось. Дальнейшее монотонное возрастание R происходило вследствие увеличения W вплоть до перенасыщения. При высыхании величина R монотонно уменьшалась, явление интерференции не наблюдалось, что свидетельствует об отсутствии четко выраженной границы между верхним сухим слоем и более влажными подстилающими слоями. Расчетные зависимости $W = W(R)$ для моделей (i), (ii) и (iii), а также аналогичные экспериментальные зависимости представлены на рис. 1, б и в для стадий увлажнения и высыхания

соответственно. Как следует из рис. 1, б, модель (i) наилучшим образом соответствует результатам эксперимента, что подтверждает правильность гипотезы о формировании верхнего увлажненного слоя в начальной стадии увлажнения почвы. В тоже время в случае высыхания почвы (рис. 1, в) наилучшее совпадение с результатами эксперимента было получено для модели (iii), что свидетельствует о монотонном характере распределения влаги по глубине. Полученные результаты имеют важное методическое значение, поскольку расширяют возможность использования модели (iii) при определении W во время орошения, за исключением короткого начального периода существования верхнего увлажняемого слоя, а также в течение всей последующей стадии высыхания. В тоже время исследования показали необходимость использования модели (i) для оценки W в начальный период орошения, что, как следует из рис. 1, б, позволяет избежать завышенных оценок (более чем на 100 %).

Авиационное картирование W на севере пустыни Негев выполнялось с борта самолета «Сесна-174» с высоты 100 м. По данным съемки были построены карты влажности орошаемых сельскохозяйственных полей хозяйства Ашалим. На фоне однородного поля ($W \approx 6\%$) был обнаружен локальный участок $W \approx 34\%$, обусловленный потерями из водонапорной системы.

Картирование влажности в пределах зоны обязательного отселения и западной части Зоны отчуждения ЧАЭС на площади 800 км² выполнялось в период установившейся сухой погоды с борта самолета АН-2 с высоты 150 м. На борту, помимо скаттерометра, была установлена аппаратура гамма-радиометра для картирования экспозиционной дозы гамма-излучения. Поскольку значительная часть исследуемой территории была покрыта лесом, были получены зависимости $A = A(NDVI)$ для определения R и W (рис. 1, з). По результатам дистанционных исследований были построена карта влажности.

В целом представленные результаты дистанцион-

ных исследований существенно расширяют возможности активного зондирования в Р-диапазоне как в условиях аридного климата в пределах орошаемых территорий непосредственно во время поливов, так и в гумидных условиях, где ЗП может быть скрыта под пологом леса. Это является еще одним аргументом, подтверждающим необходимость создания РСА БО Р-диапазона авиационного и космического базирования.

1. Engman E. T. Applications of microwave remote sensing of soil moisture for water resources and agriculture // *Remote Sensing of Environment*.—1991.—35.—P. 213—226.
2. Jiankang Ji., Henning S., Preben G. «Estimation of soil moisture from the Maestro-1 sar data of Flevoland», *Sensors and environmental applications of remote sensing*. — Balkema, Rotterdam, 1995.—P. 103—109.
3. Lyalko V. I. et al. Soil Moisture (Water-Content) Assessment by an Airborne Scatterometer: The Chernobyl Disaster Area and the Negev Desert // *Remote Sensing Environ*, Elsevier Science Inc.—2000.—71.—P. 309—319.
4. Pereira J. M. C., Oliveira T. M., Paul J. C. P. Satellite-based estimation of mediterranean shrubland structural parameters // *Adv. remote sensing*.—1995.—4, N 3.—P. 14—20.
5. Shutko A. M. Microwave radiometry of water terrain surfaces. — Moscow: Nauka, 1986.—174 p.

SUBSURFACE REMOTE SENSING IN THE P-BAND FOR THE DETERMINATION OF SOIL WATER CONTENT IN DIFFERENT LANDSCAPE AND CLIMATIC CONDITIONS

V. I. Lyalko, L. D. Wulfson, A. L. Kotlar,
A. D. Ryabokonenko, V. D. Freilicher

We report the use of the microwave remote sensing as a technique with great potential for the mapping of subsurface soil water content. Remote sensing experiments were conducted in different landscape and climatic conditions of the partially forest-covered Chernobyl nuclear disaster area and the Negev desert. The remote sensor used was a continuous wave frequency modulated P-band scatterometer along with the collection ground truth data such as surface roughness and volumetric soil moisture. The results of the microwave experiments are in good agreement with the developed theoretical models that take into account the effects of the plant cover, surface roughness and interference at the beginning of soil irrigation.