

УДК 528.88.551

## Особенности наблюдения снежного покрова радиолокационной системой бокового обзора ИСЗ «Січ-1»

В. Б. Ефимов<sup>1</sup>, И. А. Калмыков<sup>1</sup>, С. Е. Яцевич<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Центр радіофізичного зондування Землі НАН і НКА України, Харків

<sup>2</sup>Інститут радіофізики та електроніки НАН України, Харків

*Надійшла до редакції 24.02.98*

В роботі розглядаються теоретичні та практичні можливості дослідження снігового покриву у НВЧ-діапазоні радіолокаційною системою бокового огляду першого національного ІСЗ «Січ-1». Наводяться результати тематичної обробки зображень та рекомендації щодо прогнозування динаміки танення снігу.

Снежный покров оказывает существенное влияние на жизнедеятельность человека, поскольку его наличие определяет прежде всего энергетический и водный баланс поверхности Земли, имеющих большое значение для сельского хозяйства, гидрологии, экологии и пр.

Интенсивность весеннего половодья во многом определяется скоростью таяния снега. Талые воды переполняют водоемы и болота, восполняют запасы грунтовых вод, увлажняют почву, создавая запасы влаги, величина которых имеет большое значение для будущего урожая. При этом, наряду с выгодой от увеличения водных запасов, имеют место потери времени и материальных ресурсов, связанные с необходимостью расчистки от снега дренажных систем, и с последствиями затопления вовлеченных в хозяйственную деятельность территорий.

Для снежного покрова характерна высокая пространственная изменчивость физических свойств, обусловленная макро-, мезо- и микромасштабными процессами в атмосфере, рельефом, растительным покровом и т. п. В пределах одного климатического района аккумуляция снега происходит определенным, характерным для данных ландшафтных усло-

вий, образом. При этом растительный покров, определяющий в основном пространственную изменчивость снежного покрова, сам оказывается под воздействием этой изменчивости. Хорошо известно влияние разных типов лесов на аккумуляцию снега.

Толщина снежного покрова является одной из основных характеристик, поскольку существует связь между толщиной снега и его свойствами, в частности с тепловым режимом, и как следствие, с его способностью изолировать поверхность Земли от внешних воздействий. Хотя температурные градиенты и обусловленный ими метаморфизм снежного покрова ярче выражены при небольшой глубине снега, снежный покров одинаковой толщины, находящийся на разных стадиях метаморфизма, может иметь различный температурный режим при сходных погодных условиях.

Снег может обладать разными физическими свойствами в зависимости от формы кристаллов. По мере уплотнения снежного покрова изменяется его толщина и теплопроводность, то есть необходимо учитывать его свойства за весь период существования. При этом очень важны периоды в начале

формирования снежного покрова, во время снеготаяния, и особенно — в период с резкими изменениями покрова в результате температурных перепадов.

Важнейшей характеристикой пространственного распределения снега является покрываемая им площадь. Наземные методы не всегда позволяют точно определить ее, особенно в районах с малым количеством наблюдательных станций.

Развитие дистанционных методов изучения снежных покровов позволило по-новому отнестись к методам наблюдения и анализу данных.

Наибольшее распространение получили оптические методы дистанционного зондирования с использованием аэрокосмических носителей (аэрофотосъемка, оптические и ИК-сканеры), однако эффективность их применения существенно ограничивается требованием прозрачности атмосферы.

Свободными от указанного недостатка являются радиолокационные методы в СВЧ-диапазоне, положенные в основу радиолокаторов аэрокосмического базирования типа «Космос-1500» [1, 3]. Проведенные в 1980—1990-х гг. исследования с этими системами [2], позволили прогнозировать процессы весеннего снеготаяния и паводков на реках, а также другие критические ситуации при практической работе с данными первого национального спутника «Сич-1» [5].

#### ОСОБЕННОСТИ РАДИОЛОКАЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ПОВЕРХНОСТИ СУШИ, ПОКРЫТОЙ СНЕЖНЫМ ПОКРОВОМ

Обратное рассеяние электромагнитных волн, регистрируемое радиолокатором бокового обзора ИСЗ (РБО), в зимний период определяются в основном рассеянием в слое снега, представляющим собой конгломерат кристаллов льда в воздушной среде. При этом большую роль играют эффекты рассеяния радиоволн на границах раздела «воздух—снег» и «почва—снег». Следовательно, при анализе результатов наблюдения необходимо учитывать эффекты как объемного, так и поверхностного зондирования.

При наличии снежного покрова наблюдается положительный радиолокационный контраст яркости между такими объектами, как долины рек и территории, находящиеся в междуречьях. Это явление объясняется тем, что при наличии снежного покрова основной вклад в величину удельной эффективной поверхности рассеяния (УЭПР) земной поверхности могут давать следующие механизмы рассеяния: рассеяние на шероховатой границе раздела «воздух—снег», рассеяние на объемных (внутренних) неоднородностях снега, рассеяние на шерохо-

ватой границе раздела «снег—почва» [6].

Рассеянием на подповерхностных неоднородностях почвы, как правило, можно пренебречь из-за экранирующего действия указанных трех механизмов рассеяния.

В зависимости от толщины и структуры снежного покрова, температуры и влажности почвы и снега, непосредственного воздействия солнечной радиации и других факторов (в том числе времени суток), относительный вклад перечисленных механизмов рассеяния может быть различным. Одним из основных параметров, определяющим характер рассеяния радиоволн снежным покровом, является глубина проникновения радиоволн (толщина скин-слоя) [4]:

$$\delta = \frac{\lambda \sqrt{\epsilon'}}{2\pi \epsilon''} \quad (\epsilon'' \ll \epsilon'). \quad (1)$$

В СВЧ-диапазоне для сухого снега при отрицательных температурах, как следует из [4], действительная часть  $\epsilon'$  практически не зависит от температуры и частоты и является функцией только плотности снега  $\rho_c$ , изменяясь от  $\epsilon' \approx 1.2$  при  $\rho_c = 0.1 \text{ г/см}^3$  до  $\epsilon' \approx 2.8$  при  $\rho_c = 0.8 \text{ г/см}^3$ . Плотность  $\rho_c$ , в свою очередь, определяется условиями выпадения снега (скорость ветра, температура и т. д.) и изменениями гидрометеорологических условий в течение всего периода от момента образования снежного покрова до момента наблюдений. Затухание радиоволн при их распространении в снеге определяется тангенсом угла потерь

$$\text{tg} \delta = \epsilon'' / \epsilon', \quad (2)$$

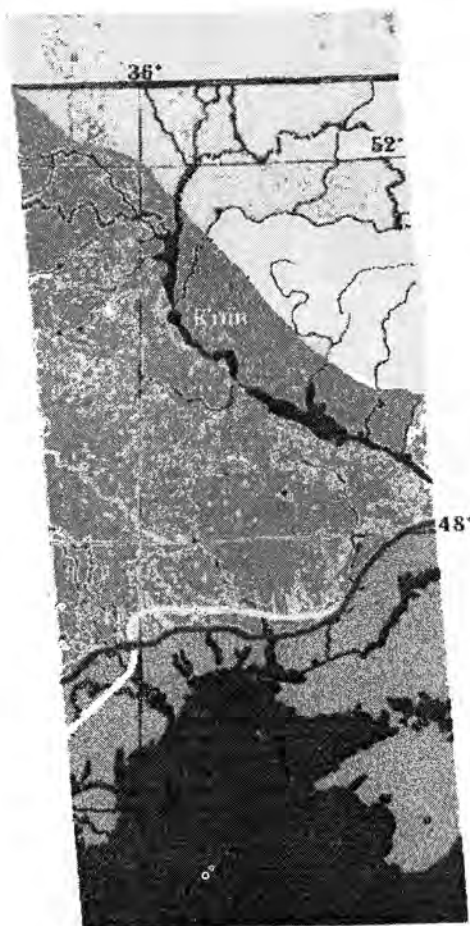
величина которого на частоте 10 ГГц изменяется примерно от  $5 \cdot 10^{-4}$  до  $2 \cdot 10^{-4}$  при изменении температуры от  $-5^\circ\text{C}$  до  $-30^\circ\text{C}$ . Подставляя указанные значения  $\epsilon'$  и  $\epsilon''$  в формулу (1) для  $\delta$ , получаем, что для сухого снега толщина скин-слоя может достигать величины нескольких метров. Если предположить, что объемные неоднородности снежной массы (элементарные рассеиватели) распределены равномерно по глубине и пренебречь экстинкцией, то приходим к выводу, что величина УЭПР, связанная непосредственно с объемным рассеянием, прямо пропорциональна толщине снежного покрова (сухого и однородного по глубине). При этом рассеянием на границе «воздух—снег» можно пренебречь по крайней мере по двум причинам: во-первых, из-за малого «контраста» (скачка  $\epsilon'$ ) на границе «воздух—снег», и во-вторых, из-за сравнительной «гладкости» поверхности снега в сантиметровом диапазоне радиоволн (по сравнению с шероховатостью открытой поверхности почво-грунтов). Что же касается рассеяния на границе «снег—поч-

ва», то вклад этого механизма при отрицательных температурах также является значительно ослабленным из-за близости значений  $\epsilon$  снега и промерзшей почвы, которые определяются в основном электродинамическими параметрами льда (при отсутствии свободной влаги). По мере повышения температуры и увеличения влажности  $m_v$  снега (появлением свободной воды) поглощение в снеге значительно увеличивается (при  $\rho_c \approx 0.25 \text{ г/см}^3$  и  $m_v \approx 2 \%$  на частоте 10 ГГц  $\epsilon''$  увеличивается на три порядка и достигает значения 0.1). При этом  $\delta$  уменьшается до нескольких сантиметров, так что

рассеяние на поверхности почвы полностью экранируется даже тонким снежным покровом. При переходе от отрицательных температур к положительным, а тем более во время интенсивного таяния, должна наблюдаться инверсия контраста между долинами рек и междуречьями: появление в долинах рек больших площадей влажного снега со слабо развитой (практически гладкой) поверхностью, а тем более участков воды, должно резко снижать УЭПР по сравнению с более шероховатой поверхностью границы раздела «воздух—снег» (влажная почва) в междуречьях. Зависимость  $\sigma_0$  от



РЛ изображение ИСЗ «Січ-1» 21.03.1996








-  Поверхность свободна от снега
-  Влагосодержание снега более 60 %
-  Влагосодержание снега менее 40 %
-  Граница снежного покрова по данным ГМЦ
-  Граница снежного покрова по данным РБО ИСЗ «Січ-1»

Рис. 1. Радиолокационное изображение ИСЗ «Січ-1» от 21.03.96 г. и тематическая карта границы снежного покрова по данным ИСЗ и наземных пунктов ХГМЦ

толщины снежного покрова при этом полностью нивелируется, так как из-за малой величины  $\delta$  весь процесс рассеяния происходит в тонком приповерхностном слое толщиной не более 1 см (для  $\lambda = 3$  см).

#### НАУЧНО-ПРАКТИЧЕСКИЕ РАБОТЫ ПО ПРИМЕНЕНИЮ РЛ-ИНФОРМАЦИИ ИСЗ «СІС-1» ПРИ РАЗРАБОТКЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ В ПЕРИОД СНЕГОТАЯНИЯ

В спектре проблем изучения земной поверхности можно выделить задачи, связанные с использованием данных дистанционного зондирования для гидрологических наблюдений. К этим задачам относятся контроль динамики развития и таяния снежного покрова, состояние ледяного покрова на реках и внутренних водоемах, определения пространственных характеристик водного зеркала и т. д. Особенно актуальными гидрологические наблюдения являются в период прохождения весеннего

паводка. Процессы таяния снега и вскрытия рек и водоемов в весенний период года достаточно динамичны, в связи с чем для контроля прохождения паводка необходима оперативная текущая и прогностическая информация, которая может быть получена с использованием космических систем дистанционного зондирования.

В течение зимне-весеннего периода 1996 г. ЦРЗ НКА и НАН Украины принимал участие в научно-практических работах по обеспечению информацией РБО ИСЗ «Сіс-1» подразделений Укргидромета и других народнохозяйственных служб в период интенсивного таяния снега и прохождения весеннего паводка. Наряду с приемом и предварительной обработкой РЛ-информации обрабатывались методики тематической обработки данных РЛ-зондирования из космоса, а также принципы взаимодействия с подразделениями Укргидромета, занимающимися разработкой гидрологических прогнозов.

Примеры использования РЛ-информации для гидрологических прогнозов представлены на рис. 1 и 2.

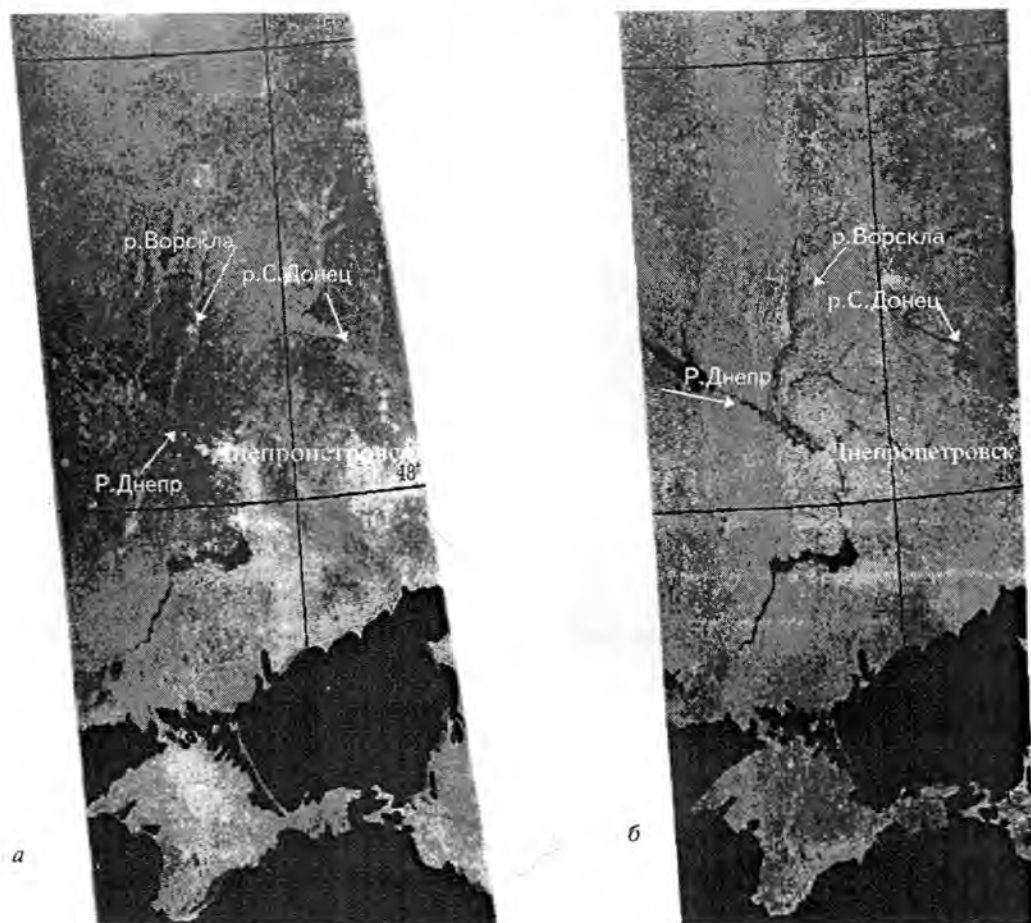
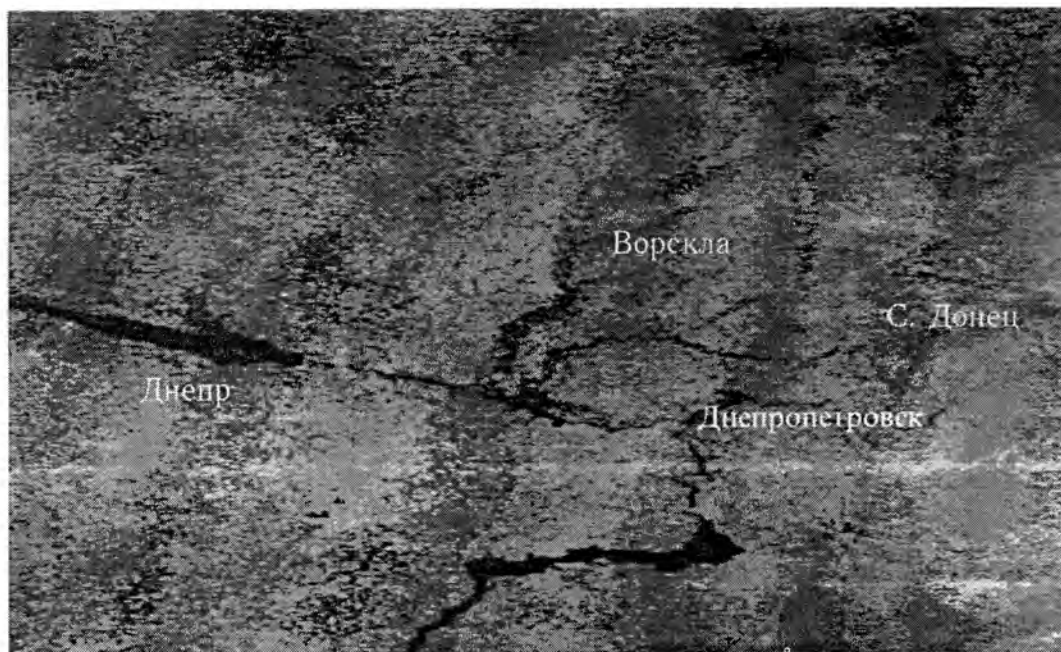


Рис. 2. Радиолокационные изображения бассейна р. Северский Донец в зимне-весенний период 1996 г. (а — 24.02.96, б — 04.04.96)

*a*



*б*

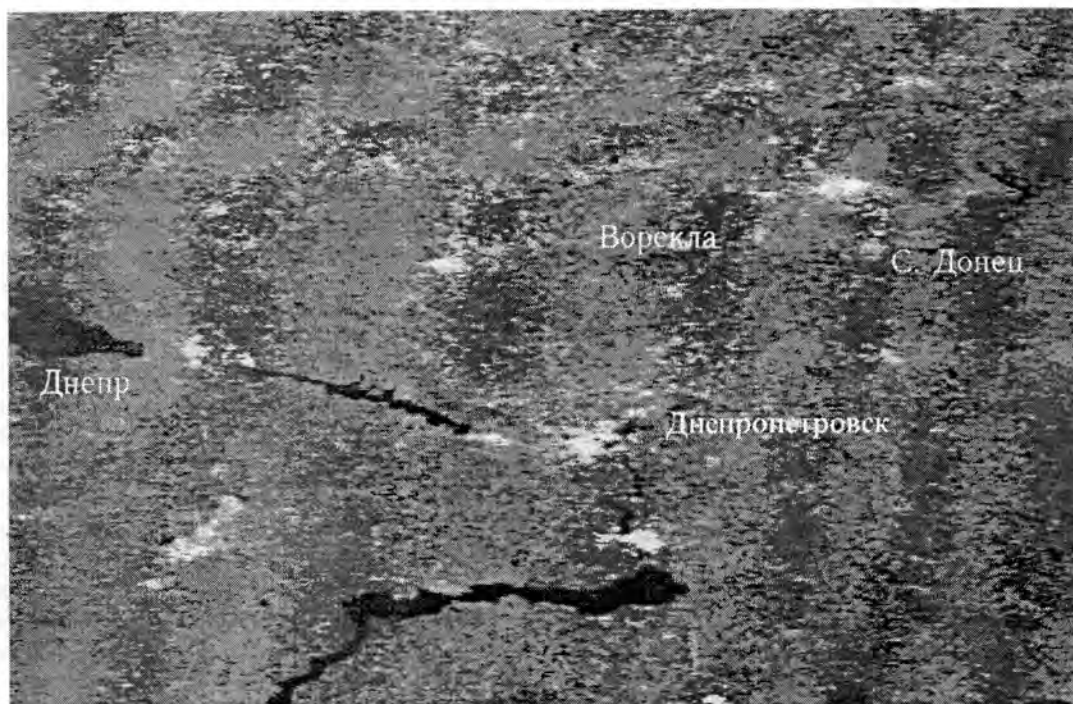


Рис. 3. Зоны подтоплений в бассейне р. Днепр весной 1996 г.: *a* — радиолокационное изображение, полученное в весенний период, *б* — изображение, полученное в летний период, (*в* — см. продолжение на с. 32)



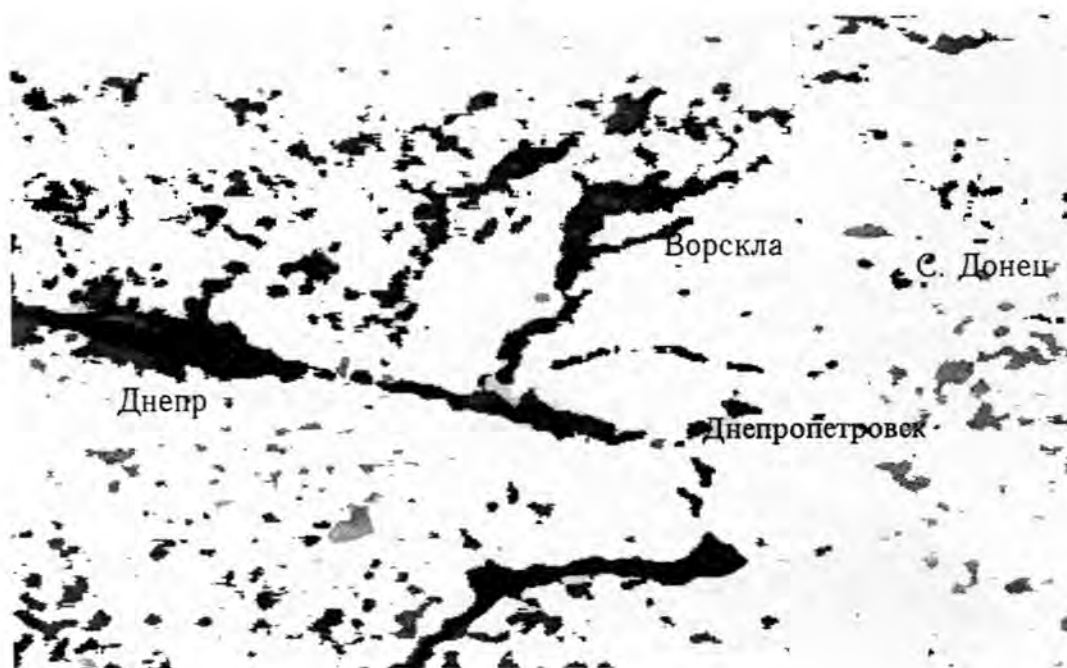


Рис. 3 (продолжение): *в* — интерпретация изображения *а*

На рис. 1 приведено РЛИ, полученное РБО ИСЗ «Січ-1» 21.03.96 г., и результаты тематической обработки. Как видно, положение границы распространения снежного покрова, полученное по данным РЛ наблюдений из космоса вполне удовлетворительно коррелирует с результатами снегомерной съемки. Принимая во внимание относительно редкую сеть наземных пунктов наблюдений подобная информация представляет значительный интерес при разработке прогнозов таяния снега.

Вместе с тем, как показал анализ РЛИ, существует и корреляция интенсивности РЛ-сигналов с толщиной и водностью снега, что при проведении дополнительных исследований может быть использовано для построения тематических карт пространственного распределения указанных характеристик снежного покрова. На тематической карте (рис. 1) показана линия раздела зон с различным влагосодержанием в снежном покрове. По данным ГМЦ Украины влагосодержание в северной части составляет 40 мм, а в южной — более 60 мм, что проявляется на РЛ-изображении темным тоном. Это подтверждает теоретические расчеты.

РЛ информация РБО ИСЗ «Січ-1», полученная в зимний период года, может использоваться и для прогнозирования зон подтоплений в период весеннего паводка. Так, на рис. 2 (РЛИ от 24.02.96 г.)

светлым тоном выделяются замерзшие поймы рек бассейна Днепра и бассейна реки Северский Донец. Вместе с тем на РЛИ от 04.04.96 г. в период весеннего паводка поймы этих же рек выделяются темным тоном. При этом пространственные размеры замерзших пойм и подтопленных участков в весенний период практически совпадают.

Методики обработки информации космических РБО для оценки пространственных характеристик разливов крупных водоемов с использованием элементов кластерного анализа рассмотрены в [3] и апробированы при экспериментах, выполненных РБО ИСЗ «Космос-1500» во время паводка на реке Амур в 1984 г. [3]. Пример использования указанной методики для выделения зон подтоплений в центральной части Украины представлен на рис. 3 (*а* — исходное изображение, полученное в весенний период, *б* — изображение, полученное в летний период, *в* — интерпретация изображения *а*). На летнем изображении визуально не идентифицируются поймы рек Ворскла и Северский Донец, которые явно просматриваются на изображении, полученном в весенний период.

Анализ радиолокационных изображений территории Украины полученных РБО ИСЗ «Січ-1» в зимне-весенний период 1996 г. изображений показывает, что по данным радиолокационной съемки

из космоса возможно наблюдение динамики развития снежного покрова и определение границ снеготаяния, а в комплексе с наземными измерениями можно создать оперативную службу прогнозирования критических ситуаций, связанных со снеготаянием, разливом рек, подтоплением берегов и т. п.

1. Калмыков А. И., Ефимов В. Б., Кавелин С. С. и др. Радиолокационная система ИСЗ «Космос-1500» // Исслед. Земли из космоса.—1984.—№ 5.—С. 84—93.
2. Кулемин Г. П., Харченко Т. Н., Яцевич С. Е. Дистанционное зондирование снега радиолокационными методами. — Харьков, 1992.—36 с.—(Препринт / НАН Украины. ИРЭ; № 92 - 8).
3. Радиолокация поверхности Земли из космоса / Под ред. Л. М. Митника, С. В. Викторова, — Л.: Гидрометеиздат, 1990.—200 с.
4. Улаби Ф. Т. Радиолокационные сигнатуры земной поверхности и контроль возобновляемых ресурсов // ТИИЭР.—1982.—70, № 12.—С. 43—64.

5. Dranovsky V. I., Tsymbal V. N., Kalmykov I. A. and al. Possibilities of Ekologycal Enviroment Monitoring the using SICH-1 Spasecraft // Proc. of fourth Ukraine—Rassia—China Simposium on spase science and technology. — Kyiv, 1996.— Vol. 1.—P. 1—4.
6. Hoekstra P., Deleney A. Dielectric properties of soils at VHF microwave frequencies // J. Geophys. Res.—1974.—79.— P. 1699.

---

**PECULIARITIES OF SNOW COVER OBSERVATIONS  
WITH THE SIDE-LOOKING RADAR  
OF THE «SICH-1» SATELLITE**

V. B. Efimov, I. A. Kalmykov, S. E. Yatsevich

We analyze a possibility to investigate snow cover in the X-band with the side-looking radar of the first Ukrainian satellite «Sich-1». Some results of image processing and recommendations on the snow melting dynamics prediction are presented.