

ОЦЕНКА ХАРАКТЕРИСТИК СНЕЖНОГО ПОКРОВА ПО РАДИОЛОКАЦИОННЫМ ИЗОБРАЖЕНИЯМ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ФРАКТАЛОВ

В.К. Иванов¹, Р.Э. Пашенко², С.Е. Яцевич¹, Л.А. Егорова¹, Е.И. Яцевич¹

(¹Институт радиофизики и электроники НАНУ, Харьков,

²Харьковский университет Воздушных Сил им. И. Кожедуба)

В работе рассмотрены вопросы фрактального анализа данных дистанционного зондирования снежного покрова. На основе фрактальных методов обработки радиолокационных изображений (построения поля фрактальных размерностей) показана возможность разделения разных типов снега. Проведенный анализ позволил выделить характерные зоны распределения снежного покрова на территории Украины по данным ИСЗ СИЧ-1.

снежный покров, радиолокационные изображения, фракталы

Постановка задачи и анализ литературы. Важнейшее практическое применение спутниковая информация находит в гидрологии и гляциологии при наблюдении снегового и ледового покрова, а также при мониторинге паводковых явлений. Для определения площади заснеженности, которая используется при прогнозировании стоков рек со снеговым питанием, широко используют изображения в видимом и инфракрасном диапазонах спектра [1].

В последнее время природопользователи для решения этих задач все чаще применяют данные аэрокосмических радиолокационных съемок. Их преимущество перед оптическими и ИК съемками заключается в том, что они могут проводиться в любое время суток и независимо от погодных условий [2]. Физической основой радиолокационных съемок является возможность использования характеристик отражения зондирующих сигналов, излучаемых передатчиком РЛС, от различных объектов расположенных на земной поверхности, в том числе и от снежного покрова.

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 условий, образом [2].

Перспективным путем повышения информативности полученных радиолокационных изображений снежного покрова представляется применение методов фрактальной топологии. Известно, что большое число процессов и явлений в физике и окружающей нас природе может быть представ-

лено с использованием фрактальных моделей [3 – 5]. Независимо от природы или метода построения, у всех фракталов есть ряд общих важных свойств: части фрактальных структур, в определенном смысле подобны всей структуре в целом, а степень изрезанности или сложности фрактальных структур может быть описана неким характеристическим числом – фрактальной размерностью. Данное обстоятельство позволяет применить эти методы для анализа радиолокационных изображений снежного покрова.

Цель статьи: рассмотреть возможность фрактального анализа данных дистанционного зондирования снежного покрова. На основе фрактальных методов обработки радиолокационных изображений (построения поля фрактальных размерностей) показать возможность разделения разных типов снежного покрова.

Рассеяние радиоволн снежным покровом. Вначале рассмотрим физические основы рассеяния радиоволн снежным покровом, которые влияют на построение радиолокационного изображения. 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, т.е. необходимо учитывать его свойства за весь период существования. При этом особенно важны периоды в начале формирования снежного покрова, во время снеготаяния, и, особенно, в период с резкими температурными перепадами.

Основной вклад в величину удельной ЭПР заснеженной земной поверхности могут давать следующие механизмы рассеяния: рассеяние на шероховатой границе раздела “воздух-снег”; рассеяние на объемных (внутренних) неоднородностях снега; рассеяние на шероховатой границе раздела “снег-почва” [6]. В зависимости от толщины и структуры снежного покрова, температуры и влажности почвы и снега, непосредственного воздействия солнечной радиации и других факторов, 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) ℓ_{Σ} , которая может быть определена как [7]

$$\ell_{\Sigma} = \frac{\lambda \sqrt{\epsilon'}}{2\pi \cdot \epsilon''}, \quad (\epsilon'' \ll \epsilon'),$$

где λ – длина зондирующей радиоволны; ϵ' и ϵ'' – действительная и мнимая части диэлектрической постоянной снега соответственно.

В СВЧ диапазоне для сухого снега при отрицательных температурах, как следует из [7], действительная часть ϵ' практически не зависит от температуры и частоты. Она является функцией плотности снега ρ_c и изменяется от $\epsilon' \approx 1,2$ при $\rho_c \approx 0,1 \text{ г/см}^3$ до $\epsilon' \approx 2,8$ при $\rho_c \approx 0,8 \text{ г/см}^3$. Плотность ρ_c в свою очередь, определяется условиями выпадения снега (скорость ветра, температура и т.д.) и изменениями гидрометеоусловий в течение всего периода с момента образования снежного покрова до момента наблюдений. Затухание радиоволн при их распространении в снеге (в отсутствие свободной влаги) определяется тангенсом угла потерь $\text{tg}\delta = \epsilon''/\epsilon'$, величина которого на частоте $\approx 10 \text{ ГГц}$ изменяется от $\approx 5 \cdot 10^4$ до $\approx 2 \cdot 10^4$ при изменении температуры T от -5°C до -30°C . Таким образом, для сухого снега толщина скин-слоя может достигать величины нескольких метров. В предположении, что объемные неоднородности снежной массы (элементарные рассеиватели) распределены равномерно по глубине, величина удельной ЭПР, связанная непосредственно с объемным рассеянием, прямо пропорциональна толщине снежного покрова (сухого и однородного по глубине). Рассеянием на границе “воздух-снег” можно пренебречь, по крайней мере, по двум причинам: во-первых, из-за малого “контраста” (“скачка” ϵ') на границе “воздух-снег” и, во-вторых, из-за сравнительной “гладкости” поверхности снега в сантиметровом диапазоне радиоволн. Что же касается рассеяния на границе “снег-почва”, то вклад этого механизма при отрицательных температурах также является значительно ослабленным из-за близости значений ϵ' снега и промерзшей почвы.

По мере повышения температуры и увеличения влажности m_v снега (появления свободной воды) поглощение в снеге значительно возрастает (при $\rho_c \approx 0,25 \text{ г/см}^3$ и $m_v \approx 2\%$ на частоте 10 ГГц значение ϵ'' увеличивается на 3 порядка и достигает значения $\approx 0,1$). При этом ℓ_z уменьшается до нескольких сантиметров, так что рассеяние радиоволн поверхностью почвы полностью экранируется даже достаточно тонким снежным покровом.

При переходе от отрицательных температур к положительным, а тем более во время интенсивного таяния, наблюдается снижение уровня рассеянного сигнала из-за появления больших площадей влажного снега с практически гладкой поверхностью, а тем более участков воды. Зависимость УЭПР от толщины снежного покрова при этом полностью нивелируется, так как из-за малой величины δ весь процесс рассеяния происходит в тонком приповерхностном слое толщиной не более 1 см (для $\lambda = 3 \text{ см}$).

В работе [2] показано, что удельная ЭПР сухого снега положительна, слабо зависит от угла падения и не превышает в диапазоне углов $20 - 70^\circ$

величины $K_{\max} \cong 5 \text{ дБ}$, что видно из верхней кривой на рис. 1. В то же время удельная ЭПР влажного снега с объемным влагосодержанием около 30% отрицательна и достигает величины -14 дБ (нижняя кривая на рис. 1).

Таким образом, в зависимости от толщины и структуры снежного покрова, температуры и влажности почвы и снега, непосредственного воздействия солнечной радиации и других факторов поглощающие и отражательные свойства снежного покрова изменяются, что позволяет их фиксировать на радиолокационном изображении. В свою очередь радиолокационное изображение большой площади заснеженности будет иметь случайный (хаотичный) характер, так как приведенные выше факторы на разных участках будут отличаться.

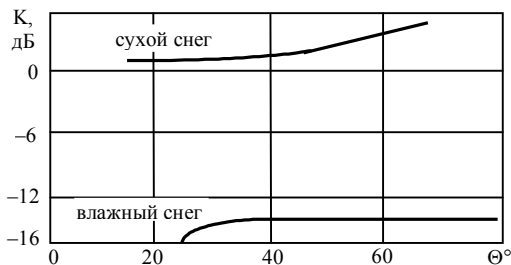


Рис. 1. Зависимость удельной ЭПР снега от угла зондирования

Фрактальный анализ радиои изображений снежного покрова. Использование свойств фрактальной геометрии для описания природных подстилающих поверхностей позволяет проводить анализ радиолокационных изображений снежного покрова с помощью фрактальной размерности, которая количественно учитывает случайный и хаотичный характер природных пространственных структур.

Одним из основных свойств фрактальной размерности, позволяющим использовать ее для анализа изображений является то, что она представляет собой дробную величину. Численное значение размерности характеризует степень заполнения пространства, в котором существует фрактальная система. Различные природные структуры имеют различную фрактальную размерность.

Понятие фрактальной меры и фрактальной размерности множеств, характеризующих их в целом, базируется на определениях, введенных Хаусдорфом и Безиковичем [3]. Большему значению фрактальной размерности соответствует большая степень заполнения изображения (его трехмерного представления). Для совершенно черного изображения фрактальная размерность будет равна $D=2,0$, т.е. совпадать с топологической размерностью плоскости, а для изображения имеющего одинаковую яркость всех пикселей — $D=3,0$ (топологическая размерность объема). Изображения в градациях серого будут иметь дробную фрактальную размерность. Фрактальную размерность можно определить, используя различные методы [4].

Для проведения фрактального анализа изображения снежного покрова строится поле фрактальных размерностей (ПФР). При построении ПФР

производится сканирование изображения "окном" размером $a \times b$ пикселей, с выбранным шагом перемещения s (при $s=1$ "окно" является "скользящим", а при $s>1$ – "скачущим"). На каждом шаге определяется численное значение фрактальной размерности D в "окне" и записывается в матрицу, которая называется "полем фрактальных размерностей".

Рассмотрим исходное радиолокационное изображение снежного покрова на территории Украины, полученное с помощью ИСЗ СИЧ-1 (рис. 2) в сантиметровом диапазоне длин волн, которое будем использовать в дальнейшем при фрактальном анализе. Анализируемое изображение имеет размер 229×351 пикселей, предварительные операции препариования и улучшения качества изображения не проводились.

Для создания поля фрактальных размерностей была разработана специальная программа, которая позволяет выделять характерные кластеры фрактальных размерностей и отображать их определенным (например, белым) цветом. Фрактальные размерности рассчитывались для "окна" размером 8×8 пикселей с перекрытием в один пиксель, т.е. использовалось "скользящее окно". Для анализируемого изображения снежного покрова была построена гистограмма ПФР, показанная на рис. 3. На гистограмме по оси X отложена величина фрактальной размерности D , а по оси Y относительная частота наличия фрактальной размерности f_D на анализируемом изображении.

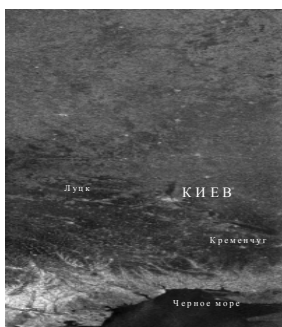


Рис. 2. Исходное изображение снежного покрова

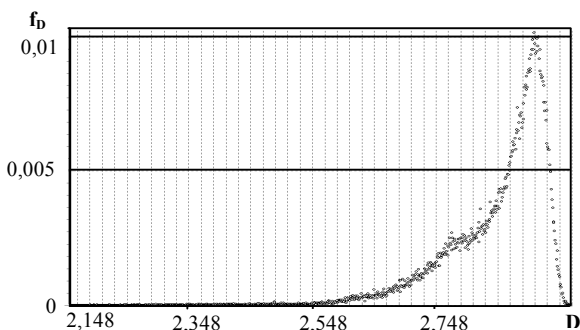


Рис. 3. Гистограмма фрактальных размерностей ПФР

Проведем анализ характерных особенностей, полученной гистограммы ПФР, и построим селективные изображения, соответствующие различным диапазонам фрактальной размерности.

Как видно из рис. 3, гистограмма ПФР имеет ряд характерных особенностей. Диапазон фрактальных размерностей данного изображения изменяется от величины $D=2,148$ до величины $D=2,962$. Левая часть гистограммы до величины $D=2,548$ содержит минимальное количество фрактальных размерностей ($f_D = f_D^{\min}$). Этот диапазон позволяет выделить гра-

ницу "море-берег" и для анализа снежного покрова не используется. Средняя часть гистограммы (до величины $D = 2,902$) характеризуется постепенным возрастанием относительной частоты наличия фрактальной размерности на изображении. На этом участке гистограммы также можно выделить две характерные зоны. Первая зона соответствует диапазону фрактальных размерностей от $D = 2,548$ до $D = 2,802$ ($\Delta D_1 = 2,802 - 2,548 = 0,254$) и относительная частота f_D изменяется практически от нуля до величины 0,0025, а вторая – от $D = 2,802$ до $D = 2,902$ ($\Delta D_2 = 2,902 - 2,802 = 0,1$) при изменении f_D от 0,0025 до 0,01. Можно сказать, что первая зона является зоной "медленного" роста числа фрактальных размерностей в "широком" диапазоне, а вторая – "быстрого" роста в "узком" диапазоне. Характерной особенностью правой части гистограммы является резкий спад относительной частоты фрактальной размерности максимума до минимума. Минимум относительной частоты на этом участке достигается при $D = 2,962$.

Дальнейшая обработка изображения заключается в построении селективного изображения, которое представляет собой исходное изображение с выделенными на нем областями. Выделенные области соответствуют выбранному диапазону фрактальных размерностей, т.е. они накрываются (обозначаются) "окном" заданного размера белого цвета. Селективные изображения для первой ("медленной") и второй ("быстрой") зоны гистограммы ПФР показаны на рис. 4, а, б соответственно.

Исследуемое радиолокационное изображение снежного покрова (рис. 2) отображает характерную ситуацию на востоке Украины в зимний период года. На изображении рис. 4, а, б четко выделяются границы распространения снежного покрова с различным влагосодержанием.

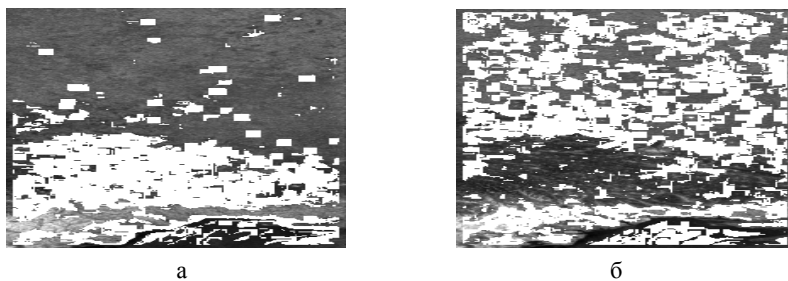


Рис. 4. Селективные изображения для первой (а) и второй (б) зоны гистограммы ПФР

В центральной части Украины (рис. 4, а, $D = 2,548 - 2,802$) имеется зона кластеров соответствующих снежному покрову с влагосодержанием более 60 см, что вызывает ослабление отраженного сигнала в слое мокрого снега. Зона такого снега распространяется до линии городов Луцк – Киев – Кременчуг. В Северной части Украины погодные условия другие. Здесь температура воздуха не превышает 0°C и влагосодержание снежного покрова не более 40 см.

Определяющим механизмом рассеяния в этой зоне является объемное рассеяние в снеге. В результате, интенсивность отраженного сигнала в этой части изображения выше, чем в зоне со снегом, содержащим большое количество влаги, и это дает возможность распознать зоны "сухого" снежного покрова на рис. 4, б ($D = 2,802 - 2,902$) в верхней части изображения. Также зоны с малым влагосодержанием в снеге идентифицируются в районах Одесской, Херсонской и Николаевских областей. Кроме того, морская поверхность также характеризуется высокой интенсивностью отраженного сигнала. Таким образом, фрактальный анализ данных дистанционного зондирования позволяет производить разделение типов снежного покрова.

Выводы. 1. Фрактальная обработка космических радиолокационных данных позволила получить тематическую карту распространения границы снежного покрова и его областей с различным содержанием влаги.

2. Полученные результаты достаточно хорошо согласуются с данными сети наземных метеостанций и существенно дополняют их. В частности, принимая во внимание относительно редкую сеть наземных станций, они позволяют более точно определять границы снежного покрова и зон различного влагосодержания в снеге.

3. Подобная информация представляет значительный интерес при разработке прогнозов таяния снега и интенсивности ожидаемого паводка.

4. При проведении дальнейших исследований представляет интерес оценка возможности фрактального анализа радиолокационных изображений снежного покрова, полученных в других диапазонах длин волн.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кашкин В.Б., Сухинин А.И. Дистанционное зондирование Земли из космоса. Цифровая обработка изображений. – М.: Логос, 2001. – 264 с.
2. Кулемин Г.П., Харченко Т.Н., Яцевич С.Е. Дистанционное зондирование снега радиолокационными методами. Препринт ИРЭ НАНУ №92-8. – Х., 1992. – 36 с.
3. Федер Е. Фракталы / Пер. с англ. – М.: Мир, 1991. – 254 с.
4. Пащенко Р.Э. Основы теории формирования фрактальных сигналов. – Х.: ХООО НЭО "Экоперспектива", 2005. – 296 с.
5. Иванов В.К., Пащенко Р.Э., Стадник А.М. и др. Фрактальный анализ изображений лесных массивов // Успехи современной радиоэлектроники. – 2005. – № 12. – С. 55-62.
6. Hoekstra P., Deleney A. Dielectric properties of soils at VHF microwave frequencies // J. Geophys. Res. – 1974. – V. 79. – P. 1699.
7. Улаби Ф.Т. Радиолокационные сигнатуры земной поверхности и контроль возобновляемых ресурсов // ТИИЭР. – 1982. – Т. 70, № 12. – С. 43-64.

Поступила 12.01.2006

Рецензент: доктор физико-математических наук, профессор С.Н. Шульга, Харьковский национальный университет им. В.Н. Каразина.