

КОСМІЧНА НАУКА І ТЕХНОЛОГІЯ

Том 17
6 + 2011

НАУКОВО-ПРАКТИЧНИЙ ЖУРНАЛ + ЗАСНОВАНО В ЛЮТОМУ 1995 р. + ВИХОДИТЬ 6 РАЗІВ ЗА РІК + КИЇВ

ЗМІСТ

Макаров А. Л., Мозговой Д. К., Кулабухов А. М., Хорошилов В. С., Ольшевский А. Л., Петренко Г. В., Попель В. М. Технология спутниковой съемки в процессе перенацеливания

Костюченко Ю. В., Копачевський І. М., Ющенко М. В. Теоретико-методичні засади оцінки гідролого-гідрогеологічних ризиків за даними ДЗЗ

Костюченко Ю. В., Копачевський І. М., Соловйов Д. М., Ющенко М. В., Акименко П. О. Використання даних супутникових спостережень для оцінки регіональних гідролого-гідрогеологічних ризиків

Костюченко Ю. В., Ющенко М. В., Копачевський І. М., Левинський С. Методика комплексної оцінки ризиків ландшафтних пожеж за даними супутникових спостережень

Хода О. А. Определение координат перманентных станций региональной сети: GPS vs GPS+ГЛОНАСС

Потапов О. С., Амата Е., Полюшкіна Т. М., Коко І., Рижак Л. В. Глобальні УНЧ-коливання, які спостерігаються супутниковими та наземними магнітометрами і радаром SuperDARN: Аналіз конкретної події

CONTENTS

3 Makarov O. L., Mozgovoy D. K., Kulabukhov A. M., Khoroshilov V. S., Ol'shevs'kiy O. L., Petrenko G. V., Popel' V. M. Satellite imaging technology in redirection process

10 Kostyuchenko Yu. V., Kopachevskiy I. M., Yushchenko M. V. Theoretical and methodological principles of hydrological and hydrogeological risk assessment from remote sensing data

19 Kostyuchenko Yu. V., Kopachevskiy I. M., Solovyov D. M., Yushchenko M. V., Akymenko P. O. Application of satellite observations for assessment of regional hydrological and hydrogeological risks

30 Kostyuchenko Yu. V., Yushchenko M. V., Kopachevskiy I. M., Levynsky S. A procedure for integrated assessment of landscape fire risk using remote sensing data

45 Khoda O. A. Determination of coordinates for permanent stations of regional network: GPS vs GPS+GLONASS

54 Potapov A. S., Amata E., Polyushkina T. N., Coco I., Ryzhakova L. V. A case study of global ULF pulsations using data from space-borne and ground-based magnetometers and a SuperDARN radar

<i>Деденок В. П., Ткаченко А. А., Дейнеко В. М., Резников Ю. В.</i> Мониторинг возмущений в локальной пространственно-временной области ионосферы по данным сети станций приема спутниковых радионавигационных сигналов	68	<i>Dedenok V. P., Tkachenko A. O., Deyneko V. M., Reznikov Yu. V.</i> Monitoring of disturbances in a local spatio-temporal region of the ionosphere from data of a network of receiving stations for satellite radio navigation signals	
<i>Черемных О. К.</i> Резонансная мода в термосфере Земли	74	<i>Cheremnykh O. K.</i> Resonant mode in the Earth's thermosphere	
<i>Казанцев А. М.</i> Корекція орбіти потенційно небезпечного астероїда Апофіс	77	<i>Kazantsev A. M.</i> Correction of the orbit of the potential dangerous asteroid Apophis	
НАШІ АВТОРИ	84	OUR AUTHORS	
АВТОРСЬКИЙ ПОКАЖЧИК	86	INDEX	

Свідоцтво про реєстрацію КВ № 1232 від 2 лютого 1995 р.

Підписано до друку 12.12.11. Формат 84×108/16. Папір крейдований. Гарн. Ньютон. Друк офсет.
Ум. друк. арк. 9,45. Обл.-вид. арк. 9,92. Тираж 100 прим. Зам. № 3155.

Оригінал-макет виготовлено та тираж видруковано Видавничим домом «Академперіодика» НАН України, 01004, Київ, вул. Терещенківська, 4

Свідоцтво про внесення до Державного реєстру суб'єктів видавничої справи серії ДК № 544 від 27.07.2001 р.

УДК 629.197

А. Л. Макаров¹, Д. К. Мозговой², А. М. Кулабухов², В. С. Хорошилов¹,
А. Л. Ольшевский¹, Г. В. Петренко¹, В. М. Попель¹

¹Державне підприємство «Конструкторське бюро «Південне» ім. М. К. Янгеля», Дніпропетровськ

²Дніпропетровський національний університет ім. Олеся Гончара

ТЕХНОЛОГИЯ СПУТНИКОВОЙ СЪЕМКИ В ПРОЦЕССЕ ПЕРЕНАЦЕЛИВАНИЯ

Описано основні етапи моделювання і планування супутникового знімання протяжних і слабоконтрастних об'єктів у процесі перенацілювання для підвищення ефективності знімання за допомогою КА дистанційного зондування Землі з оптико-електронними сканерами високого просторового розрізнення.

При решении ряда задач дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) возникает необходимость проведения оперативной спутниковой съемки малоразмерных подвижных объектов [2, 10, 14], расположенных вдоль протяженных участков: границы, дороги, реки, береговые линии [6, 11, 12]. Для этого используются КА ДЗЗ высокой разрешающей способности (таблица), отличительной особенностью которых являются:

1) узкая полоса захвата, не позволяющая оперативно снимать произвольно расположенные протяженные участки за один виток;

2) малый размер фотоэлементов линейки ПЗС (низкая чувствительность), что не позволяет снимать слабоконтрастные объекты, а также выполнять сверхоперативную съемку с соседних витков при малых углах Солнца.

Съемка без перенацеливания использовалась на первых КА отечественной разработки («Січ-1», «Океан-О», «Січ-1М»), имеющих бортовые сканеры низкого и среднего пространственного разрешения с широкой полосой захвата (рис. 1).

Оптическая ось сканера при такой съемке обычно направлена в нади́р, т. е. съемка ведется при нулевых углах ориентации. Скорость и

направление сканирования определяются орбитальным движением спутника.

Съемка с перенацеливанием по крену используется на КА отечественной разработки «Егypt-sat-1» и «Січ-2», имеющих бортовые сканеры высокого пространственного разрешения с узкой полосой захвата (рис. 2).

Поле зрения сканера обычно составляет единицы градусов, а угол перенацеливания — десятки градусов (таким образом, ширина полосы обзора превышает примерно на порядок ширину полосы захвата).

Для покрытия протяженного объекта с произвольной конфигурацией необходима съемка нескольких сцен с разных витков, что требует при отсутствии облачности от двух до шести дней (в зависимости от полосы захвата сканера и диапазона углов перенацеливания спутника). С учетом условий облачности съемка может потребовать еще больше времени, что для большинства задач неприемлемо.

В зарубежных системах ДЗЗ высокой разрешающей способности эти проблемы решены частично (некоторые спутники позволяют выполнять съемку произвольно ориентированных прямолинейных протяженных участков. Спутники, реализующие режим съемки с накоплением («QuickBird», «Orbview» и др.), также позволяют получать снимки с заданной ориентацией

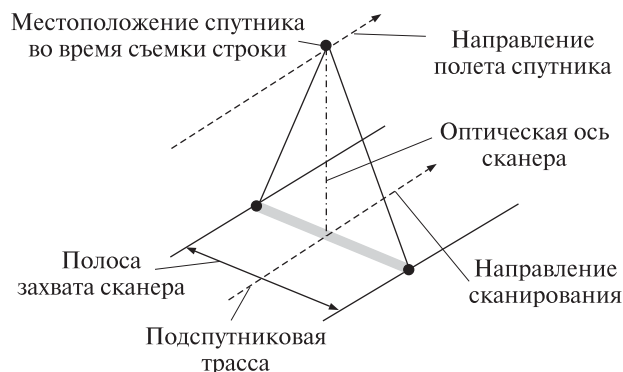


Рис. 1. Съемка без перенацеливания

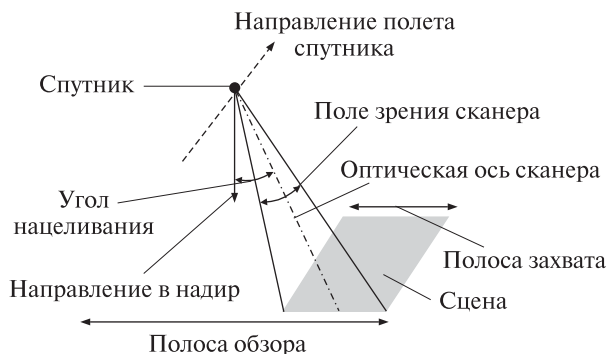


Рис. 2. Съемка с перенацеливанием по крену



Рис. 3. Съемка с заданной ориентацией сцены

КА дистанционного зондирования Земли высокой разрешающей способности

Спутник	Разрешение		Точность геопривязки, м	Высота орбиты, км	Наклонение орбиты, град	Полоса захвата, км	Максимальное отклонение от надира, град
	PAN/MS, м	радиометрическое, бит					
«Ikonos»	1/4	11	23	680	98.1	11	45
«QuickBird»	0.6/2.4	11	23	450	98	16.5	45
«Eros B»	0.7	10	—	500	97.4	7	45
«Ресурс-ДК»	1/3	10	—	360...604	64...70	5...28	30
«OrbView»	1/4	11	—	470	97	8	50
«WorldView-1»	0.5/—	11	6.5	496	97.2	17.6	40
«KartoSat»	0.8	10	—	630	97.9	9.6	45
«KompSat»	1/4	10	—	685	98	15	—
«GeoEye»	0.4/1.6	11	2.5	681	98.1	15.2	60
«WorldView-2»	0.46/1.84	11	6.5	770	97.2	5	40

сцены (например, в направлении север — юг), а также снимать произвольно ориентированные протяженные объекты за один виток (рис. 3).

Если съемку производить в процессе перенацеливания спутника (т. е. с ненулевыми угловыми скоростями ориентации), то можно выбирать оптимальное направление сканирования и снимать произвольно расположенные протяженные участки за один виток, т. е. более оперативно (рис. 4).

Кроме того, съемка с ненулевыми угловыми скоростями позволяет увеличить время экспозиции за счет снижения скорости перемещения проекции строки фотоприемника (линейки ПЗС) по поверхности Земли путем перенацеливания спутника во время съемки и снимать малоконтрастные или слабоосвещенные объекты [1, 3] (рис. 5, 6).

При этом возрастает отношение сигнал/шум ($K = S/n$) для получаемых снимков при одних и тех же параметрах оптико-электронной системы (рис. 7). Это позволяет существенно повысить оперативность и достоверность данных спутниковой системы ДЗЗ [9, 13].

Основными этапами планирования съемки с ненулевыми угловыми скоростями являются [4, 8]:

- аппроксимация протяженного объекта, заданного отдельными узловыми точками на цифровой картооснове (линейная, квадратичная, сплайновая);
- определение оптимального покрытия протяженного объекта с учетом полосы захвата съемочного прибора и требуемого направления сканирования;
- расчет орбитального движения спутника и выбор витка съемки и времени включения съемочного прибора с учетом заданного коэффициента накопления (для режима «съемка с накоплением»);
- расчет углов ориентации спутника, требуемых для съемки заданного протяженного объекта, с учетом углов установки съемочного прибора;
- расчет угловых скоростей спутника во время съемки и анализ реализуемости съемки с учетом имеющихся ограничений на величины углов ориентации и угловых скоростей спутника;

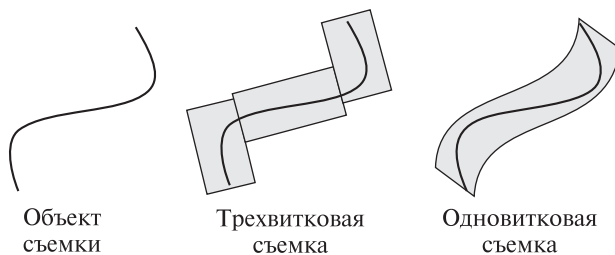


Рис. 4. Съемка протяженного объекта

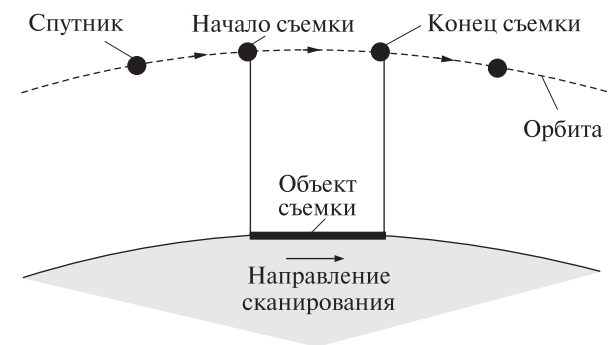


Рис. 5. Съемка без накопления

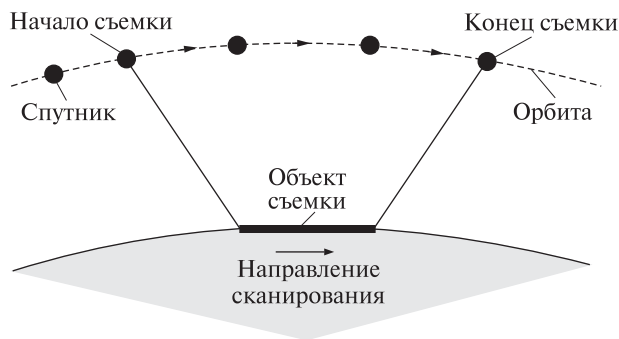


Рис. 6. Съемка с накоплением

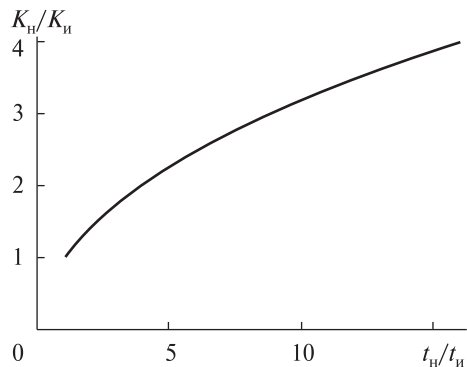


Рис. 7. Зависимость отношения K сигнал/шум от коэффициента накопления

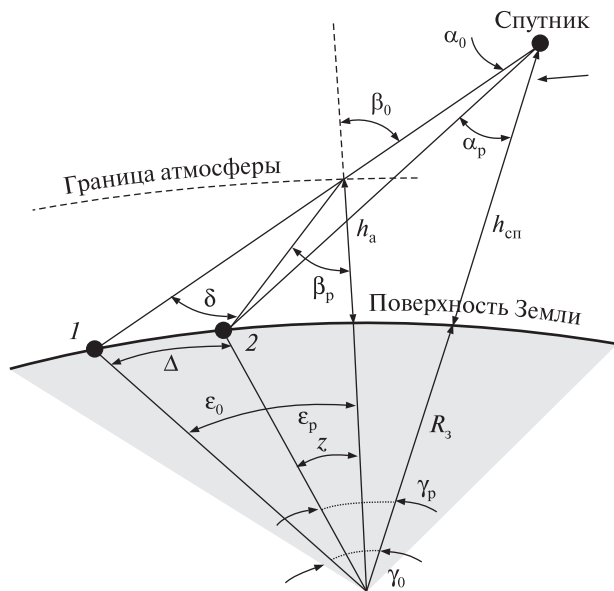


Рис. 8. Влияние рефракции атмосферы (см. текст)

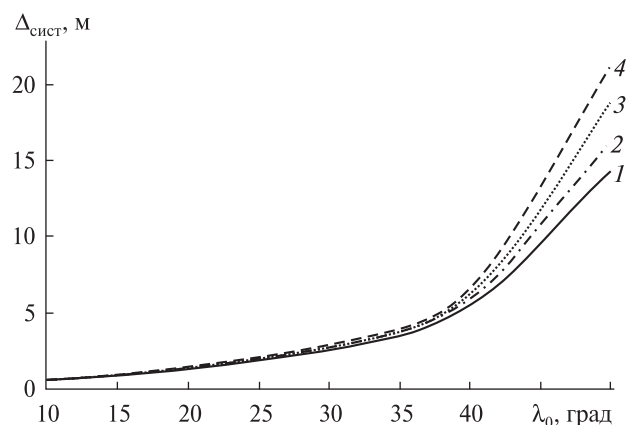


Рис. 9. Систематическая рефракционная погрешность $\Delta_{\text{сист}}$: кривые 1 — 4 для высот орбиты $h = 600, 700, 800$ и 900 км

- моделирование съемки заданного протяженного объекта с учетом дополнительных факторов (атмосферная рефракция, рельеф местности и др.);

- анализ влияния систематических и случайных погрешностей на точность определения координат снятых объектов (погрешности установки съемочного прибора, погрешности определения ориентации и местоположения спутника и др.).

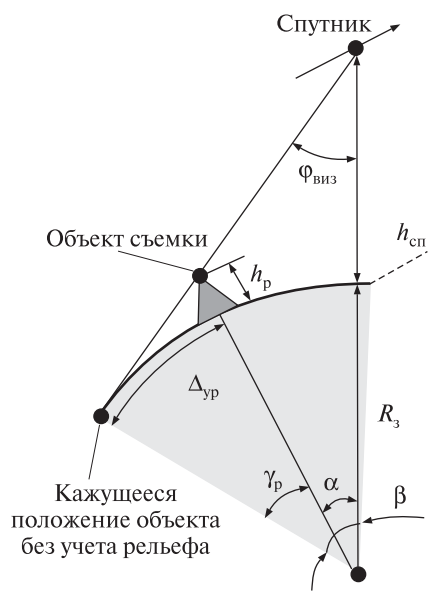


Рис. 10. К учету высоты рельефа

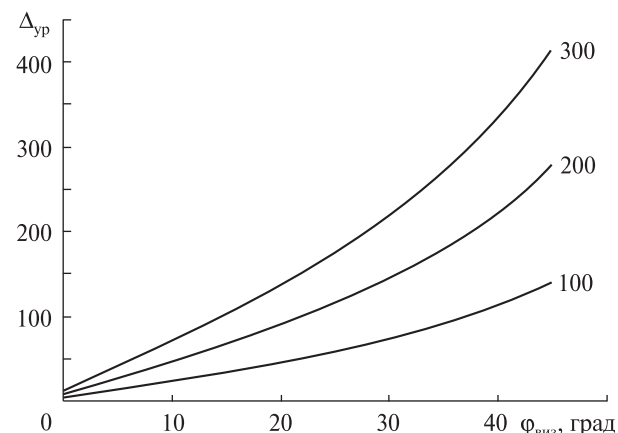


Рис. 11. Зависимость погрешности $\Delta_{ур}$ определения координат проекции фотоприемника от угла $\varphi_{виз}$ отклонения от надира для высот рельефа 100, 200 и 300 м

Прохождение оптических волн в тропосфере и ионосфере сопровождается искривлением их видимых траекторий — рефракцией (рис. 8). На рисунке обозначено: цифрой 1 — кажущееся положение визируемой точки (без учета рефракции), 2 — действительное положение визируемой точки (с учетом рефракции), Δ — линейная погрешность за счет рефракции, $h_{\text{сп}}$ — высота спутника, h_a — эффективная высота атмосферы, α_0 — угол визирования без учета рефракции, β_0 —

зенитный угол входа вектора визирования в атмосферу, ε_0 — геоцентрический угол точки входа без учета рефракции, γ_0 — геоцентрический угол спутника без учета рефракции, δ — рефракционная поправка, β_p — зенитный угол входа с учетом рефракции, α_p — угол визирования с учетом рефракции, ε_p — геоцентрический угол точки входа с учетом рефракции, γ_p — геоцентрический угол спутника с учетом рефракции.

Среднюю рефракционную ошибку δ при давлении $P = 0.1$ МПа и температуре 10°C вблизи поверхности Земли для зенитных углов $\beta < 70^\circ$ можно вычислить по приближенной формуле $\delta = 58'' \operatorname{tg} \beta_0$.

Ниже приведен порядок расчета систематической рефракционной погрешности для различных углов визирования и высот орбит. Исходные данные для расчета:

- средний радиус Земли $R_3 = 6371$ км,
- высота эквивалентной однородной атмосферы $h_a = 8$ км,
- высота орбиты спутника $h_{\text{сп}}$,
- угол визирования без учета рефракции α_0 .

Для вычисления необходимых параметров используются формулы

$$\beta_0 = \arcsin \left(\frac{R_3 + h_{\text{сп}}}{R_3 + h_{\text{атм}}} \sin \alpha_0 \right),$$

$$\delta_{\text{сист}} = 58'' \cdot \operatorname{tg} \beta_0, \beta_p = \beta_0 - \delta_{\text{сист}},$$

$$\gamma_0 = \arcsin \left(\frac{R_3 + h_{\text{сп}}}{R_3} \sin \alpha_0 \right) - \alpha_0,$$

$$\varepsilon_0 = \arcsin \left(\frac{R_3 + h_{\text{атм}}}{R_3} \sin \beta_0 \right) - \beta_0,$$

$$\varepsilon_p = \arcsin \left(\frac{R_3 + h_{\text{атм}}}{R_3} \sin \beta_p \right) - \beta_p,$$

$$\gamma_p = \gamma_0 - \varepsilon_0 + \varepsilon_p.$$

Наклонная дальность R_p и угол визирования α_p с учетом рефракции находятся по формулам

$$R_p = \sqrt{R_3^2 + (R_3 + h_{\text{сп}})^2 - 2(R_3 + h_{\text{сп}})R_3 \cos \gamma_p},$$

$$\alpha_p = \arcsin \left(\frac{R_3}{R_p} \sin \gamma_p \right),$$

а систематическая рефракционная погрешность $\Delta_{\text{сист}}$ — по формуле

$$\Delta_{\text{сист}} = R_3 (\varepsilon_0 - \varepsilon_p).$$

Результаты расчетов $\Delta_{\text{сист}}$ для значений угла визирования $\alpha_0 = 10...50^\circ$ и высоты орбиты $h_{\text{сп}} = 600...900$ км приведены на рис. 9.

Значительное отклонение от надира в начале и в конце съемки, необходимое при больших значениях коэффициента накопления (отношения времени съемки с накоплением к времени съемки без накопления) приводит к необходимости учета высоты рельефа (рис. 10). Здесь $\varphi_{\text{виз}}$ — угол визирования, α, β — геоцентрические углы

$$\alpha = \arcsin \frac{(R_3 + h_{\text{сп}}) \sin \varphi_{\text{виз}}}{h_p + R_3} - \varphi_{\text{виз}},$$

$$\beta = \arcsin \frac{(R_3 + h_{\text{сп}}) \sin \varphi_{\text{виз}}}{R_3} - \varphi_{\text{виз}},$$

Рис. 12. Снимаемый участок (береговая линия)



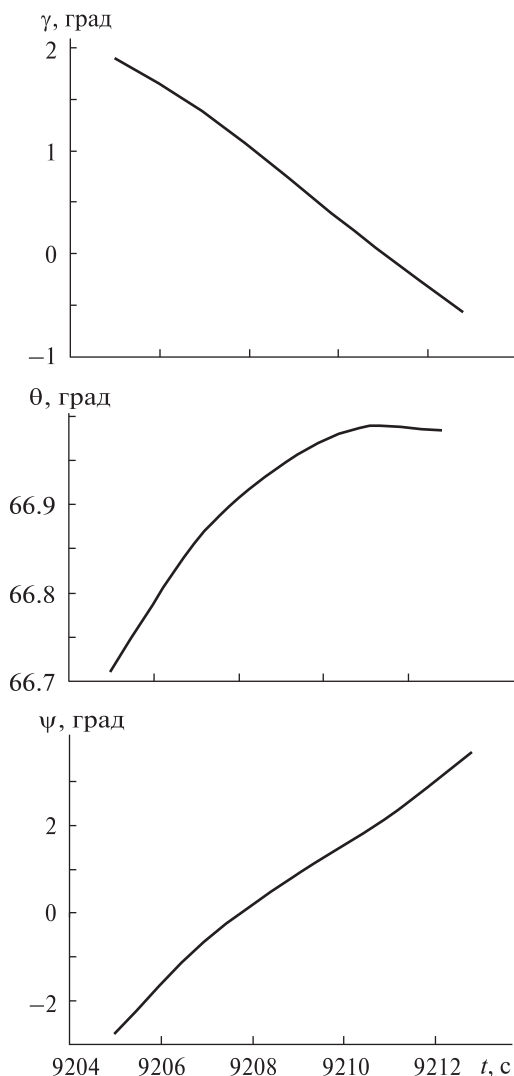


Рис. 13. Углы крена γ , тангажа θ и рыскания ψ ориентации спутника во время съемки протяженной береговой линии

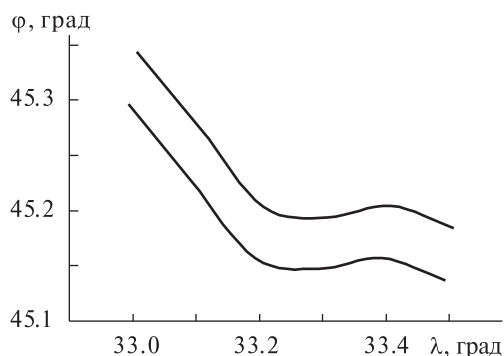


Рис. 14. Границы снятой территории (долгота λ и широта φ)

$\gamma_p = \beta - \alpha$ — угловая погрешность, $\Delta_{yp} = R_z \gamma_p$ — линейная погрешность.

На рис. 11 приведены зависимости погрешностей определения координат проекции фотоприемника на поверхности Земли от угла отклонения от надира, определяемые высотой рельефа.

Было проведено моделирование съемки протяженной береговой линии (рис. 12) с использованием одновременно режимов перенацеливания и накопления при таких исходных данных:

- высота орбиты спутника 640 км,
- наклонение орбиты спутника 88° ,
- эксцентриситет орбиты спутника 0.02,
- поле зрения сканера 0.7° ,
- земной эллипсоид — WGS-84,
- коэффициент накопления 4.

Результаты моделирования (углы ориентации спутника во время съемки и границы снятой территории) приведены на рис. 13 и 14.

Результаты моделирования подтвердили возможность съемки протяженных участков с использованием одновременно режимов перенацеливания и накопления.

ВЫВОДЫ

В ходе проведенных исследований были изучены недостатки разных моделей управления КА ДЗЗ при съемке, а также выполнен анализ влияния упрощений и погрешностей моделей съемки на эффективность решения целевой задачи в части оперативности съемки, площади покрытия и достоверности данных ДЗЗ.

Особенности планирования спутниковой съемки высокой разрешающей способности и обработки полученных данных ДЗЗ требуют учета большего числа дополнительных факторов, которые не учитывались при разработке предыдущих КА отечественной разработки («Січ-1», «Океан-О», «Egypsat-1», «Січ-2»).

Методика программного управления ориентацией КА ДЗЗ высокого пространственного разрешения в процессе перенацеливания (т. е. с ненулевыми угловыми скоростями ориентации) позволяет выбирать оптимальное направление сканирования и снимать произвольно расположенные протяженные участки за один виток, т. е. более оперативно.

Кроме того, съемка с ненулевыми угловыми скоростями позволяет увеличить время экспозиции и снимать малоконтрастные или слабоосвещенные объекты (т. н. режим «съемка с накоплением»), а также вести съемку с соседних витков при прохождении КА в стороне от снимаемого объекта.

Это позволяет повысить радиометрические характеристики данных ДЗЗ и более качественно выполнять процедуры обработки спутниковых снимков [5, 7, 15, 16].

1. Долинец Ю. С., Мозговой Д. К. Технология спутниковой съемки с ненулевыми угловыми скоростями // Людина і космос: 36. тез. X Міжнар. молодіжної науково-практичної конф. — Дніпропетровськ, 2008. — С. 495.
2. Кравец О. В., Корчинский В. М., Мозговой Д. К. Классификация малоразмерных объектов на спутниковых снимках // Экология и ноосферология. — 2009. — 20, № 3—4. — С. 26—30.
3. Макаров А. Л., Мозговой Д. К., Хорошилов В. С. и др. Программное управление ориентацией КА видовой разведки // Космическая техника. Ракетное вооружение. — 2011. — Вып. 1. — С. 54—59.
4. Макаров А. Л., Мозговой Д. К., Хорошилов В. С. и др. Повышение эффективности съемки с помощью космического аппарата земных объектов произвольной конфигурации // Технологические системы. — 2011. — 2 (55). — С. 66—70.
5. Мозговой Д. К., Корчинский В. М., Кравец О. В. Використання вейвлетів в обробці супутникових знімків високого просторового розрізнення // Вісник ДНУ. Сер. Ракетно-космічна техніка. — 2009. — Вип. 13, 1, № 17/4. — С. 65—71.
6. Мозговой Д. К. Технология съемки протяженных объектов // Людина і космос: 36. тез. X Міжнар. молодіжної науково-практичної конф. — Дніпропетровськ, 2007. — С. 439.
7. Мозговой Д. К. Применение комбинированных масок для фильтрации периодических помех // Прикладна геометрія та інженерна графіка (Спецвипуск): Міжвідомчий науково-технічний зб. — Київ: Укр. асоціація з прикладної геометрії, 2008. — С. 175—179.
8. Мозговой Д. К. Управление ориентацией КА ДЗЗ высокой разрешающей способности // Вісник ДНУ. Сер. Ракетно-космічна техніка. — 2009. — Вип. 13, 1, № 17/4. — С. 59—65.
9. Мозговой Д. К., Бушуев Е. И., Стефанишин Я. И. Подходы к построению и эксплуатации национальной спутниковой группировки // VII Укр. конф. по кос-

мическим исследованиям: Сб. тез., 3—8 сентября 2007 г., Евпатория. — Евпатория: НЦУИКС, 2007. — С. 188.

10. Мозговой Д. К., Водопьянов И. Н. Распознавание объектов с использованием радиометрических и геометрических признаков // Наукові проблеми розробки, модернізації та застосування інформаційно-вимірних систем космічного і наземного базування: Тез. доп. XV науково-технічної конф. (20—21 квітня 2006 р., Житомирський військовий інститут радіоелектроніки ім. С. П. Корольова). — Житомир: ЖВІРЕ, 2006. — Ч. 1. — С. 19.
11. Мозговой Д. К., Волошин В. И. Спутниковая съемка протяженных объектов // Вісник ДНУ. Сер. Ракетно-космічна техніка. — 2006. — Вип. 10, 2, № 9/2. — С. 239—241.
12. Мозговой Д. К., Волошин В. И. Технология съемки прибрежных зон // Современные проблемы рационального природопользования в прибрежных морских акваториях Украины: Тез. докл. Междунар. конф. молодых ученых (12—14 июня 2007 г., Кацивели). — Севастополь, 2007. — С. 21—22.
13. Мозговой Д. К., Волошин В. И., Бушуев Е. И., Салтыков Ю. Д. Использование новых технологий съемки для повышения эффективности КА МС-2-8 // VII Укр. конф. по космическим исследованиям: Сб. тез. — Евпатория: НЦУИКС, 2007. — С. 182—183.
14. Мозговой Д. К., Волошин В. И., Водопьянов И. Н. Классификация малоразмерных объектов с использованием радиометрических и геометрических признаков // Вісник ДНУ. Сер. Ракетно-космічна техніка. — 2006. — Вип. 10, 2, № 9/2. — С. 236—238.
15. Мозговой Д. К., Кравец О. В. Классификация малоразмерных объектов на спутниковых снимках // Екологія та ноосферологія. — 2009. — 20, № 3—4. — С. 26—30.
16. Мозговой Д. К., Кравец О. В. Распознавание малоразмерных объектов с использованием библиотеки классов // Вісник ДНУ. Сер. Ракетно-космічна техніка. — 2009. — Вип. 13, 1, № 17/4. — С. 71—75.

Надійшла до редакції 24.10.11

O. L. Makarov, D. K. Mozgovoy, A. M. Kulabukhov,
V. S. Khoroshilov, O. L. Ol'shevs'kiy, G. V. Petrenko,
V. M. Popel'

SATELLITE IMAGING TECHNOLOGY IN REDIRECTION PROCESS

We describe the basic steps of simulating and planning for satellite imaging of long and poorly contrasted objects during redirection for imaging efficiency increase when Earth's remote sensing spacecrafts equipped with high-resolution optoelectronic imaging are used.

Ю. В. Костюченко, І. М. Копачевський, М. В. Ющенко

Державна установа «Науковий центр аерокосмічних досліджень Землі
Інституту геологічних наук Національної академії наук України», Київ

ТЕОРЕТИКО-МЕТОДИЧНІ ЗАСАДИ ОЦІНКИ ГІДРОЛОГО-ГІДРОГЕОЛОГІЧНИХ РИЗИКІВ ЗА ДАНИМИ ДЗЗ

Пропонується комплексний підхід до оцінки ризиків, пов'язаних із розвитком небезпечних гідролого-гідрогеологічних процесів, який базується на використанні даних супутникових спостережень. Наводиться теоретичне обґрунтування взаємозв'язку між впливами, викликаними водними стресами на рослинність та змінами спектрального відбиття, викликаними змінами концентрації рослинних пігментів. Запропоновано кількісний підхід до оцінки ймовірності наявності стресу, викликаного дією небезпечних гідролого-гідрогеологічних процесів за даними супутникових спостережень, а також до оцінки комплексного ризику, пов'язаного із гідролого-гідрогеологічною небезпекою.

ВСТУП

Кількість та інтенсивність надзвичайних ситуацій у світі зростає протягом останніх десятиліть [22], у тому числі зважаючи на наявні зміни клімату і довкілля [11]. В цьому контексті задача оцінки ризиків, пов'язаних з ескалацією небезпечних природних і антропогенних процесів, набуває особливої актуальності. Як показує світовий досвід [35], використання новітніх засобів моніторингу, зокрема супутникових спостережень, зможе забезпечити необхідний прогрес у галузі визначення відповідних ризиків. Так, Європейська програма з глобального моніторингу навколишнього середовища і безпеки GMES (Global Monitoring for Environment and Security) передбачає на період 2012—2014 рр. значну увагу приділити саме питанням прогнозування ризиків надзвичайних ситуацій та аналізу небезпек [32]. Протягом останніх років розроблено кілька прикладних підходів [5, 17, 18], що дозволяють отримати кількісні оцінки ризиків, пов'язаних з небезпечними природними явищами. Як правило, вони оперують термінами екологічних і соціально-екологічних ризиків, оцінками вразли-

вості екосистем до зовнішніх навантажень [29, 30]. При цьому слід зазначити, що моделі екосистем характеризуються великими невизначеностями і високою чутливістю щодо вхідних даних [34], тому застосування засобів моніторингу має базуватися на ґрунтовній методологічній основі. Метою роботи є створення теоретико-методичних основ комплексного підходу до оцінки регіональних ризиків, пов'язаних із розвитком небезпечних гідролого-гідрогеологічних процесів, який базується на використанні даних супутникових спостережень.

МОДЕЛЬ ВОДНОГО БАЛАНСУ

В рамках розгляду питання оцінки параметрів гідрологічної та гідрогеологічної небезпеки розглянемо задачу про формування водного режиму території. Модель водозбірної басейну зі змінною областю живлення може бути представлена у загальному вигляді як [2]

$$q(t) = \left[A_1 k \frac{dH}{dx} \right] + [A_2(t) \cdot P_a(t)] + [A_3 P(t)], \quad (1)$$

де $A_1(t)$ — площа області повного насичення у межах басейну; A_2 — площа горизонтальної проекції області повного насичення у межах басейну; A_3 — непроникна для води площа; $P_a(t)$ — інтенсивність опадів (в тому числі сніготанення);

k — коефіцієнт фільтрації при повному насиченні; H — гідравлічний напір.

Процеси переносу вологи описуються моделями стоку, які можуть бути представлені таким чином. Для опису поверхневого дощового стоку одиничної ширини малого нахилу при відсутності на схилі зон підпору в умовах мінімального впливу інерційних сил можна використати рівняння кінематичної хвилі:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = P - F, \quad (2)$$

$$q = \alpha h^\beta, \quad (3)$$

$$h(0, t) = h(x, 0) = 0, \quad (4)$$

де x — просторова координата, t — час, h — глибина поверхневого потоку, q — витрати води, P — інтенсивність опадів, F — інтенсивність фільтрації, α та β — емпіричні параметри, які залежать від режиму стікання. Для ламінарного потоку $\alpha = 8gi/k\gamma$, $\beta = 3$, а для турбулентного $\alpha = i^{0.5}/n$ та $\beta = 5/3$.

Розглянемо також модель підповерхневого стоку по відносній водотривкій поверхні:

$$n \frac{\partial h_g}{\partial t} + \frac{\partial q_g}{\partial x} = f, \quad (5)$$

$$q_g = k_f h_g \left(i_g - \frac{\partial h_g}{\partial x} \right), \quad (6)$$

$$q_g(0, t) = 0, h_g(D_s, t) = h_r, h_g(x, 0) = h_g^0(x), \quad (7)$$

де n — пористість ґрунту, h_g — відстань між поверхнею депресії ґрунтових вод та поверхнею стоку (потужність підповерхневого стоку), q_g — витрати підповерхневого стоку, i_g — нахил стоку, k_f — коефіцієнт горизонтальної фільтрації, D_s — довжина схилу, h_r — рівень води в річці, h_g^0 — початкова потужність підповерхневого стоку. Якщо градієнт h_g є малим, це рівняння фактично перетворюється в лінійний варіант рівняння кінематичної хвилі з $q_g = k_f i_g h_g/m$.

Моделі стоку свідчать, що динаміка процесів підтоплення та заболочування може бути описана змінами вмісту вологи в зоні накопичення s_1 та зоні розвантаження s_2 , відповідно до [33] за допомогою системи рівнянь:

$$ds_1 = A(s_1, s_2)dt + B(s_1, s_2)dW_t, \quad (8)$$

$$ds_2 = C(s_1, s_2)dt + D(s_1, s_2)dW_t. \quad (9)$$

Тут dW_t — інкремент процесу Вінера для опису флуктуацій евапотранспірації та опадів у довгостроковій перспективі (він описує флуктуації параметра $\alpha = LE_p/2wu$, де L — загальний розмір досліджуваної території, E_p — евапотранспірація, w — середній обсяг атмосферної вологи, u — середня швидкість вітру. Він має такі статистичні властивості: $\langle dW_t \rangle = 0$, $\langle dW_t dW_t \rangle = 1$ при $t = t'$ та $dW_t = 0$ у всіх інших випадках). Функції $A(s_1)$, $B(s_1)$, $C(s_1)$ і $D(s_1)$ можуть бути задані як [33]

$$A(s_1, s_2) = \frac{P_a}{nz_r} \{1 + \langle \alpha \rangle [(1 - f_g)s_1^c + f_g s_2^c]\} (1 - \epsilon s_1^r) - \frac{E_p s_1^c - k_s s_1^b}{nz_r}, \quad (10)$$

$$B(s_1, s_2) = \frac{P_a}{nz_r} [(1 - f_g)s_1^c + f_g s_2^c] (1 - \epsilon s_1^r) \sigma, \quad (11)$$

$$C(s_1, s_2) = \frac{P_a}{nz_r} \{1 + \langle \alpha \rangle [(1 - f_g)s_1^c + f_g s_2^c]\} (1 - \epsilon s_2^r) - \frac{E_p s_2^c - Q_2(t)}{nz_r}, \quad (12)$$

$$D(s_1, s_2) = \frac{P_a}{nz_r} [(1 - f_g)s_1^c + f_g s_2^c] (1 - \epsilon s_2^r) \sigma. \quad (13)$$

Тут P_a — атмосферні опади, f_g — доля площі території, зайнята зоною розвантаження; ϵ , r , c — емпіричні параметри; n — пористість; z_r — товщина активного кореневого шару; потоки підземних вод Q_i описуються як [14]:

$$Q_1(s_1) = k_s s_1^b, \quad (14)$$

$$Q_2(t) = \left(\frac{1 - f_g}{f_g} \right) \frac{k_s}{J} \int_{-\infty}^t s_1^b(t - \tau) e^{-\tau/J} d\tau, \quad (15)$$

де k_s — проникненість за умов повного насичення, t , τ — час, b — емпіричний параметр, J — середня затримка ґрунтових вод, що відповідно до [27] описується як $J = S_y l^2 / \pi^2 T$, де S_y — дебіт водонасиченої зони, T — середня проникненість зони, l — середня відстань між зонами розвантаження води (щільність дренажування). Параметри J та f_g описують гідрогеологічні (властивості водоносного горизонту) та геоморфологічні (розташування та розміри зон розвантаження води) особливості поверхні.

Для розрахунків величини випаровування слід розглянути середньодобову евапотранспірацію у точці, що перебуває вище рослинного покриття, тобто з поверхні евапотранспірації, для чого можна використати комбіноване рівняння Монтейта у формі [8]:

$$E_p = \left\{ \frac{[f(A)+1][R_n - G]\Delta}{[\sigma f(A)+1]C_p \rho} + [f(A)+1] \frac{\rho_2^* - \rho_2}{r_a} \right\} \times \left\{ \frac{r_a + r_x}{r_a} + \frac{[f(A)+1]L_v \Delta}{[\sigma f(A)+1]C_p \rho} \right\}^{-1}, \quad (16)$$

Δ — похідна тиску пари в умовах повного насичення, C_p — питома теплота повітря при постійному тиску, L_v — прихована теплота перетворення води у пару, σ — відношення площі конвекції к площі евапотранспірації, r_a — опір з боку атмосфери руху пари з поверхні рослинного покриття, R_n — кількість сонячного тепла, що потрапляє на поверхню евапотранспірації, G — кількість енергії, що виходить з рослинного покриття у ґрунт за певний час, r_x — опір з боку поверхні евапотранспірації виходу водяної пари; ρ — щільність повітря розрахована за середніх значень тиску і фактичної вологості, ρ_2^* — щільність пари в умовах повного насичення при відповідній середньодобовій температурі, ρ_2 — фактична щільність пари в атмосфері над рослинним покривом, $f(A)$ — ефективна площа рослинного покриття (площа, через яку здійснюється евапотранспірація) на одиницю загальної площі ділянки, що досліджується.

Узагальнюючи, зазначимо, що в умовах басейну (1)—(7) динаміка вологи може бути описана через її накопичення (8) та розвантаження (9) при відомих значеннях гідрологічних, гідрогеологічних, геоморфологічних показників та флуктуацій евапотранспірації і опадів (10)—(14), та стохастичному характері потоків (15), з урахуванням параметрів випаровування через рослинний покрив (16). Тобто, з метою контролю процесів підтоплення можна аналізувати часову поведінку рівнянь (10) і (12) з урахуванням (16). Таким чином, задачу контролю гідрологічних та гідрогеологічних ризиків (зокрема підтоплення та заболочування) за допомогою дистанційних методів моніторингу можна звести до визна-

чення методики аналізу набору індикаторів стану поверхні, що відповідають змінним рівнянь (10)—(16) та забезпечують контроль змін показників реакції локальних екосистем на зміни водного балансу.

ВІДГУК ЕКОСИСТЕМ НА ЗОВНІШНІ НАВАНТАЖЕННЯ

Реакція екосистем на зміни водного режиму територій буде позначатися на стані рослинності, тобто пригніченні або активізації біохімічних процесів, що відобразиться на концентрації рослинних пігментів (хлорофілу, ксантофілу, каротиноїдів тощо), що у свою чергу позначиться на оптичних властивостях рослинного покриття [10, 37]. В оптичному діапазоні, що включає діапазон фотосинтетично активного випромінювання (400—800 нм) та ближній інфрачервоний діапазон, експериментальним шляхом було встановлено кілька важливих співвідношень, що пов'язують концентрацію пігментів та відбиття в окремих смугах спектру. Так, наприклад, за допомогою польового спектрометра SIRIS було досліджено спектри відбиття листя бука, дуба, клена та каштана та запропоновано відповідні співвідношення для концентрації пігментів [7, 28]:

$$C_{cla} = 16.72r_{665.2} + 9.16r_{652.4}, \quad (17)$$

$$C_{clb} = 34.09r_{652.4} + 15.28r_{665.2}, \quad (18)$$

$$C_{x+c} = (1000r_{470} - 1.63C_{cla} - 104.96C_{clb})/221. \quad (19)$$

Тут r_λ — коефіцієнт відбиття у відповідній смузі спостереження, C_{cla} — концентрація хлорофілу a , C_{clb} — концентрація хлорофілу b , C_{x+c} — сумарна концентрація ксантофілів і β -каротину. Наведені рівняння описують співвідношення між коефіцієнтом відбиття та концентраціями пігментів з кореляцією, не гіршою, ніж 0.98 [7].

Дані спектрометричних досліджень, проведених в польових умовах та каліброваних за результатами лабораторних вимірювань [7, 13], дозволяють визначити більш загальні ніж (17)—(19) співвідношення для концентрацій пігментів та коефіцієнта відбиття. Комбінуючи наявні спектральні індекси [10, 37] та отримані залежності, можна запропонувати співвідношення:

$$C_{cla} = 9.41 \cdot \exp\left(4.59 \cdot \frac{r_{800} - r_{680}}{r_{800} + r_{680}}\right) = 7.87 \cdot \exp\left(4.57 \cdot \frac{r_{800} - (2r_{680} - r_{450})}{r_{800} + (2r_{680} - r_{450})}\right), \quad (20)$$

$$C_{clb} = 7.59 \cdot \exp\left(4.31 \cdot \frac{r_{800} - r_{680}}{r_{800} + r_{680}}\right) = 6.91 \cdot \exp\left(4.18 \cdot \frac{r_{800} - (2r_{680} - r_{450})}{r_{800} + (2r_{680} - r_{450})}\right), \quad (21)$$

$$C_{(x+c)} = C_{cla} \left[3.91 \cdot \ln\left(\frac{r_{800} - r_{445}}{r_{800} - r_{680}}\right) + 0.71 \right] = 17.36 \cdot \frac{r_{800}}{r_{450}} + 24.92. \quad (22)$$

Рівняння (20) і (21) фактично встановлюють залежність концентрації хлорофілу a і b від нормалізованого вегетаційного індексу $NDVI$ (Normalized Difference Vegetation Index), який згідно з роботою [24], може бути визначений з виразу

$$NDVI = \left(\frac{r_{800} - r_{680}}{r_{800} + r_{680}} \right) / g. \quad (23)$$

Цей індекс відображає розподіл та загальний стан рослинності по території досліджень. В умовах значного антропогенного навантаження (зокрема аерозольного забруднення атмосфери) потенційно ефективнішим виглядає використання приведеної форми цього індексу $ARVI$ (Atmospherically Resistant Vegetation Index) [26]:

$$ARVI = \frac{r_{800} - (2r_{680} - r_{450})}{r_{800} + (2r_{680} - r_{450})}. \quad (24)$$

Зв'язок концентрації хлорофілу a та b і цього індексу також визначається рівняннями (20)–(21).

Як окремі контрольні параметри для врахування впливу довгострокових ефектів, пов'язаних із ландшафтними змінами, можна запропонувати також інші індекси. Це зокрема індекс EVI (Enhanced Vegetation Index) [23]:

$$EVI = 2.5 \left(\frac{r_{800} - r_{680}}{r_{800} + 6r_{680} - 7.5r_{450} + 1} \right) / g, \quad (25)$$

який враховує не тільки горизонтальний розподіл, але і щільність біомаси. Особливо цікавим може бути зіставлення розподілів індексів $NDVI$

(або $ARVI$) та EVI , що дасть змогу визначити тенденції змін досліджуваних екосистем.

Крім того, з метою відокремлення впливів, не пов'язаних із негативними досліджуваними явищами, можна використати індекс PRI (Photochemical Reflectance Index) [20]:

$$PRI = \left(\frac{r_{531} - r_{570}}{r_{531} + r_{570}} \right) / g, \quad (26)$$

який дає змогу оцінювати фотосинтетичну активність рослинного покриву.

Рівняння (22) включає так звані «стресові» індекси, що застосовуються для визначення зон екстремального водного режиму (перезволоження або пересушення). Це індекс $SIPI$ (Structure Intensive Pigment Index) [31]:

$$SIPI = \left(\frac{r_{800} - r_{445}}{r_{800} - r_{680}} \right) / g \quad (27)$$

та індекс стресу рослинності PSI (Plant Stress Index) у формі [38], яка базується на лабораторно визначеному індексі $PSSR$ [31]:

$$PSI = \left(\frac{r_{800}}{r_{450}} \right) / g. \quad (28)$$

У рівняннях (25)–(28) g — «gain-factor» — калібрувальний напівемпіричний розрахунковий коефіцієнт, що залежить від властивостей спектротричної знімальної системи і розраховується окремо для кожного сенсора (так, для сенсорів TM і ETM супутника «Landsat» значення коефіцієнта g складає 200 для індексу $NDVI$, 600 для PRI , 500 для EVI , 50 для $SIPI$ та PSI і 100 для $NDWI$).

Як окремий контрольний параметр для врахування впливу інших стресових факторів можна використовувати індекс $NDNI$ (Normalized Difference Nitrogen Index) [19]:

$$NDNI = \frac{\lg(1/r_{1510}) - \lg(1/r_{1680})}{\lg(1/r_{1510}) + \lg(1/r_{1680})}. \quad (29)$$

Таким чином, рівняння (20)–(22) можна переписати у формі

$$C_{cla} = 9.41 \cdot \exp(4.59 \cdot NDVI) = 7.87 \cdot \exp(4.57 \cdot ARVI), \quad (30)$$

$$C_{clb} = 7.59 \cdot \exp(4.31 \cdot NDVI) = 6.91 \cdot \exp(4.18 \cdot ARVI), \quad (31)$$

$$C_{(x+c)} = C_{cla} (3.91 \cdot \ln(SIPI) + 0.71) = 17.36 \cdot PSI + 24.92. \quad (32)$$

Зазначимо, що згідно з даними [7] коефіцієнт кореляції для залежностей (30)—(32) складає 0.92, 0.87 та 0.78 відповідно.

Тоді загальне рівняння, яке пов'язує концентрацію хлорофілу певного типу (j) та спектральні індекси SRI (Spectral Reflectance Index), згідно з даними польових та лабораторних спектрометричних досліджень [7, 10, 13, 31, 37] може бути запропоноване у простій формі:

$$C_{cl(j)} = \eta \cdot e^{\mu \cdot SRI}. \quad (33)$$

Тут коефіцієнти η та μ є емпіричними і залежать від типу пігмента та конкретного виду спектрального індексу.

У таблиці наведено значення коефіцієнтів η і μ , розраховані за даними [7, 10, 13, 31, 37]. Крім того, цілком очевидно є доцільність використання «водних» індексів, зокрема індексу $NDWI$ (Normalized Difference Water Index), що відповідає за вміст води в рослинному покриві [21]:

$$NDWI = \left(\frac{r_{857} - r_{1241}}{r_{857} + r_{1241}} \right) / g, \quad (34)$$

та індексу MSI (Moisture Stress Index) як контрольованого параметра для відокремлення впливу водного стресу на рослинність [9]:

$$MSI = \frac{r_{1599}}{r_{819}}. \quad (35)$$

Наведені вирази обґрунтовують взаємозв'язок між впливами, викликаними стресами (водними, а також взаємопов'язаними температурними) на рослинність та змінами спектрального відбиття, внаслідок змін концентрації рослинних пігментів.

Значення коефіцієнтів рівняння (33) в залежності від спектральних індексів

Пігмент	Індекс	η	μ
Chlorophyll <i>a</i>	<i>NDVI</i>	9.41	4.59
	<i>ARVI</i>	7.87	4.57
	<i>EVI</i>	7.92	4.58
Chlorophyll <i>b</i>	<i>NDVI</i>	7.59	4.31
	<i>ARVI</i>	6.91	4.18
	<i>EVI</i>	7.12	4.27

ВИЗНАЧЕННЯ РИЗИКІВ ЗА ДАНИМИ СУПУТНИКОВИХ СПОСТЕРЕЖЕНЬ

Визначимо взаємозв'язок між змінами спектральних характеристик відбиття поверхні та стресом, викликаним дією зовнішніх факторів (Q_{stress}). Для опису спектрального відбиття окремого типу поверхні N (де N — клас відповідно до попередньо проведеної класифікації земних покривів) введемо інтегрований індикатор — індекс спектрального відбиття SRI , який буде представлено комбінацією спектральних характеристик в окремих смугах спектру r_{λ} . В загальному випадку він матиме вигляд $SRI_{\tau} = f(r_{\lambda})_{\tau}$, де τ — момент зйомки. В нашому випадку це може бути будь-який з індексів (23)—(25), (27), (28) та (34), а також контрольні параметри (26), (29) і (35).

В залежності від контрольованого параметра будь-який із спектральних індексів може бути використаний як інтегрований індикатор. Враховуючи можливість отримання багаторазових довгострокових зйомок, можна ввести індекс, що відображатиме зміни досліджуваних спектральних показників за період спостережень — нормований індекс. Нормований індекс спектрального відбиття можна запропонувати у формі

$$SRI_{\tau}^* = \frac{\max\{SRI_{\tau}\} - SRI_{\tau}}{\max\{SRI_{\tau}\} - \min\{SRI_{\tau}\}}. \quad (36)$$

Тоді інформативною ознакою можна вважати різницю $\Delta SRI^* = SRI^* - SRI_{\tau}^*$ — між середнім по періоду спостережень значенням та значенням, зафіксованим на момент зйомки τ . Слід зазначити, що досліджувані зміни спектральних характеристик мають бути окремо оцінені для окремих класів земної поверхні, тобто подальші оцінки мають базуватися на класифікації земних покривів.

Зважаючи на стохастичний характер даних спостережень та виходячи з сукупності спектральних характеристик досліджуваних класів земної поверхні, рівняння, що визначає ймовірність стресу, відповідно до правила Байєса [6] можна запропонувати у вигляді:

$$P(\Delta SRI^*(x, y) | Q_{stress}) = \frac{P_S(x, y) \cdot \prod_N P_N(\Delta SRI^* | Q_{stress})}{\int_{x, y} P_N(\Delta SRI^* | Q) dP_S(x, y)} = \frac{P_S(x, y) \cdot P_N(\Delta SRI^* | Q_{stress})}{P_N(\Delta SRI^* | Q_{stress}) P_S(x, y) + P_N(\Delta SRI^* | Q_0) P_0(x, y)}. \quad (37)$$

Тут індекс Q_{stress} стосується ділянок, що перебувають під впливом стресових факторів, а індексом Q_0 позначено клас пікселів, у яких дії таких факторів достовірно немає. Ймовірність $P_s(x, y)$ визначається із розподілу даних спостережень, тобто напівемпірично. Співвідношення ймовірностей $P_s(x, y)$ та $P_0(x, y)$ визначається як $\lim_{x, y, \tau} (P_s(x, y)_\tau + P_0(x, y)_\tau) = 1$, тобто на достатньо великих періодах спостережень можна вважати, що $P_s(x, y) = 1 - P_0(x, y)$.

Для визначення ймовірності $P_s(x, y)$ можна скористатися правилом, що базується на використанні вагової функції Гауса. Якщо піксел на знімку не стосується місця, в якому спостерігається дія стресових факторів (наприклад, підтоплення) і не може бути однозначно віднесений до класів поверхні, в яких стресу немає, ймовірність невизначеної наявності стресу у місці, що відповідає положенню цього пікселя на поверхні, є функцією геометричної відстані від найближчого місця, яке знаходиться під зареєстрованою дією стресу:

$$P_s(x, y) = P_{\min} + (P_{\max} - P_{\min}) \exp(d_s^2 / 2\sigma_p^2). \quad (38)$$

Тут $P_s(x, y)$ — ймовірність наявності стресу або його виникнення у масштабах часу періоду спостережень, $P_{\max}$ — максимально можлива ймовірність поточної наявності стресу у досліджуваному місці (незареєстрованого під час інтерпретації), яка залежить від типу сенсора, фізико-географічних особливостей регіону та типу поверхні (виходячи із загальних міркувань [3, 6], $P_{\max}$ для сенсорів ТМ і ЕТМ супутників «Landsat» можна оцінити на рівні 0.25–0.3), $P_{\min}$ — мінімальна ймовірність, що залежить від типу сенсора, фізико-географічних особливостей регіону та типу поверхні (згідно з [3, 6] $P_{\min}$ можна прийняти близьким до 0.01), $d_s(x, y)$ — відстань від найближчого місця, яке знаходиться під зареєстрованою дією стресу, σ_p — емпіричний показник, що має визначатися на основі полігонних досліджень, виходячи з особливостей рослинного покриття території досліджень та типу сенсора (для сенсорів ТМ і ЕТМ супутників «Landsat» у регіоні досліджень $\sigma_p \approx 1.1$ – 1.5 км [12]). Для регіону досліджень і сенсорів ТМ та ЕТМ супутників «Landsat» показник $P_s(x, y)$ може бути приблизно

визначений за допомогою простої формули

$$P_s(x, y) = 0.01 + 0.26 \exp(d_s^2 / 1.69).$$

Таким чином, задачу визначення ділянок у межах класів N з координатами x, y під дією стресу, викликаного впливом факторів Q_{stress} , можна звести до задачі класифікації знімків у межах обраних періодів, спектральних смуг r_λ , типів сенсорів та регіону досліджень.

Із запропонованих рівнянь випливає можливість оцінки комплексного ризику. Така оцінка є складною задачею, оскільки вимагає врахування довгострокових тенденцій змін та недостатньо вивчених взаємозв'язків компонентів екосистеми [15]. У загальному випадку для визначення такого роду ризиків можна запропонувати рівняння у вигляді [16]:

$$R(t) = f_A(R^L(t), R_0(t)) \iiint_{xy} p(v) f(x, y, v) dt dx dy. \quad (39)$$

У цьому рівнянні $f_A(R^L(t), R_0(t))$ — апроксимаційна функція впливу, яка описує відносну взаємодію короткочасових та довготривалих факторів впливу на формування комплексної гідролого-гідрогеологічної небезпеки (яка може бути представлена, в залежності від моделі, у будь-якому вигляді, навіть як лінійна суперпозиція відповідних ймовірностей); $p(v)$ — ймовірність негативного впливу при настанні визначених умов; v — ефективна швидкість розвитку небезпечного процесу (що описується рівняннями (5)–(7)); $R_0(t)$ — загальна (середня) ймовірність події (яка в загальному випадку є функцією ймовірнісного розподілу впливів $f^a(\psi, I)$ у межах ділянки $\psi(x, y)$, функції збитку — параметричного опису негативного впливу $f_v(I)$; та функції ризику H , яка визначається із статистики надзвичайних ситуацій в регіоні [36]), яка може бути розрахована за даними ДЗЗ за допомогою рівнянь (36)–(38); $R^L(t)$ — ризик настання події, пов'язаний з ескалацією довгострокових змін середовища (що залежить від розрахованих, відповідно до прогнозних моделей [4, 11, 25], факторів впливу Q_j з множини $j \in \mathfrak{J}$, що пов'язані з довгостроковими кліматичними та екологічними змінами, а також від розрахованих за відповідними сценарними моделями, зокрема за рівняннями (8)–(9), (16) розподілів частоти та інтенсивності довго-

строкових впливів $F(Q_j)$; $f(x, y, v)$ — функція поширення небезпечного процесу, яка описується в нашому випадку через розподіл гідрогеологічних (властивості водоносного горизонту) та геоморфологічних (розташування та розміри зон розвантаження води) особливостей поверхні за допомогою рівнянь (10)—(15). Зазначимо, що функцію поширення $f(x, y, v)$ також можна отримати шляхом класифікації супутникових знімків, каліброваних та верифікованих за даними наземних полігонних вимірювань [1].

ВИСНОВКИ

В рамках запропонованої гідрологічної моделі розглянуто процеси поверхневого і підповерхневого стоку, процеси накопичення та стоку води у залежності від локальних умов території та варіабельності метеорологічних показників. Наведено теоретичне обґрунтування взаємозв'язку між впливами, викликаними водними (а також взаємопов'язаними температурними) стресами на рослинність та змінами спектрального відбиття, які спричинені змінами концентрації рослинних пігментів. Проведений аналіз підтвердив обґрунтованість застосування певного набору спектральних індексів оптичного діапазону для визначення зон впливу на екосистему стресів, пов'язаних із варіаціями водного режиму, і в тому числі з розвитком небезпечних гідрологічних і гідрогеологічних процесів (підтоплення, заболочування, пересушення тощо). До цього набору віднесено вегетаційні пігментні індекси $NDVI$ та EVI як такі, що найбільш точно серед існуючих відображають співвідношення між вмістом пігментів та відбиттям [7]. При цьому зазначимо, що в умовах наявності значного антропогенного навантаження (зокрема аерозольного забруднення атмосфери) ефективнішим буде використання індексу $ARVI$ [26] замість $NDVI$. Як контрольний параметр запропоновано індекс PRI , який дає змогу оцінювати фотосинтетичну активність, і, таким чином, відокремлювати впливи, не пов'язані із негативними досліджуваними явищами. Для визначення зон екстремального водного режиму (перезволоження або пересушення) запропоновано використовувати індекс SPI [31] та індекс стресу

рослинності PSI [38]. Як окремий контрольний параметр для урахування впливу інших стресових факторів запропоновано індекс $NDNI$ [19]. Для оцінки параметрів балансу вологи зокрема вмісту вологи у рослинному покриві, запропоновано індекс $NDWI$ [21], а також індекс MSI як контрольний параметр для відокремлення впливу водного стресу на рослинність [9]. Аналіз наведених індикаторів має провадитися окремо для кожного окремого типу території досліджень, відповідно до попередньої класифікації за типами рослинності та особливостями водного режиму.

Це дозволило запропонувати кількісний підхід до оцінки ймовірності наявності стресу, викликаного дією небезпечних гідролого-гідрогеологічних процесів за даними супутникових спостережень. Із запропонованих рівнянь випливає можливість оцінки комплексного ризику, пов'язаного із гідролого-гідрогеологічною небезпекою.

Таким чином, запропоновано загальний комплексний підхід до оцінки ризиків, пов'язаних із розвитком небезпечних гідролого-гідрогеологічних процесів, який базується на використанні даних супутникових спостережень.

1. Костюченко Ю. В. Завіркові дані для вирішення задач прогнозування паводкової небезпеки // Багатоспектральні методи дистанційного зондування Землі в задачах природокористування / За ред. В. І. Лялька, М. І. Попова. — Київ: Наук. думка, 2006. — С. 282—284.
2. Костюченко Ю. В., Ющенко М. В., Білоус Ю. Г. Моделювання базових тенденцій формування та розвитку надзвичайних ситуацій гідрологічного характеру // Багатоспектральні методи дистанційного зондування Землі в задачах природокористування / За ред. В. І. Лялька, М. І. Попова. — Київ: Наук. думка, 2006. — С. 120—143.
3. *Енциклопедія кибернетики* / Под ред. В. М. Глушкова. — Київ: Гл. ред. Укр. сов. енцикл., 1974. — Т. 2. — 620 с.
4. Anthes R. A., Hsie E. Y., Kuo Y. H. Description of the Penn State/NCAR Mesoscale Model Version 4 (MM4) // NCAR Techn. Note, Natl Cent. For Atmos. Res. — Boulder, Colo. — 1987. — NCAR/TN-282+STR. — 70 p.
5. Bartell S. M., Gardner R. H., O'Neill R. V. Ecological risk estimation. — Boca Raton: FL: Lewis Publishers, 1992.
6. Bernardo J. M., Smith A. F. M. Bayesian Theory. — Chichester, UK: Wiley, 1994.

7. Blackburn G. A. Spectral indices for estimation photosynthetic pigment concentrations: a test using senescent tree leaves // *Int. J. Remote Sens.* — 1998. — **4**. — P. 657—675
8. Budyko M. I. *Climate and Life*. — New York: Elsevier, 1974. — 508 p.
9. Ceccato P., Flasse S., Tarantola S., et al. Detecting vegetation leaf water content using reflectance in the optical domain // *Remote Sens. Environ.* — 2001. — **77**. — P. 22—33.
10. Choudhury B. J. Estimating gross photosynthesis using satellite and ancillary data: Approach and preliminary results // *Remote Sens. Environ.* — 2001. — **75**. — P. 1—21.
11. *Climate Change 2001. The scientific basis* // Report of the intergovernmental panel on climate change. — Cambridge: Univ. Press, 2001. — 83 p.
12. de Finetti B. *Theory of Probability*. — New York: J. Wiley & Sons, 1990. — Vol. 2. — 392 p.
13. Dobrowski S. Z., Pushnic J. C., Zarco-Tejada P. J., Ustin S. L. Simple reflectance indices track heat and water stress-induced changes in steady-state chlorophyll fluorescence at the canopy scale // *Remote Sens. Environ.* — 2005. — **97**. — P. 403—414. — doi:10.1016/j.rse.2005.05.006.
14. Entekhabi D., Rodriguez-Iturbe I., Bras R. Variability in largescale water balance with land surface-atmosphere interaction // *J. Clim.* — 1992. — **5**. — P. 798—813.
15. Ermoliev Yu., von Winterfeldt D. Risk, security and robust solutions // *IIASA Interim Report*. — 2010. — IR-10-013. — 41 p.
16. Ermoliev Y. Stochastic quasigradient methods: Applications // *Encyclopedia of Optimization* / Eds C. Floudas, P. Pardalos. — New York: Springer Verlag, 2009. — P. 3801—3807.
17. Ermoliev Y., Hordijk L. Global changes: facets of robust decisions // *Coping with uncertainty, modeling and policy issues* / Eds K. Marti, Y. Ermoliev, M. Makowski, G. Pflug. — Berlin: Springer-Verlag, 2006. — P. 4—28.
18. Fisher S. G., Woodmansee R. Issue paper on ecological recovery // *Ecological risk assessment issue papers*. — Washington, DC: Risk Assessment Forum, U. S. Environmental Protection Agency, 1994. — **7**. — P. 1—54. — EPA/630/R-94/009.
19. Fourty T., Baret F., Jacquemoud S., et al. Leaf optical properties with explicit description of its biochemical composition: direct and inverse problems // *Remote Sens. Environ.* — 1996. — **56**. — P. 104—117.
20. Gamon J. A., Serrano L., Surfus J. S. The photochemical reflectance index: an optical indicator of photosynthetic radiation use efficiency across species, functional types and nutrient levels // *Oecologia*. — 1997. — **112**. — P. 492—501.
21. Gao B. C. Normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space // *Proc. SPIE*. — 1995. — **2480**. — P. 225—236.
22. Guha-Sapir D., Vos F., Below R., Ponserre S. Annual disaster statistical review 2010: the numbers and trends. — Brussels: Université catholique de Louvain — Centre for Research on the Epidemiology of Disasters, 2011. — 50 p.
23. Huete A. R., Liu H., Batchily K., van Leeuwen W. A comparison of vegetation indices over a global set of TM images for EOS-MODIS // *Remote Sens. Environ.* — 1997. — **59**. — P. 440—451.
24. Jackson R. D., Slater P. N., Pinter P. J. Discrimination of growth and water stress in wheat by various vegetation indices through clear and turbid atmospheres // *Remote Sens. Environ.* — 1983. — **15**. — P. 187—208.
25. Jones R. G., Murphy J. M., Noguer M. Simulation of climate change over Europe using nested regional climate model. I. Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries // *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* — 1996. — **77**. — P. 1413—1449.
26. Kaufman Y. J., Tanre D. Strategy for direct and indirect methods for correcting the aerosol effect on remote sensing: from AVHRR to EOS-MODIS // *Remote Sens. Environ.* — 1996. — **55**. — P. 65—79.
27. Krayenhoff van de Leur D. A. A study of non-steady groundwater flow with special reference to a reservoir coefficient // *Ingenieur*. — 1958. — **70**. — P. 87—94.
28. Lichtenthaler H. K. Chlorophylls and carotenoids: pigments of photosynthetic membranes // *Meth. Enzymol.* — 1987. — **148**. — P. 350—382.
29. O'Neill B., Ermoliev Y., Ermolieva T. Endogenous risks and learning in climate change decision analysis // *Coping with uncertainty: Modeling and policy issues* / Eds K. Marti, Y. Ermoliev, M. Makowski, G. Pflug. — Berlin, Heidelberg, New York: Springer Verlag, 2006.
30. O'Neill R. V., Gardner R. H., Barnhouse L. W., et al. Ecosystem risk analysis: a new methodology // *Environ. Toxicol. Chem.* — 1982. — **1**. — P. 167—177.
31. Penuelas J., Baret F., Filella I. Semi-empirical indices to assess carotenoids/chlorophyll a ratio from leaf spectral reactance // *Photosynthetica*. — 1995. — **31**. — P. 221—230.
32. *Regulation (EU) No 911/2010 of the European Parliament and the Council on the European Earth monitoring programme (GMES) and its initial operations (2011 to 2013)* // *Offic. J. Eur. Union*. — 20.10.2010. — P. L 276/1—L 276/10.
33. Rodriguez-Iturbe I., Entekhabi D., Bras R. L. Nonlinear dynamics of soil moisture at climate scales. 1. Stochastic analysis // *Water Resour. Res.* — 1991. — **27**. — P. 1899—1906.
34. Smith E. P., Shugart H. H. Issue paper on uncertainty in ecological risk assessment // *Ecological risk assessment issue papers*. — Washington, DC: Risk Assessment Forum, U. S. Environmental Protection Agency, 1994. — **8**. — P. 1—53. — EPA/630/R-94/009.

35. *The use of Earth observing satellites for hazard support: assessments & scenarios* // CEOS / NOAA. — 2001. — 218 p.
36. *Lyalko V. I., Kostyuchenko Y. V., Márton L., et al.* EO capabilities for analysis of climate related socio-ecological risks: bio-productivity, desertification, and natural disasters // *Proc. Advanced Research Workshop “Using Satellite and In Situ Data to Improve Sustainability”*, Kiev, June 9 — 12, 2009. — Kiev, 2009. — P. 56—58.
37. *Verma S. B., Sellers P. J., Walthall C. L., et al.* Photosynthesis and stomatal conductance related to reflectance on the canopy scale // *Remote Sens. Environ.* — 1993. — **44**. — P. 103—116.
38. *Kostyuchenko Yu. V., Kopachevsky I., Solovyov D., et al.* Way to reduce the uncertainties on ecological consequences assessment of technological disasters using satellite observations // *Proc. of the 4th International Workshop on Reliable Engineering Computing “Robust Design — Coping with Hazards, Risk and Uncertainty”*, March 3—5, 2010, Singapore. — Singapore: National University of Singapore, 2010. — P. 765—776.

Надійшла до редакції 06.09.11

Yu. V. Kostyuchenko, I. M. Kopachevskyi, M. V. Yushchenko
THEORETICAL AND METHODOLOGICAL
PRINCIPLES OF HYDROLOGICAL
AND HYDROGEOLOGICAL RISK ASSESSMENT
FROM REMOTE SENSING DATA

We propose an integrated approach to risk assessment of dangerous hydrological and hydrogeological processes which is based on satellite data observations. A theoretical justification of the relationship between the vegetation water stress impacts and variations of spectral reflectance caused by changes in plant pigments concentration is given. We present our quantitative approach to estimating the probability of emergency connected with dangerous hydrological and hydrogeological processes using satellite data as well as to integrated risk assessment associated with the hydrological and hydrogeological hazard.

УДК 528.88:(528.837:629.783):556](477)

Ю. В. Костюченко¹, І. М. Копачевський¹, Д. М. Соловійов², М. В. Ющенко¹, П. О. Акименко³

¹ Державна установа «Науковий центр аерокосмічних досліджень Землі

Інституту геологічних наук Національної академії наук України», Київ

² Морський гідрофізичний інститут Національної академії наук України, Севастополь

³ Аерокосмічне товариство України, Київ

ВИКОРИСТАННЯ ДАНИХ СУПУТНИКОВИХ СПОСТЕРЕЖЕНЬ ДЛЯ ОЦІНКИ РЕГІОНАЛЬНИХ ГІДРОЛОГО-ГІДРОГЕОЛОГІЧНИХ РИЗИКІВ

Розглядається задача побудови методики використання дистанційних методів для оцінки гідролого-гідрогеологічних ризиків. Запропоновано модель поширення небезпечних процесів, на основі якої побудовано методику дешифрування супутникових знімків та аналізу отриманих спектральних індикаторів. Проаналізовано регіональні розподіли кліматичних показників по періоду спостережень, визначено ключові фактори впливу. Визначено зміни спектральних індексів, які можуть бути використані як інформаційна ознака при оцінках ризиків ескалації небезпечних процесів. Для визначення ймовірності прояву стресу за сукупністю спектральних характеристик запропоновано рівняння, визначено параметри ключових змінних. Запропоновано метод оцінки комплексного ризику, пов'язаного із гідролого-гідрогеологічною небезпекою.

ВСТУП

На сьогодні використання засобів супутникового спостереження для вирішення різноманітних прикладних задач (кадастр та управління землекористуванням, побудова та оновлення картографічних матеріалів, контроль стану лісів та оцінка наслідків лісових пожеж, оцінка стану сільськогосподарських культур і прогнозування врожайності, геологічні дослідження та розвідка корисних копалин тощо) набуло значного поширення. З огляду на зростання кількості надзвичайних ситуацій природного та техногенного характеру у світі [9] постає необхідність у прогнозуванні небезпечних процесів та явищ з метою планування превентивних заходів та мінімізації наслідків.

Наша країна не є винятком із світових тенденцій: наявні небезпеки потребують аналізу як на державному, так і на регіональному рівнях. Поширення небезпечних гідролого-гідрогеологічних процесів, таких як підтоплення та за-

болочування, у межах верхньої частини басейну р. Прип'яті, басейнів рр. Західний Буг, Стир та Стохід є серйозною проблемою для західного регіону. На даній території ескалація небезпечних гідролого-гідрогеологічних процесів загрожує екологічній ситуації, сільськогосподарській, транспортній та промисловій інфраструктурі. Вона загрожує функціонуванню Рівненської атомної електростанції, охоплює значну кількість слабо захищеного населення. Задачею даної роботи є демонстрація можливості побудови конкретної методики використання дистанційних методів для оцінки гідрологічних та гідрогеологічних ризиків та її застосування як на регіональному, так і на локальному рівнях.

ПОПЕРЕДНІЙ АНАЛІЗ СУПУТНИКОВОЇ ІНФОРМАЦІЇ

Динаміка небезпечних гідрологічних та гідрогеологічних процесів була докладно описана системою рівнянь (8) — (16) у нашій роботі [2]. Задача контролю досліджуваних ризиків за допомогою методів ДЗЗ може бути зведеною до аналізу набору індикаторів стану поверхні, що відповіда-

© Ю. В. КОСТЮЧЕНКО, І. М. КОПАЧЕВСЬКИЙ,
Д. М. СОЛОВІЙОВ, М. В. ЮЩЕНКО, П. О. АКІМЕНКО, 2011

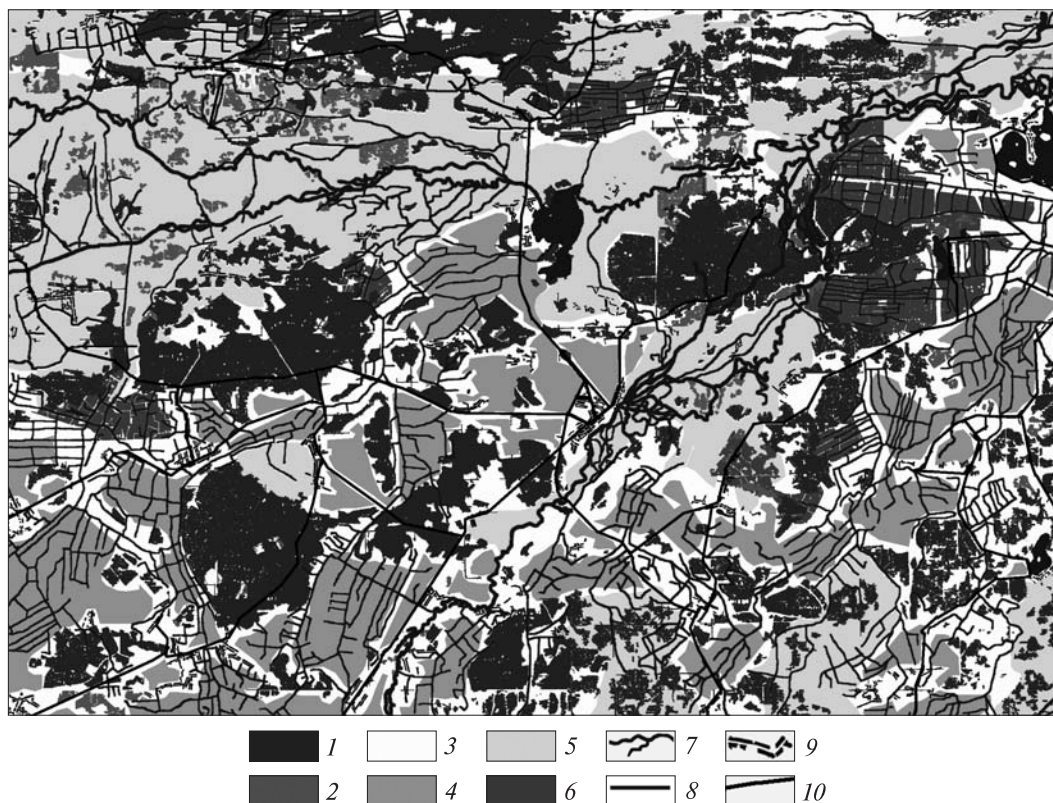


Рис. 1. Результати проблемно-орієнтованої класифікації земних покривів досліджуваної території. Умовні позначення: 1 — лісова рослинність (середній розподіл у 2003—2009 рр.), 2 — низькоросла рослинність, чагарники (середній розподіл у 2003—2009 рр.), 3 — природні луки, пасовища (середній розподіл для періоду березень—липень 1999—2009 рр.), 4 — сільськогосподарські угіддя (середній розподіл для періоду травень — липень 2007—2009 рр.), 5 — водно-болотяна рослинність, перезволожені ділянки поверхні (середній розподіл для періоду березень—липень 1999—2009 рр.), 6 — торфовища (середній розподіл для періоду березень—липень 1999—2009 рр.), 7 — природні водні об'єкти (річкові русла, притоки, стариці тощо) станом на травень 2009 р., 8 — штучні водогосподарські канали станом на травень 2009 р., 9 — забудовані території станом на квітень 2009 р., 10 — дороги, мости (за даними зйомок 2003, 2007 та 2009 рр.)

ють змінним цієї системи рівнянь, і таким чином забезпечують контроль показників реакції локальних екосистем на зміни водного балансу по визначених типах земних покривів, відповідно до попередньо проведеної проблемно-орієнтованої класифікації.

Як видно із рівнянь (15) і (16), наведених у роботі [2], ключовими показниками є площа і щільність рослинного покриву, розподіл гідрографічної мережі, а змінними, що підлягають контролю, є вміст вологи, ефективність фотохімічних процесів і температура. Тоді класифікація має проводитися за двома основними напрямками:

водні об'єкти і рослинний покрив. Рослинний покрив за параметрами, що безпосередньо впливають на баланс вологи, може бути поділений на ліси, чагарники, трав'янисту рослинність (природні луки та сільгоспугіддя), водно-болотяні угіддя, і торф'яні болота із трав'янистою рослинністю. Водні об'єкти поділяються на озера, річкові русла, стариці, річкові притоки (природні), водогосподарські канали (штучні), водосховища (штучні). Крім того, з точки зору оцінки ризиків, тобто оцінки можливих збитків, важливим є визначення елементів інфраструктури, тобто будівель, доріг, мостів, дамб тощо.

Для проведення проблемно-орієнтованої класифікації та подальшого аналізу спектральних характеристик земних покривів було використано матеріали космічних зйомок супутників «Landsat-2» (Геологічна служба США, сенсор MSS, зйомки від 11.06.1975 р., 19.03.1976 р., 12.05.1976 р., 24.06.1976 р.); «Landsat-5» (сенсор TM, зйомки від 04.05.1986 р., 07.07.1986 р., 22.07.2003 р., 28.04.2007 р., 14.05.2007 р., 15.06.2007 р.); «Landsat-7» (сенсор ETM, зйомки від 19.07.1999 р., 28.02.2000 р., 02.05.2000 р., 24.03.2003 р., 27.05.2003 р., 22.05.2007 р., 09.07.2007 р., 17.07.2007 р., 09.04.2009 р., 25.04.2009 р., 27.05.2009 р., 28.06.2009 р., 14.07.2009 р.) Як додаткові матеріали використовувались дані супутника «EOS Terra» (NOAA, сенсор MODIS, зйомки від 03.06.2000 р., 19.08.2004 р., 04.05.2007 р., 22.05.2007 р., 04.05.2009 р., 22.08.2009 р.), окремі сцени зйомки супутників «Ikonos» (07.10.2006 р.), зйомки «QuickBird» (19.10.2003 р., 24.03.2005 р., 30.03.2007 р., 24.04.2008 р.), супутника «GeoEye1» (01.04.2009 р. та 28.07.2009 р.). При аналізі супутникових даних було використано картографічні матеріали актуалізації 1972 та 1986 рр., а також матеріали наземних польових досліджень ЦАКДЗ 2007—2010 рр. по досліджуваній території.

На рис. 1 приведено результати проблемно-орієнтованої класифікації земних покривів досліджуваної території.

Подальший аналіз даних провадився за окремими спектральними характеристиками визначених типів земних покривів з урахуванням наявних тенденцій змін регіональних (зокрема кліматичних) показників.

АНАЛІЗ ДАНИХ МЕТЕОРОЛОГІЧНИХ СПОСТЕРЕЖЕНЬ

Для оцінки параметрів водного балансу територій за дистанційними індикаторами було проаналізовано регіональні розподіли кліматичних показників по періоду спостережень. Дослідження було спрямоване на побудову статистично достовірних розподілів спостережуваних параметрів за багаторічними даними, отримання статистичних описів побудованих розподілів, визначення основних багаторічних

тенденцій змін досліджуваних показників за період, що відповідає даним супутникових зйомок, отримання висновків щодо найбільш важливих трендів кліматичних змінних у межах визначених періодів. Основною задачею було визначення ключових факторів, що впливають на формування гідролого-гідрогеологічної безпеки, а також впливів на екосистеми (що входять до рівнянь (10)—(13) і (16) з роботи [3]), пов'язаних зі змінами кліматичних показників.

Для аналізу було використано дані метеорологічних спостережень метеостанцій (див. таблицю), розташованих у досліджуваному регіоні [www.ncdc.noaa.gov].

Загалом було проаналізовано 137948 записів метеорологічних спостережень на визначених станціях. З них 75717 відповідають періоду дослідження. До кінцевого аналізу було включено 6448 записів, що відповідають визначеним періодам і мають необхідну якість. Приклади отриманих розподілів наведено на рис. 2, 3.

Як свідчать результати аналізу метеорологічних спостережень (рис. 2, 3), середня температура повітря T_m липня в регіоні за період 1985—2010 рр. впала на 1.55 °C (з 21.75 до 20.2 °C), а середньорічна температура повітря T_m^{an} у регіоні зросла на 1.25 °C (з 7.25 до 8.5 °C). Однак мінімальна зареєстрована температура повітря протягом липня T_{min} зросла на 1.75 °C (з 6.5 до 8.25 °C), а максимальна T_{max} зросла на 1.42 °C (з 30.78 до 32.2 °C). Такі зміни максимальних і міні-

Перелік метеорологічних станцій, використаних для аналізу регіональних розподілів кліматичних показників

Місце розташування	Ідентифікатор станції (USAF)	Координати		
		φ, град	λ, град	H, м
Володимир-Волинський	331770	50.833	24.317	194
Львів	333930	49.817	23.950	323
Рівне	333010	50.583	26.133	231
Сарни	330880	51.283	26.617	156
Седльце (Польща)	123850	52.250	22.250	155
Люблін (Польща)	124950	51.217	22.400	240
Брест (Білорусь)	330080	52.117	23.683	143
Пінськ (Білорусь)	330190	52.117	26.177	142

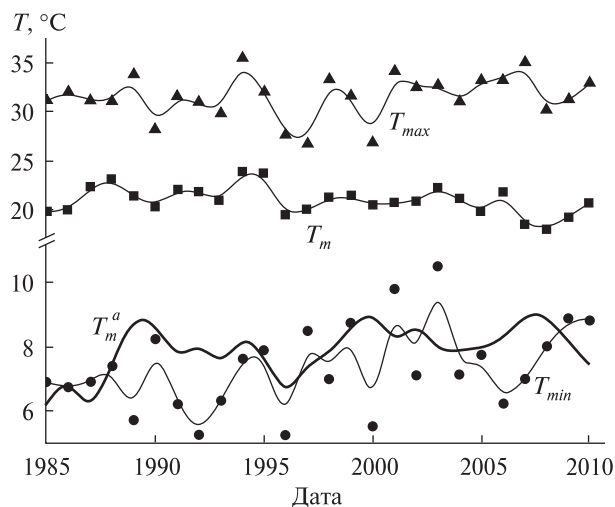


Рис. 2. Середньомісячні (липень) T_m , середньорічні T_m^a , максимальні $T_{\max}$ та мінімальні $T_{\min}$ зареєстровані у липні показники температури повітря для регіону досліджень у 1985—2010 рр.

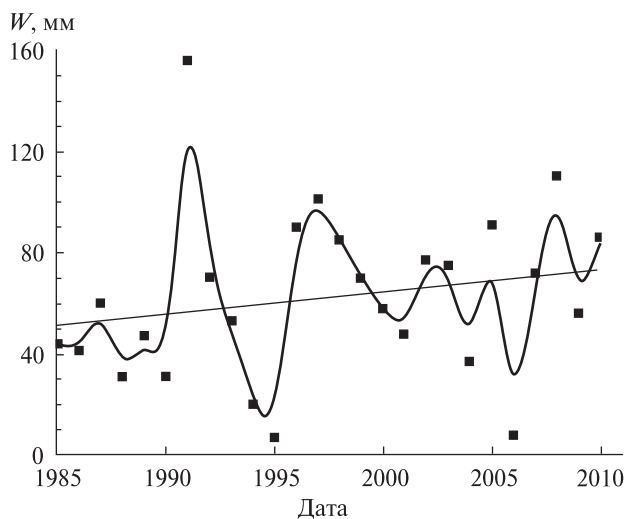


Рис. 3. Середньомісячна (липень) кількість W опадів по регіону досліджень на період 1985—2010 рр.

мальних показників відносно середніх свідчать, між іншим, про підвищення ризиків виникнення надзвичайних ситуацій природного, в першу чергу гідрологічного походження. Розподіл показників середньомісячних опадів, наведений на рис. 3, підтверджує переважний вплив змін водного режиму. Середня кількість опадів в липні в регіоні за період 1985—2010 рр. зросла на 22 мм

(з 51 до 73 мм), тобто більш як на 25 % від середніх за період показників. Отримані дані дозволяють коректно провести оцінку спектральних характеристик рослинного покриву та визначити зміни, зумовлені стресами, викликаними ескалацією небезпечних гідрологічних і гідрогеологічних процесів.

СПЕКТРАЛЬНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЗЕМНИХ УТВОРЕНЬ ЯК ІНФОРМАТИВНІ ОЗНАКИ ГІДРОЛОГО-ГІДРОГЕОЛОГІЧНИХ ЯВИЩ

Оцінка ризиків базувалася на визначенні стресів, викликаних впливом на екосистему змін водного і температурного режимів. Аналіз реакції екосистем базувався на вивченні спектрального відгуку по множині спектральних індексів [4—6, 13, 14].

Для оцінки стресів було розраховано набір спектральних індексів за даними супутників «Landsat» для досліджуваного регіону та додатково для контрольного регіону (верхів'я басейну р. Західний Буг, що характеризуються схожими фізико-географічними умовами, але водний режим відрізняється, тобто природних передумов для виникнення підтоплень немає) області розміром 20×20 км з координатами центра: $49^{\circ}57'15.36''$ пн. ш., $24^{\circ}46'05.31''$ сх. д. Порівняння проводилося за весь період наявних спостережень окремо для лісової (кровоної) та трав'янистої рослинності (природні луки і водно-болотні угіддя), відповідно до проведеної попередньої класифікації супутникових знімків (див. рис. 1).

Визначені тенденції змін спектральних індексів свідчать про наявність помітного водного і менш виявленого температурного стресів. Аналіз довготривалих водних, температурних і радіаційних стресів на моменти спостережень, що зумовили б помітну реакцію регіональних екосистем, може бути виконаний за допомогою аналізу змін фотосинтетичної активності рослинності, оціненою за індексом PRI (Photochemical Reflectance Index) для досліджуваного регіону і контрольного регіону (рис. 4).

За період 2003—2009 рр. на досліджуваній території спостерігається зниження показників індексу PRI для лісових ділянок на 0.015 (з 0.145

до 0.13, тобто приблизно на 10 % відносно середнього) Для ділянок, вкритих трав'янистою рослинністю (природні луки і водно-болотні угіддя), індекс *PRI* демонструє певне зростання: за період спостережень він підвищився з 0.09 до 0.095 (тобто на 5.4 % відносно середнього). Зважаючи на те, що варіації індексу *PRI* для досліджуваного регіону складають близько 25 % для ділянок, вкритих трав'янистою рослинністю, і близько 14 % для лісових ділянок, можна стверджувати, що обмеженість набору спостережень не дозволяє зробити висновків про статистично достовірні тенденції змін індексу. Для досліджуваної території цей індекс є практично стабільним у межах статистичних варіацій.

Індекс *PRI* розраховувався для сенсора *TM* згідно з правилом [7] у формі [12]:

$$PRI^{TM} = \left\{ \frac{\int_{0.45}^{0.52} Id\lambda - \int_{0.52}^{0.60} Id\lambda}{\int_{0.45}^{0.52} Id\lambda + \int_{0.52}^{0.60} Id\lambda} \right\} / g,$$

а для сенсора *ETM*, згідно із даними [7]:

$$PRI^{ETM} = \left\{ \frac{\int_{0.450}^{0.515} Id\lambda - \int_{0.525}^{0.605} Id\lambda}{\int_{0.450}^{0.515} Id\lambda + \int_{0.525}^{0.605} Id\lambda} \right\} / g.$$

Тут λ — довжина хвилі зондування, g («gain factor») — напівемпіричний розрахунковий коефіцієнт, що залежить від властивостей сенсора. У випадку, що розглядається, $g = 600$.

Наведені на рис. 4 дані свідчать про те, що за період спостережень в регіоні досліджень не було зареєстровано у межах розрізняльної здатності приладів спостереження істотних впливів, які спричинили б помітні зміни видового складу рослинних угруповань або значні зміни циклів вегетаційної активності протягом року.

Для вивчення змін рослинного покриву у зв'язку із стресовими навантаженнями було проаналізовано розподіл нормалізованого вегетаційного індексу *NDVI* (Normalized Difference Vegetation Index) [11], індексу *EVI* (Enhanced Vegetation Index) [10] як контрольного параметра для урахування впливів довгострокових ефектів, пов'язаних із ландшафтними змінами, та «стресового» індексу *SIPI* (Structure Intensive Pigment Index), що використовується для визначення

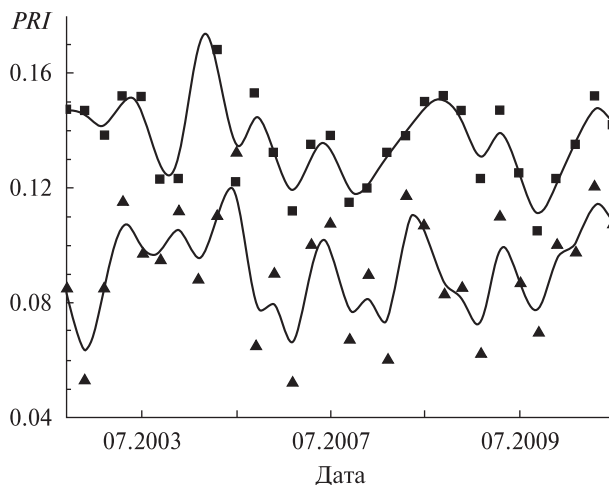


Рис. 4. Варіації значень індексу *PRI* для досліджуваного регіону: квадратики — лісова (коронова) рослинність, трикутники — трав'яниста рослинність (луки і водно-болотні угіддя)

зон екстремального водного режиму (перезволоження або пересушення) [13]. Для сенсорів *MSS* («Landsat 1—5»), а також сенсорів *TM* і *ETM* («Landsat 4—7») ці індекси можуть бути визначені з виразів [12]:

$$NDVI^{MSS} = \left\{ \frac{\int_{0.70}^{0.80} Id\lambda - \int_{0.60}^{0.70} Id\lambda}{\int_{0.70}^{0.80} Id\lambda + \int_{0.60}^{0.70} Id\lambda} \right\} / g,$$

$$NDVI^{TM/ETM} = \left\{ \frac{\int_{0.76}^{0.90} Id\lambda - \int_{0.63}^{0.69} Id\lambda}{\int_{0.76}^{0.90} Id\lambda + \int_{0.63}^{0.69} Id\lambda} \right\} / g$$

(де $g = 200$);

$$EVI^{TM} = 3.2 \left\{ \frac{\int_{0.76}^{0.90} Id\lambda - \int_{0.63}^{0.69} Id\lambda}{\int_{0.76}^{0.90} Id\lambda + 6 \int_{0.63}^{0.69} Id\lambda - 7.5 \int_{0.45}^{0.52} Id\lambda + 1} \right\} / g,$$

$$EVI^{ETM} = 2.5 \left\{ \frac{\int_{0.760}^{0.900} Id\lambda - \int_{0.630}^{0.690} Id\lambda}{\int_{0.760}^{0.900} Id\lambda + 6 \int_{0.630}^{0.690} Id\lambda - 7.5 \int_{0.450}^{0.515} Id\lambda + 1} \right\} / g$$

або із спрощеного виразу

$$EVI^{TM/ETM} = 2.5 \left\{ \left[\int_{0.76}^{0.90} Id\lambda - \int_{0.63}^{0.69} Id\lambda \right] / \left[\int_{0.76}^{0.90} Id\lambda + 2.4 \int_{0.63}^{0.69} Id\lambda + 1 \right] \right\} / g$$

(для всіх $g = 500$);

$$SIPI^{TM} = \left\{ \left[\int_{0.76}^{0.90} Id\lambda - \int_{0.45}^{0.52} Id\lambda \right] / \left[\int_{0.76}^{0.90} Id\lambda - \int_{0.63}^{0.69} Id\lambda \right] \right\} / g - 1,$$

$$SIPI^{ETM} = \left\{ \left[\int_{0.760}^{0.900} Id\lambda - \int_{0.450}^{0.515} Id\lambda \right] / \left[\int_{0.760}^{0.900} Id\lambda - \int_{0.630}^{0.690} Id\lambda \right] \right\} / g - 1$$

(де $g = 50$). Якщо при розрахунках отримано $SIPI < 0$, то приймається $SIPI = 0$.

Водне навантаження оцінювалося за індексом $NDWI$ (Normalized Difference Water Index) [8] згідно із формулою [12]:

$$NDWI^{TM/ETM} = \left\{ \left[\int_{0.76}^{0.90} Id\lambda - \int_{1.55}^{1.75} Id\lambda \right] / \left[\int_{0.76}^{0.90} Id\lambda + \int_{1.55}^{1.75} Id\lambda \right] \right\} / g,$$

де $g = 100$. Наведені рівняння запропоновані у формі, яка може використовуватися для аналізу також і наземних калібрувальних спектрометричних вимірювань.

Для калібрування отриманих спектральних індексів було проведено наземні спектрометричні польові вимірювання. За допомогою польового спектрорадіометра FieldSpec®3 FR на обраних полігонах у періоди, що відповідають періодам супутникових спостережень, було зроблено 117 вимірювань спектральної відбивної здатності земних покривів з інтервалом відліку 1.4 нм у діапазоні $\lambda = 350\text{—}1000$ нм і 2.0 нм у діапазоні $\lambda = 1000\text{—}2500$ нм при спектральній розрізненості (повній ширині на половині максимуму): 3.0 нм при 700 і 10 нм при 1400 і 2100 нм.

На рис. 5, 6 наведено розподіли спектральних індексів, отриманих описаним шляхом.

З 1975 по 2009 рр. на досліджуваній території спостерігається підвищення значень індексу $NDVI$ на 0.07 (з 0.45 до 0.52, тобто на 15 % віднос-

но середнього значення 0.47) для ділянок, вкритих трав'янистою рослинністю, а для лісових ділянок індекс $NDVI$ підвищився на 0.15 (з 0.5 до 0.651, тобто на 27 % відносно середнього 0.552). Варіації індексу для трав'янистих ділянок складають 12 %, а лісових — 9 %. Для контрольної території з 1986 по 2009 рр. індекс $NDVI$ збільшився на 0.21 для ділянок, вкритих трав'янистою рослинністю (від 0.42 до 0.63, тобто на 41 % відносно середнього 0.51 при варіації індексу 8 %). Для лісових ділянок на цій території зростання $NDVI$ склало 0.2 (з 0.525 до 0.725, тобто на 33 % відносно середнього значення в 0.61 при варіації в 6 %).

З 1986 по 2009 рр. на досліджуваній території спостерігається підвищення значень індексу EVI для лісових ділянок на 0.043 (з 0.175 до 0.218, тобто на 21.8 % відносно середнього значення 0.043), а для ділянок, вкритих трав'янистою рослинністю, індекс знизився на 0.005 (з 0.16 до 0.155, тобто на 3.2 % відносно середнього 0.155). Варіації індексу для трав'янистих ділянок складають 3 %, а лісових 3 %. Тобто можна вважати, що EVI для лісових ділянок зріс, а для трав'янистих залишився практично незмінним. Для контрольної території з 1986 по 2009 рр. індекс EVI зріс від 0.1 до 0.23 для ділянок, вкритих трав'янистою рослинністю (на 84 % відносно середнього 0.155 при варіації індексу 32 %). Для лісових ділянок на цій території зростання EVI склало 0.12 (з 0.145 до 0.265, тобто на 60 % відносно середнього 0.2 при варіації 11 %).

Важливим є вивчення спектральних індексів, пов'язаних з прямим впливом стресових факторів, зокрема індексу $SIPI$ (рис. 7).

З 1986 по 2009 рр. на досліджуваній території спостерігається підвищення значень індексу $SIPI$ на 0.08 (з 0.42 до 0.5, тобто на 19 % відносно середнього 0.43) для ділянок, вкритих трав'янистою рослинністю, а для лісових ділянок індекс підвищився на 0.17 (з 0.46 до 0.63, тобто на 30 % відносно середнього 0.56). Зазначимо, що варіації $SIPI$ для досліджуваної території складають близько 20 % для водно-болотних угідь (в залежності від місця розташування точки вимірювання відносно геоморфологічних і гідрогеологічних особливостей місцевості) і 10 %

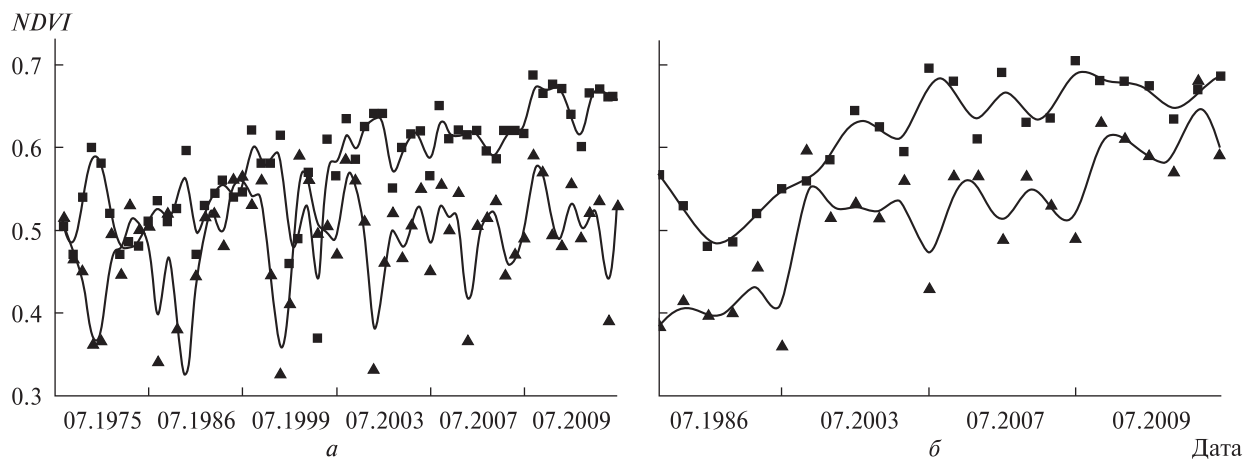


Рис. 5. Варіації значень індексу *NDVI*: *a* — для досліджуваного регіону, *б* — для контрольної території. Квадратики — лісова (коронова) рослинність, трикутники — трав'яниста рослинність (луки і водно-болотні угіддя)

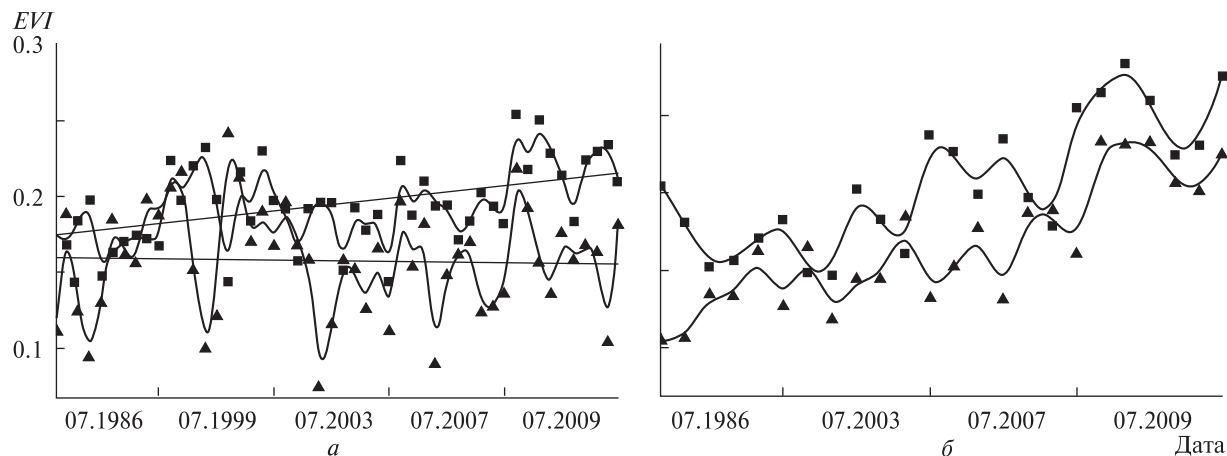


Рис. 6. Те ж для індексу *EVI*

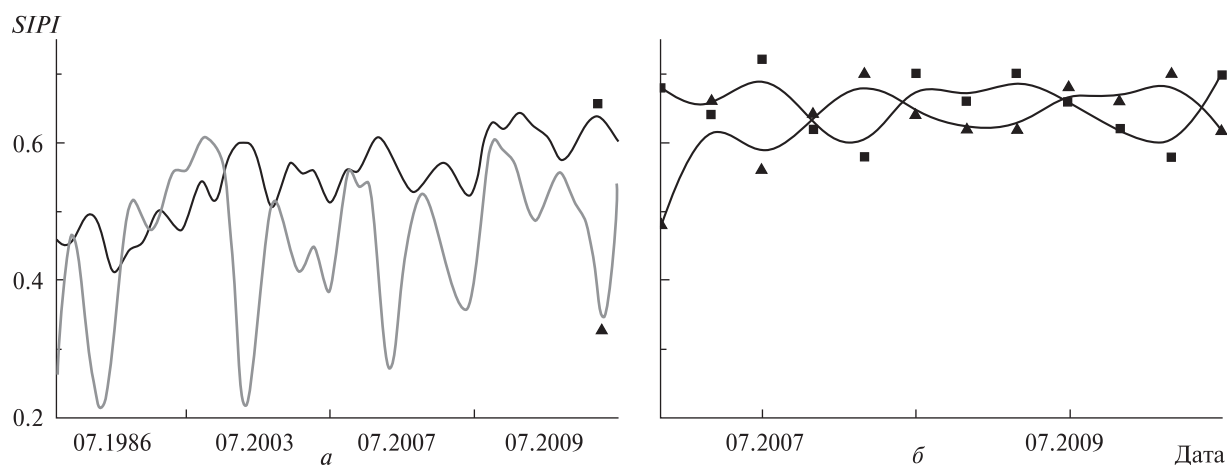


Рис. 7. Те ж для індексу *SIPI*

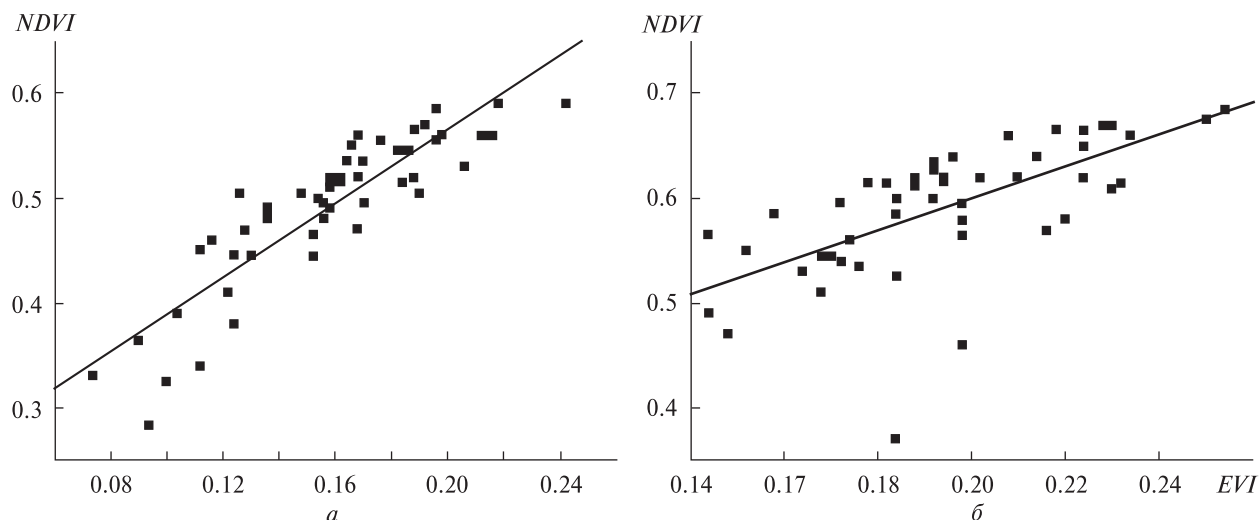


Рис. 8. Корелятивна залежність індексу *NDVI* від індексу *EVI* у межах досліджуваного регіону: *а* — для ділянок, вкритих трав'янистою рослинністю (лінія — апроксимація $NDVI = 0.21354 + 1.75622EVI$; $R = 0.88$), *б* — для ділянок, вкритих лісовою рослинністю (лінія — апроксимація $NDVI = 0.295 + 1.52741EVI$; $R = 0.65$)

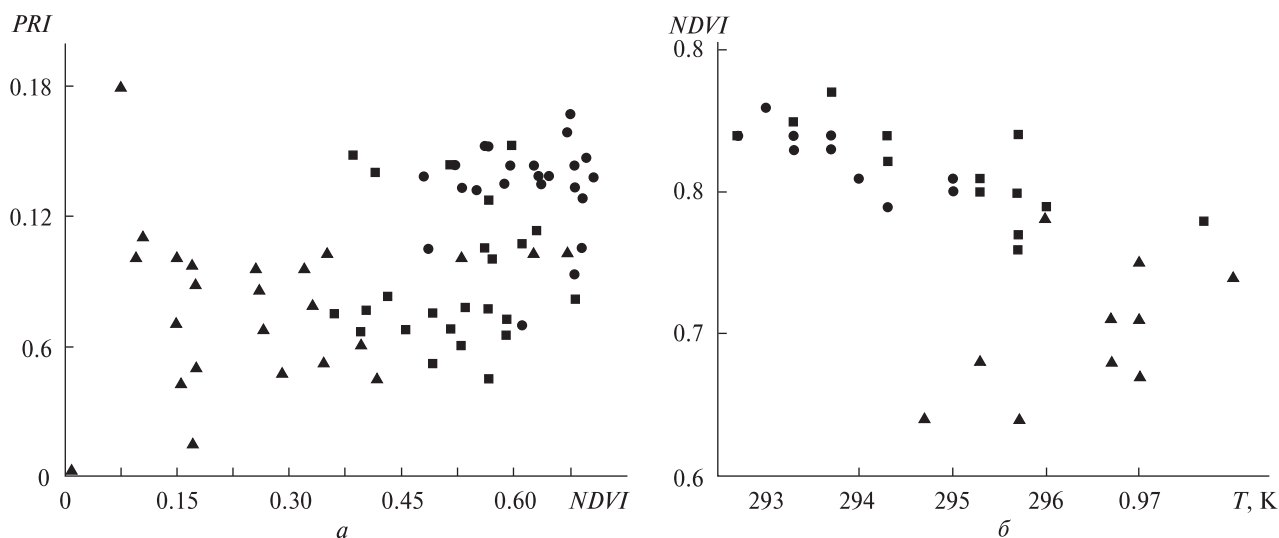


Рис. 9. Корелятивні залежності: *а* — індексу *PRI* від індексу *NDVI* для досліджуваної території, *б* — водного індексу *NDWI* від температури поверхні *T*, зареєстрованої супутниковими спостереженнями. Квадратики — трав'яниста рослинність (луки і водно-болотні угіддя), кружки — лісова (коронова) рослинність, трикутники — сільськогосподарські угіддя

для лісових ділянок. Для контрольної території за наявними даними можна було розрахувати індекс *SPI* лише для періоду 2007—2009 рр. На цей період для лісових ділянок спостерігалось зниження індексу *SPI* на 0.02 (з 0.665 до 0.645, тобто на 3.1 % відносно середнього 0.655), а для ділянок, вкритих трав'янистою рослинністю,

індекс зріс на 0.12 (з 0.56 до 0.68, тобто на 19 % відносно середнього 0.63). Зазначимо, що для поточного дослідження важливим є стабільність наведених розподілів, але високе середнє значення індексу для цієї території потребує окремого пояснення у подальших дослідженнях. Для контрольної території варіації індексу складають

близько 15 % і, таким чином, можна вважати, що під час спостережень індекс *SIPI* залишався практично стабільним. Порівняння розподілів індексу *SIPI* дозволяє припустити наявність чіткого водного стресу на досліджуваній території, який в абсолютних показниках (30 % збільшення величини *SIPI* для лісових ділянок, що не піддавалися штучному дренажу) відповідає збільшенню кількості опадів за той же період на досліджуваній території. Різниця показників для ділянок, вкритих трав'янистою рослинністю, які включають природні луки і водно-болотні угіддя, пояснюється штучним дренажем і змінами рослинного покриву, що відображені в розподілах індексів *NDVI* та *EVI*.

Для аналізу показників водного балансу може бути важливою також оцінка розподілу біомаси по території досліджень, яку можна отримати із співвідношення спектральних індексів (рис. 8).

Ділянки, вкриті трав'янистою рослинністю, у межах досліджуваного регіону демонструють практично однорідне зростання значень індексів *EVI* і *NDVI*. Це означає, що розвиток біомаси обмежений за визначених природних умов видовим різноманіттям і розміром території. Крім того, велика варіабельність значень вегетаційних індексів для таких ділянок свідчить про нестабільність стану рослинного покриву. Це робить лугові екосистеми менш здатними до ефективного поглинання надлишкової вологи, тобто вразливими щодо варіацій поверхневого стоку. Для лісових ділянок характерне швидше зростання значень індексу *EVI* ніж *NDVI*, що може свідчити про більш активний розвиток біомаси у вертикальній площині, тобто розвиток нижніх ярусів лісової рослинності, підліску і чагарників у межах лісових ландшафтів. Це підвищує здатність екосистем до поглинання вологи, позитивно впливає на розподіл поверхневого стоку і збереження ґрунтового шару. Таким чином, наявність лісових масивів знижує гідролого-гідрогеологічні ризики (повеней, підтоплення і заболочувань).

Відмітимо також, що різні типи рослинних угруповань чітко розрізняються за спектральними характеристиками, зокрема за співвідношенням спектральних індексів *PRI* і *NDVI*, а також

водного індексу *NDWI* і температури поверхні *T* (див. рис. 9).

Таким чином, співвідношення спектральних індексів можуть бути використані як додаткові інформативні параметри при проведенні класифікації супутникових знімків, а також при оцінках ризиків за даними ДЗЗ.

Визначені зміни спектральних індексів можуть бути використані як інформаційна ознака при оцінках ризиків ескалації небезпечних процесів.

ОЦІНКА РИЗИКІВ

ЗА ДАНИМИ СУПУТНИКОВИХ СПОСТЕРЕЖЕНЬ

На основі підходу, запропонованого у роботі [2], та на базі даних аналізу супутникових спостережень було проведено оцінювання ризиків, пов'язаних з ескалацією гідролого-гідрогеологічних процесів в досліджуваному регіоні. Результати представлено на рис. 10, 11.

Отримані результати в загальному вигляді збігаються з подібними результатами, наведеними в роботах інших дослідників, наприклад в роботі [3], що підтверджує коректність розробленого

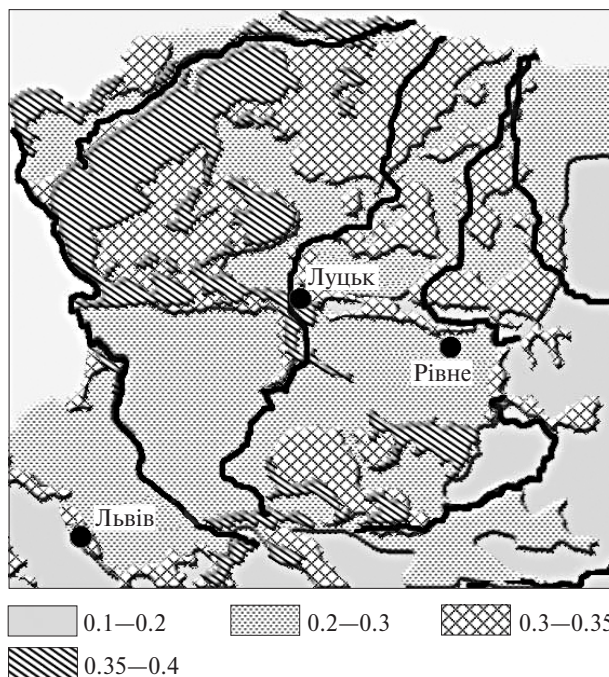


Рис. 10. Розрахункові ризики підтоплення для регіону, що включає територію досліджень і контрольні ділянки

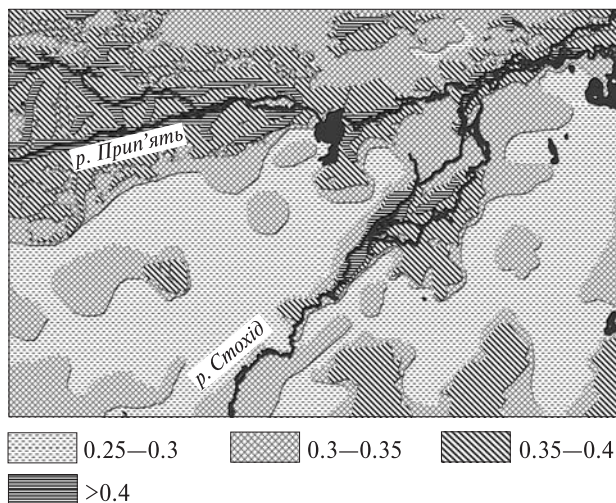


Рис. 11. Розрахункові ризики підтоплення для досліджуваної території

підходу. Слід зазначити, що таким чином можна оцінити поточний стан безпеки та поточні значення ризиків, принаймні на певний період часу. Але аналіз тривалої поведінки досліджуваних величин в часі потребує вивчення ширшого набору параметрів, як кліматичних, так і екологічних, зокрема ширшого набору прогнозних моделей.

ВИСНОВКИ

Представлені результати дають підстави вважати, що дані супутникових спостережень є адекватною основою для оцінки гідролого-гідрогеологічних ризиків як на регіональному, так і на локальному рівнях. Виходячи із моделі поширення небезпечних процесів, можна побудувати методику дешифрування супутникових знімків та аналізу отриманих спектральних індикаторів.

Розраховані ризики було оцінено в термінах ймовірності виникнення негативних наслідків події в разі реалізації сукупності умов, що сприятимуть виникненню події. Ця ймовірність розрахована на період в 1 рік. Виходячи з умов, заданих модельними рівняннями, можна сказати, що значення ризику 0.5 технічно означає, що за умов достовірного перевищення середнього рівня сезонних варіацій опадів (інтегральне перевищення місячної норми більш як на 50 %, тобто на 95–100 мм), або відповідно стоку (на

$0.2 \text{ м}^3\text{с}^{-1}\text{км}^{-2}$ території водозбору, що відобразиться на перевищенні рівня води в річках від 1 до 1.8 м) у відповідному місці буде зафіксовано випадок підтоплення (підвищення рівня води на 0.3–0.8 м) протягом року. Тобто, ризик 0.5 за наявних кліматичних тенденцій практично означає щорічне підтоплення будь-якого рівня з вірогідністю 0.86.

Визначені ризики підтоплення на досліджуваній території є природно високими і дещо вищими, ніж середні по регіону. Це пояснюється особливостями локального водного балансу. Наявні тенденції збільшення середніх річних температур мають зменшувати загальний ризик виникнення підтоплення через вплив рослинного покриву, але при цьому сезонні варіації (зниження середніх сезонних температур) істотно впливають в сторону збільшення сезонних показників відповідних ризиків. Зареєстроване збільшення кількості опадів в регіоні також збільшує ризики, пов'язані з ескалацією небезпечних гідрологічних і гідрогеологічних процесів. Таким чином, можна прогнозувати подальше підвищення відповідних ризиків у досліджуваному регіоні.

Окремій увазі потребують явища заболочування. Водно-болотні угіддя представлені в регіоні досить широко. Пов'язані з ними процеси, в тому числі такі, що можуть негативно вплинути на господарство, досить успішно контролюються за рахунок створеної протягом останнього століття водогосподарської мережі. Суттєвої зміни площі боліт, яка б виходила за межі сезонних коливань, протягом періоду спостережень виявлено не було. Але зміни площі кронної рослинності (зокрема зареєстроване зменшення площі лісів [1]) та неоптимальне ведення сільськогосподарства може негативно вплинути на водний баланс територій і збільшити ризики заболочувань. Отже, за результатами проведеного аналізу ризик поширення процесів природного заболочування загалом можна оцінити як не досить високий. При цьому слід зазначити, що з огляду на наявні кліматичні зміни слід враховувати при подальших дослідженнях можливий вплив на явища, що розглядаються, інших явищ, пов'язаних із змінами довкілля, наприклад поширення інтрузивних видів рослинності, які іс-

тотним чином можуть вплинути на рівень гідрологічної безпеки в регіоні. Загалом, враховуючи високу екологічну чутливість досліджуваного регіону, довгострокові тенденції екологічних змін на регіональному рівні мають бути оцінені більш детально.

1. *Изменения земных систем в Восточной Европе* / Отв. ред В. И. Лялько. — Киев, 2010. — 582 с.
2. *Костюченко Ю. В., Копачевський І. М., Ющенко М. В.* Теоретико-методичні засади оцінки гідролого-гідрогеологічних ризиків за даними ДЗЗ // *Космічна наука і технологія*. — 2011. — **17**, № 6. — С. 10—18.
3. *Лисиченко Г. В., Забулонов Ю. Л., Хміль Г. А.* Природний, техногенний та екологічний ризики: аналіз, оцінка, управління. — Київ: Наук. думка, 2008. — 542 с.
4. *Blackburn G. A.* Spectral indices for estimation photosynthetic pigment concentrations: a test using senescent tree leaves // *Int. J. Remote Sens.* — 1998. — **4**. — P. 657—675.
5. *Choudhury B. J.* Estimating gross photosynthesis using satellite and ancillary data: approach and preliminary results // *Remote Sens. Environ.* — 2001. — **75**. — P. 1—21.
6. *Dobrowski S. Z., Pushnic J. C., Zarco-Tejada P. J., Ustin S. L.* Simple reflectance indices track heat and water stress-induced changes in steady-state chlorophyll fluorescence at the canopy scale // *Remote Sens. Environ.* — 2005. — **97**. — P. 403—414, doi:10.1016/j.rse.2005.05.006.
7. *Gamon J. A., Serrano L., Surfus J. S.* The photochemical reflectance index: an optical indicator of photosynthetic radiation use efficiency across species, functional types and nutrient levels // *Oecologia*. — 1997. — **112**. — P. 492—501.
8. *Gao B. C.* Normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space // *Proc. SPIE*. — 1995. — **2480**. — P. 225—236.
9. *Guha-Sapir D., Vos F., Below R., Ponserre S.* Annual disaster statistical review 2010: the numbers and trends. — Brussels: Université catholique de Louvain — Centre for Research on the Epidemiology of Disasters, 2011. — 50 p.
10. *Huete A. R., Liu H., Batchily K., van Leeuwen W.* A comparison of vegetation indices over a global set of TM Im-

ages for EOS-MODIS // *Remote Sens. Environ.* — 1997. — **59**. — P. 440—451.

11. *Jackson R. D., Slater P. N., Pinter P. J.* Discrimination of growth and water stress in wheat by various vegetation indices through clear and turbid atmospheres // *Remote Sens. Environ.* — 1983. — **15**. — P. 187—208.
12. *Kostyuchenko Y. V., Kopachevsky I., Solovyov D., et al.* Way to reduce the uncertainties on ecological consequences assessment of technological disasters using satellite observations // *Proc. of the 4th International Workshop on Reliable Engineering Computing “Robust Design — Coping with Hazards, Risk and Uncertainty”*, March 3—5, 2010. — Singapore: National University of Singapore, 2010. — P. 765—776.
13. *Penuelas J., Baret F., Filella I.* Semi-empirical indices to assess carotenoids/chlorophyll a ratio from leaf spectral reactance // *Photosynthetica*. — 1995. — **31**. — P. 221—230.
14. *Verma S. B., Sellers P. J., Walthall C. L., et al.* Photosynthesis and stomatal conductance related to reflectance on the canopy scale // *Remote Sens. Environ.* — 1993. — **44**. — P. 103—116.

Надійшла до редакції 06.09.11

Yu.V. Kostyuchenko, I. M. Kopachevskiy, D.M. Solovyov, M.V. Yushchenko, P. O. Akymenko

APPLICATION OF SATELLITE OBSERVATIONS FOR ASSESSMENT OF REGIONAL HYDROLOGICAL AND HYDROGEOLOGICAL RISKS

We discuss a procedure for the calculation of the hydrological and hydrogeological risk assessment with the use of remote sensing methods. A model for the propagation of dangerous processes is proposed and a procedure for satellite image decoding as well as for analyzing spectral indicators is developed on the basis of the model. Regional distributions of climatic parameters for the observational period are analyzed and key factors of impact are identified. The changes in values of the spectral indices are determined which can be used as information indicators of dangerous processes. We propose an equation to determine the stress probability from a set of spectral characteristics. A method for the assessment of the integrated risk associated with hydrological and hydrogeological hazards is developed.

УДК 528.88.04:629.783:(614.841.42:502.6)](477)

Ю. В. Костюченко¹, М. В. Ющенко¹, І. М. Копачевський¹, С. Левинський²

¹ Державна установа «Науковий Центр аерокосмічних досліджень Землі
Інституту геологічних наук НАН України», Київ

² Центр космічних досліджень Польської академії наук, Варшава, Польща

МЕТОДИКА КОМПЛЕКСНОЇ ОЦІНКИ РИЗИКІВ ЛАНДШАФТНИХ ПОЖЕЖ ЗА ДАНИМИ СУПУТНИКОВИХ СПОСТЕРЕЖЕНЬ

Запропоновано підхід до оцінки ризиків ландшафтних пожеж, який дозволяє в рамках єдиної методології враховувати впливи різних компонентів, таких як традиційні фактори, що викликають надзвичайні ситуації в регіоні, довгострокові зміни клімату і довкілля, зміни метеорологічних показників, регіональні зміни екосистем та природокористування (що відбиваються, зокрема на динаміці природного пального). Запропоновано в явній формі рівняння для оцінки варіабельності метеорологічних умов та аналіз накопичення і динаміки властивостей природного пального. Проаналізовано зв'язок між змінними, що входять до базових рівнянь моделі оцінки ризиків та засобами контролю та супутниковими індикаторами, які можуть бути використані при модельних розрахунках, визначено перелік найбільш придатних індикаторів. Запропоновано враховувати ймовірність помилкової інтерпретації дистанційних даних при аналізі комплексних ризиків ландшафтних пожеж. До єдиного підходу включено компоненти для опису впливу пожеж на ризик забруднень атмосферного повітря та ризик для здоров'я населення. Результати можуть бути використані для побудови комплексної методики оцінки різночасових (включаючи довгострокові) регіональних ризиків ландшафтних пожеж.

ВСТУП

Мета роботи — окреслити єдині методологічні рамки оцінки інтегральних ризиків, як безпосередньо ландшафтних пожеж, так і їхніх соціально-екологічних наслідків. Проблематика, пов'язана з оцінками екологічних ризиків, вразливістю екосистем до зовнішніх навантажень [32, 41], зокрема з огляду на зміни довкілля [46], розробляється у світі протягом кількох останніх десятиліть. Розроблено кілька прикладних підходів [12, 19, 22], що дозволяють отримати кількісні оцінки ризиків, пов'язаних з небезпечними природними явищами. Розвиток сучасних знань про функціонування наземних систем, нові оцінки щодо перебігу та напряму змін довкілля і клімату, поява нових даних та способів їхньої обробки дають змогу розробити нові прикладні підходи оцінки ризиків, пов'язаних з окремими небезпечними явищами, які б повною мірою

відповідали цілям забезпечення сталого розвитку та безпеки суспільства [50]. Зважаючи на високу невизначеність екологічних моделей та їхню чутливість щодо вхідних даних [56], можна передбачити, що використання новітніх засобів моніторингу зможе забезпечити необхідний прогрес у галузі визначення відповідних ризиків. Тому запропонований підхід має бути орієнтований на використання даних як таких, що забезпечують найкращі можливості для моніторингу. Незважаючи на велику кількість робіт, присвячених моніторингу ландшафтних пожеж супутниковими засобами (див. огляд літературних джерел у роботах [23, 65]), проблема адекватної оцінки інтегральних ризиків пожеж, включаючи соціальні, екологічні, економічні наслідки в середньо- та довгостроковій перспективі залишається невирішеною. Успішно розв'язаною наразі можна вважати лише задачу детектування пожеж та посткризовий моніторинг (оцінку площ постраждалих територій, розподіл забруднень тощо) [65]. Ми спробуємо показати можливість отримання кількісних характеристик ризиків на

основі моделей природних систем та сценаріїв загрозливих явищ з урахуванням прогнозованих змін клімату, використовуючи супутникові спостереження Землі та полігонні дослідження.

МЕТОДИЧНІ ЗАСАДИ ОЦІНКИ РИЗИКІВ ЛАНДШАФТНИХ ПОЖЕЖ

Оцінка комплексного ризику є складною задачею, бо вимагає врахування довгострокових тенденцій змін та врахування недостатньо вивчених взаємозв'язків компонентів екосистеми [20]. У загальному випадку для визначення ризику ландшафтної пожежі можна запропонувати рівняння у вигляді [18]

$$R(t) = f_A(R^L(t), R_0(t)) \iint_{xy} \int_{t_0}^t p(v) f(x, y, v) dt dx dy. \quad (1)$$

Тут $f_A(R^L(t), R_0(t))$ — апроксимаційна функція впливу, яка описує відносну взаємодію короткочасових та довготривалих факторів впливу на формування пожежної небезпеки, вона може бути представлена, в залежності від моделі, у будь-якому вигляді, навіть як лінійна суперпозиція відповідних ймовірностей, v — ефективна швидкість поширення пожежі, $p(v)$ — ймовірність негативного впливу за умов настання визначених умов, $R_0(t)$ — загальна (середня) ймовірність події, $R^L(t)$ — ризик настання події, пов'язаний з ескалацією довгострокових змін середовища, $f(x, y, v)$ — функція поширення небезпечного процесу.

Визначення складових наведеного рівняння є основною задачею дослідження.

Згідно з даними [20] загальна ймовірність події визначається, рівнянням у формі [42]:

$$R_0(t) = H \cdot \iint_{S_{xy}} \int_0^t \int_{I_{\min}}^{I_{\max}} f_v(I) \cdot \psi(x, y) \times f^\alpha(I, \psi) dI dt dx dy, \quad (2)$$

де S_{xy} — територія дослідження, $\psi(x, y)$ — ділянка, за якою проводиться моделювання, I — інтенсивність пожежі, $f^\alpha(\psi, I)$ — ймовірнісний розподіл впливів у межах ділянки $\psi(x, y)$, $f_v(I)$ — функція збитку, параметричний опис негативно-

го впливу, H — функція ризику, яка визначається із статистики надзвичайних ситуацій в регіоні.

Таким чином, постає питання коректного аналізу статистичних даних про виникнення пожеж у природних системах в досліджуваних регіонах.

Для аналізу екологічних (і навіть соціально-екологічних) ризиків, пов'язаних із довгостроковими змінами клімату і довкілля, за базову будемо використовувати модель стохастичної оптимізації у вигляді, запропонованому у роботі [19]. Ця модель дозволяє успішно оперувати потрібними параметрами, в тому числі враховувати можливість колапсу екосистеми через коливання параметрів зовнішнього впливу, що є актуальним у випадку пожеж.

У загальному випадку для опису довгострокового ризику можна використати форму, яка враховує розподіли важливих факторів впливу [18] та в цілому відповідає загальному підходу оцінки соціально-екологічних ризиків [2]:

$$R^L(t) = \sum_{n=1}^N \sum_{j=1}^J P_n(t, Q_n) P(Q_n / Q_j) F(Q_j). \quad (3)$$

Тут Q_j ($j = 1, 2, \dots, J$) — відомі (розраховані, відповідно до прогнозних моделей) фактори впливу, що пов'язані з довгостроковими екологічними та кліматичними змінами, $F(Q_j)$ — прогнозований (розрахований за сценарними моделями) розподіл частоти та інтенсивності довгострокових впливів.

Це рівняння описує ризик настання наслідків, які можна інтерпретувати як негативні (наприклад, зниження біологічної продуктивності екосистем, посухи тощо) за відомих розподілів довгострокових екологічних і кліматичних змін [38].

Використання цього рівняння вимагає наявності коректних даних про зміни кліматичних показників у досліджуваному регіоні та прогнозів щодо їхніх змін з визначеною достовірністю.

Найважливішим питанням залишається проблема визначення в явному вигляді ймовірності негативного впливу за умов настання визначених умов та функції поширення процесу пожежі. Ймовірність реалізації негативного впливу надзвичайної ситуації за умов настання визначених умов у випадку ландшафтної пожежі може бути

визначена через ймовірність реалізації відповідних погодних умов, що сприяють виникненню та поширенню пожежі. Розглянемо рівняння, що описують виникнення та поширення пожежі в термінах температури за фіксованих умов (відсутність вітру та нахилів поверхні) [11]:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -k(T - T_a) + K \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) - Q \frac{\partial \sigma_v}{\partial t}. \quad (4)$$

При цьому $\sigma_v = \sigma_{v0}$ для $T < T_{ign}$ та $\sigma_v = \sigma_{v0} e^{-\alpha(t-t_{ign})}$ для $T \geq T_{ign}$, $T(x, y, t) = T_a$ на границі комірки моделювання, $T(x, y, t) \geq T_a$ у межах ділянки горіння, $T(x, y, 0) = T_a$ на ділянках без горіння при $t = 0$, T_a — середня температура середовища (як правило, 20 — 30 °C), T_{ign} — температура горіння (близько 300 °C), T — температура; t — час горіння, K — температуропровідність (м²/с), Q — приведена ентальпія горіння (м² К/кг), α — постійна горіння (с⁻¹), σ_v — маса рослинності, приведена по поверхні (кг/м²), σ_{v0} — початкова (до початку горіння) маса рослинності, приведена по поверхні (кг/м²). Складові $k(T - T_a)$ представляє тепловий обмін з повітрям, $K \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right)$ — дифузію, а $Q \frac{\partial \sigma_v}{\partial t}$ — енергію реакції запалювання.

У цьому рівнянні температура горіння може контролюватися через температуру насичення термальних каналів супутникових сенсорів, а маса рослинності на одиниці площі може бути розрахована через вегетаційні індекси.

Впливу вітру можна виразити через напівемпіричне рівняння [51]:

$$\frac{d}{dt} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} = \frac{\mathbf{A}^T \mathbf{A} \mathbf{n}}{\|\mathbf{A} \mathbf{n}\|} + \mathbf{C}, \quad (5)$$

де

$$\mathbf{A} = \begin{pmatrix} b \cos \theta & -a \sin \theta \\ a \sin \theta & b \cos \theta \end{pmatrix}, \quad \mathbf{C} = \begin{pmatrix} c \sin \theta \\ c \cos \theta \end{pmatrix}. \quad (6)$$

Тут t — час, θ — напрям вітру, a , b , c — велика і мала півосі, а також фокальний параметр еліпса поширення вогню, велика піввісь якого збігається з напрямом вітру.

За поширення пожежі відповідає розподіл природного пального у межах досліджуваної ділянки. Згідно з даними [9, 53] ця величина визначається через глибину шару горючої речовини,

відношення площі, зайнятої займистою речовиною, до об'єму, відношення маси мертвої до живої займистої речовини, вміст вологи у мертвій та живій речовині, теплоємність речовини, розрахована на елементарні частини (в загальному випадку розраховується відповідно до класів рослинності). Більшість із цих показників може бути прямо чи непрямо контрольована дистанційними методами.

Неважко помітити, що врахування варіабельності метеорологічних умов та аналіз накопичення та динаміки властивостей природного пального є взаємопов'язаними питаннями. З точки зору систем спостереження доцільніше виглядає розділення на спостереження за варіаціями метеорологічних умов для визначення періодів найбільшої пожежної небезпеки та моніторинг динаміки природного пального в екосистемах. Але для розробки теоретико-методичних основ оцінки інтегральних ризиків, важливою є можливість опису ймовірності негативного впливу за умов настання визначених умов та функції поширення процесу пожежі у рамках єдиної моделі. Грунтуючись на класичному підході [52] та використовуючи базові моделі [66], можна запропонувати комплексне рівняння, що описує швидкість L (м/с) поширення фронту пожежі в екосистемах, враховуючи всі необхідні фактори:

$$L = \frac{I_R \xi (1 + \varphi_w + \varphi_s)}{\rho_b \varepsilon Q_{ig}}, \quad (7)$$

$$I_R = \Gamma' w_n h \eta_M \eta_s. \quad (8)$$

Тут $\Gamma' = \Gamma'(\delta, \sigma, \rho_p, w_0)$ [с⁻¹] — оптимальна швидкість реакції, що є функцією товщини δ шару природного пального, відношення σ площі, зайнятої палаючою речовиною, до її об'єму, щільності ρ_p сухої речовини пального та загальної кількості w_0 пального на одиниці площі, $w_n = w_n(w_0, S_T)$ [кг/м²] — чиста кількість пального на одиниці площі, (S_T — вміст мінеральних речовин в пальному), h [ккал/кг] — теплоємність природного пального, $\eta_M = \eta_M(P, m_d, m_l)$ — безрозмірний коефіцієнт зволоження (P — відношення мас мертвої та живої займистої речовини, m_d та m_l — вміст вологи у мертвій та живій речовині відповідно), $\eta_s = \eta_s(S_T)$ — коефіцієнт мінералізації, $\xi = \xi(\delta, \sigma, \rho_p, w_0)$ — коефіцієнт розпов-

сюдження, $\varphi_w = \varphi_w(\delta, \sigma, \rho_p, w_0, v)$ — вітровий коефіцієнт (v — швидкість вітру), $\varphi_s = \varphi_s(\delta, \sigma, \rho_p, w_0, \text{tg}\alpha)$ — коефіцієнт схилу ($\text{tg}\alpha$ — тангенс кута нахилу рельєфу), $\rho_\beta = \rho_\beta(\delta, \sigma, \rho_p, w_0)$ [кг/м³] — щільність пальної речовини в сухому стані, $\varepsilon = \varepsilon(w_0)$ — коефіцієнт ефективності горіння, $Q_{ig} = Q_{ig}(m_d)$ [кДж/кг] — теплота запалювання [53].

У більшості випадків ризики пожеж описують рівняннями (7)–(8), використовуючи спрощену форму, в якій параметри горіння описуються середнім розподілом деревини за класами рослинності [45].

Таким у явній формі можна представити рівняння, що описує ризик ландшафтних пожеж.

Сукупність наведених рівнянь (1)–(8) дозволяє визначати ризик ландшафтних пожеж з урахуванням впливів кількох різнорідних факторів, таких як традиційні фактори, що викликають надзвичайні ситуації в регіоні, довгострокові зміни клімату і довкілля, зміни метеорологічних показників, регіональні зміни екосистем та природокористування (що відбиваються, зокрема, на динаміці природного пального).

ПРИНЦИПИ ДЕТЕКТУВАННЯ ПОЖЕЖ

Як було відмічено вище, детектування пожеж та кризовий моніторинг є найбільш успішно розв'язаними задачами. Наразі існує багато методик детектування пожеж, більшість з яких ґрунтується на визначенні місць горіння за температурою за даними супутникової зйомки у тепловому діапазоні (див. MODIS Web [http://modis.gsfc.nasa.gov/]; National Fire Danger Rating System [http://www.wrh.noaa.gov/sew/fire/olm/nfdrs.htm] та деякі інші роботи). Вони, як правило, базуються на використанні рівняння (2), тобто на визначенні різниці температур, що відповідає ділянкам горіння, за даними теплового каналу супутникових спостережень.

З точки зору задачі визначення ризиків проблема детектування пожеж є важливою перш за все з огляду на необхідність формування масивів коректних статистичних даних про пожежі. По-друге, методика детектування пожеж має враховувати ризик розпізнавання, який впливатиме на достовірність статистичних даних, що у свою чергу вплине на значення інтегральних ризиків пожеж.

Розглянемо найбільш характерний вид методу детектування пожеж за даними супутникових зйомок. Пожежі, що виникають в природних системах, є явищем з відносно очевидними ознаками, серед яких слід виділити підвищення температури поверхні та наявність (у більшості випадків) диму. Методи детектування пожеж базуються на використанні аномальних теплових характеристик поверхні, які визначено рівнянням (4). Тому методи детектування мають базуватися на аналізі температур яскравості в окремих спектральних каналах. Температура поверхні, відповідно до калібрувальних умов більшості супутникових сенсорів, визначається з виразу [28]:

$$T = \frac{hc}{k\lambda} \cdot \frac{1}{\ln(2hc^2\lambda^{-5}L^{-1} + 1)} \quad (9)$$

Тут h — постійна Планка (Дж·с), c — швидкість світла у вакуумі (м/с), k — газова константа Больцмана (Дж/К), λ — довжина хвилі (м), T — яскравісна температура (К), L — яскравість ділянки (Вт·м⁻²стер⁻¹м⁻¹), яка визначається коефіцієнтом відбиття r_λ . Важливим показником є температура насичення — максимально можлива температура, яку можна практично зафіксувати на певній довжині хвилі. Температуру яскравості, яка відповідає умовам горіння і може бути зафіксована в певних спектральних каналах (наприклад, для сенсорів MODIS це канали № 21 і 22), позначимо як T_f [27].

Виходячи з наявності підвищеної температури як інформативної ознаки пожежі, слід використовувати спектральні канали, центральна довжина хвилі яких розташована в області більшої довжини хвиль. У більшості досліджень [17, 35] використовують спектральні канали, які мають центральну довжину хвилі 11 і 12 мкм та температуру насичення близько 400 К. Позначимо температури яскравості цих каналів як T_λ (зокрема, виміряну в 11-му каналі як T_{11}). Будемо оперувати також коефіцієнтом відбиття r_λ , який вимірюється на певних довжинах хвиль (зазвичай це $\lambda = 650, 860$ та 2100 нм). Відмітимо, що різні канали зазвичай мають різне розрізнення, і тому для практичного використання дані, отримані в цих каналах, мають бути перераховані на регулярну сітку.

Надалі детектування пожеж складається з набору нескладних процедур. Важливою задачею є визначення хмарного покриву. Слід зазначити, що задача відокремлення хмарного покриву, особливо з метою його подальшого вивчення, загалом не вирішена, але є кілька загальноприйнятих методів, прийнятих для нашого випадку. Для денних зйомок будемо вважати вкритою хмарами ту область зображення, яка відповідає таким умовам [57]: $r_{650} + r_{860} > 0.9$ та $T_{12} < 265 \text{ K}$; або $r_{650} + r_{860} > 0.7$ та $T_{12} < 285 \text{ K}$. Для нічного часу єдиною ознакою хмар може бути умова [27] $T_{12} < 265 \text{ K}$.

Надалі провадиться проблемно-орієнтована класифікація космічного зображення, а саме виділення пікселів, в межах яких з певною ймовірністю можуть знаходитися ділянки пожеж, тобто клас «пожежі». Ця класифікація ґрунтується на можливості детектування різниці сигналу, зареєстрованого у середньому інфрачервоному та довгохвильовому інфрачервоному діапазонах (для сенсора MODIS це 21-й (4 мкм) та 31-й (11 мкм) канали). Ненормальна різниця між випромінюванням цих каналів буде свідчити про високі температури на поверхні, які можуть бути викликані пожежею [17, 27].

В якості правила для попереднього віднесення піксела до класу «пожежі» у денний час використовуємо дані [27, 35]:

$$\begin{aligned} T_f &> 360 \text{ K}, \\ \Delta T &> 10 \text{ K}, \\ r_{860} &< 0.3, \end{aligned} \quad (10)$$

де $\Delta T = T_f - T_{11}$, а для нічної зйомки —

$$T_f > 320 \text{ K}. \quad (11)$$

Зазначимо, що нічними зйомками будемо вважати такі, що отримані при значенні сонячного зенітного кута $z \geq 85^\circ$.

Таким чином, через використання процедури порогової фільтрації визначаються місця потенційних пожеж. На подальших етапах обробки відбувається уточнення, тобто звуження класу «пожежі» за рахунок виключення можливих помилок ідентифікації та врахування можливих особливостей земної поверхні. На цьому етапі можуть бути зафіксовані всі види верхових лі-

сових пожеж, сильні низові пожежі (як рухливі, так і стійкі), та степові пожежі (особливо великі та великі). При цьому здатність реєстрації невеликих пожеж обмежена розрізненням вхідних даних.

Наступним кроком є визначення локальних спектральних особливостей поверхні та реєстрація пожеж за непрямыми ознаками. Задачею цього етапу аналізу зображень є уточнення попереднього віднесення до класу пожеж через оцінку радіометричного сигналу потенційної пожежі при відсутності сигналу активної пожежі з використанням аналізу найближчих пікселів. Такий підхід дозволяє визначати пожежі при відсутності явного горіння, тобто низові пожежі слабкої та середньої сили, великі підземні лісові пожежі, побічні пожежі, плямисті пожежі та місця масштабного тління.

Для цього аналізується ділянка знімку фіксованого розміру (від 3×3 до 21×21 пкл, в залежності від наявних обчислювальних потужностей) з центром у місці потенційної пожежі. Відповідно до попередніх процедур придатні до аналізу пікселі у цьому вікні, що окреслюють місце пожежі, мають бути вільними від хмар, перебувати на поверхні суходолу та не мати похибок сигналу (тобто, не належати класу «втрачених даних»).

Введемо правило, за яким будемо розрізняти потенційну пожежу. Будемо вважати, що центральний піксел належить класу «пожежа», якщо сигнал у сусідніх пікселях задовольняє вимоги [27, 28]:

$$T_f > 325 \text{ K}, \Delta T > 20 \text{ K} \text{ (вдень)} \quad (12)$$

та

$$T_f > 310 \text{ K}, \Delta T > 10 \text{ K} \text{ (вночі)}.$$

Введення вікна для аналізу сукупностей сусідніх пікселів дозволяє оперувати статистичними показниками. Будемо використовувати середні значення та середні відхилення показників, а саме: $\bar{T}_{11}$ та δ_{11} — відповідно середнє значення та середнє відхилення для T_{11} ; $\bar{T}_f$ та δ_f — середнє значення та середнє відхилення для T_f ; $\Delta \bar{T}$ та $\delta_{\Delta T}$ — середнє значення та середнє відхилення для ΔT для сусідніх пікселів. Крім того, виключно для пікселів, що задовольняють умови (12), введемо середнє значення $\bar{T}'_f$ та середнє відхилення

δ'_f для зафіксованої T_f . Введемо правила для подальшого аналізу супутникової інформації:

$$\Delta T > \Delta \bar{T} + 3.5\delta_{\Delta T}, \quad (13)$$

$$\Delta T > \Delta \bar{T} + 6 \text{ К}, \quad (14)$$

$$T_f > \bar{T}_f + 3\delta_{\Delta T}, \quad (15)$$

$$T_{11} > \bar{T}_{11} + \delta_{11} - 4 \text{ К}, \quad (16)$$

$$\delta'_f > 5 \text{ К}. \quad (17)$$

Зображення має бути проаналізоване на виконання умов (13)–(17). Правила, за якими визначатимемо пожежі, в такому разі будуть такі:

1. Будемо фіксувати пожежу в денний час зйомки, якщо виконується умова (10), або умови (13)–(15) при одночасному виконанні умови (17). В іншому випадку не реєструємо пожежу.

2. В нічний час фіксуємо пожежу при виконанні умови (11) або умов (13)–(15). В іншому випадку не реєструємо пожежу.

Якщо для перевірки виконання умов недостатньо пікселів у вікні, то слід використовувати лише умови (10) і (11).

Використання описаного підходу, зокрема аналіз вікна фіксованого розміру, має приховані можливості помилкового розпізнавання. Найбільш очевидними є визначення як пожеж відблисків від сонця з поверхні невеликих водних об'єктів, помилки, пов'язані з переходом від водної поверхні до суходолу та від місць, вкритих рослинністю до оголених ґрунтів (на кордонач пустельних регіонів).

Відблиски від Сонця можна усунути, якщо використати кут θ_g між лінією «супутник — земля поверхня» і напрямом дзеркального відбиття, який визначається як $\cos \theta_g = \cos \theta_v \cdot \cos \theta_s - \sin \theta_v \cdot \sin \theta_s \cdot \cos \varphi$, де θ_v — кут огляду, θ_s — кут стояння Сонця, φ — відносний азимутальний кут. Розглянемо такі правила: $\theta_g < 2^\circ$; або $\theta_g < 8^\circ$, $r_{650} > 0.2$, $r_{2100} > 0.12$, або $\theta_g < 12^\circ$, якщо у вікні є пікселі, віднесені до класу «вода». Якщо хоча б одна з цих умов виконується, піксел має бути виключений з класу «пожежі» та визначатися як сонячний відблиск [27].

Для аналізу можливості помилкового віднесення до класу «пожеж» гарячих місць пустельних регіонів, розглянемо такі правила: $N_f > 0.1N_v$,

$N_f \geq 4$, $r_{860} > 0.15$, $\bar{T}'_f < 345 \text{ К}$, $\delta'_f < 3 \text{ К}$, $T_f < \bar{T}'_f + 6\delta'_f$. Тут N_v — загальна кількість пікселів у вікні, N_f — кількість пікселів у вікні, які віднесені до класу «пожежі». Якщо наведені вище правила виконуються, піксел має бути виключений з класу «пожежі» та визначатися як помилка реєстрації [44].

Наступна можливість помилкового розпізнавання полягає в тому, що маскування води може бути виконаним недосконало, що призведе до великої різниці між T_4 і T_{11} у місцях переходу від води до суходолу (у прибережних зонах), тобто до помилкового визначення пожежі. Для запобігання цьому введемо правило додаткового розпізнавання води: $r_{2100} < 0.05$, $r_{860} < 0.15$, і $(r_{860} - r_{650}) / (r_{860} + r_{650}) < 0$. Якщо дана умова виконується, ми відносимо цей піксел до класу «вода».

Розглянемо параметри достовірності детектування пожеж. Для цього введемо такі параметри [27]:

$$z_f = (T_f - \bar{T}_f) / \delta_f, \quad z_{\Delta T} = (\Delta T - \Delta \bar{T}) / \delta_{\Delta T}. \quad (18)$$

Крім того, введемо параметричну функцію [16]

$$S(x; \alpha; \beta) = \begin{cases} 0; & x \leq \alpha, \\ (x - \alpha) / (\beta - \alpha); & \alpha < x < \beta, \\ 1; & x \geq \beta. \end{cases} \quad (19)$$

Достовірність реєстрації пожежі може розглядатися як комбінація достовірностей $C_1 = S(T_f; 310 \text{ К}; 340 \text{ К})$, $C_2 = S(z_f; 2.5; 6)$ та $C_3 = S(z_{\Delta T}; 3; 6)$, значення яких змінюються у межах від 0 (найнижча достовірність) до 1 (найвища достовірність) [27]. Загальна достовірність в найпростішому випадку може бути тут визначена як геометричне середнє, тобто: $C = \sqrt[3]{C_1 C_2 C_3}$. Для нічного часу поріг C_1 може бути апроксимований як $C_1 = S(T_4; 305 \text{ К}, 320 \text{ К})$.

Рішення про наявність пожежі має прийматися відповідно до експертно встановленого порогу достовірності, який у загальному випадку залежить від природних умов регіону, техногенної навантаженості та сезону спостережень (тобто динамікою та вмістом забруднювальних речовин у повітрі та характерними розподілами температури і вологості повітря). Так можна описати

найпростіший алгоритм визначення ландшафтних пожеж за даними ДЗЗ.

Зазначимо, що наведений алгоритм є методикою класифікації космічних знімків з навчанням, яка дозволяє визначити клас пікселів «пожежі» для різних типів земних покривів, що характеризуються розподілами показників T_λ і r_λ . Проведена таким чином процедура класифікації космічного зображення дозволяє розрахувати ймовірність віднесення некласифікованих пікселів до класу пожеж, тобто формально оцінити ймовірність виникнення пожежі у межах ділянок, що безпосередньо оточують район пожежі. Особливо це важливо у випадках, коли розподіл спектральних характеристик поверхні є неоднорідним. В такому випадку можна скористатися правилом, що базується на використанні вагової функції Гаусса:

$$P_b(x, y) = (P_{\max} - P_{\min}) \exp\left(-\frac{d_b^2}{2\sigma_p^2}\right) + P_{\min} \quad (20)$$

Тут $P_b(x, y)$ — ймовірність наявності (або виникнення в масштабах часу періоду спостережень) пожежі, $P_{\max}$ — максимально можлива ймовірність наявності пожежі в досліджуваному місці (незареєстрованої алгоритмом детектування), яка залежить від типу сенсора, фізико-географічних особливостей регіону та типу поверхні (наприклад, для сенсора MODIS $P_{\max}$ приймається 0.4–0.5), $P_{\min}$ — мінімальна ймовірність (для сенсора MODIS $P_{\min}$ приймається 0.03–0.05), $d_b(x, y)$ — відстань від найближчого місця пожежі, σ_p — емпіричний показник (для сенсора MODIS в районах помірного клімату та змішаних лісів σ_p приймається близько 5 км) [29].

Виходячи із статистичного характеру дистанційної інформації та беручи до уваги характер наведених алгоритмів, що використовуються для визначення пожеж, можна також запропонувати використовувати загальне рівняння, що описує ризик, пов'язаний із помилковим розпізнаванням [8]:

$$r(\delta) = \int \sum_{i=1}^I L(i, k = \delta(x)) P(i) p(x|i) dx \quad (21)$$

Тут X — простір сигналів x , що розпізнаються, $i = 1, \dots, I$ — номери істинних класів сигналів,

$k = 1, \dots, K$ — номери відповідей алгоритму розпізнавання δ ; $L(i, k)$ — втрати у разі віднесення сигналу класу i до класу k ; $P(i)$ — відомі апіорні ймовірності класів; $p(x|i)$ — відомі апіорні щільності ймовірності кожного класу. Отриману за наведеним рівнянням величину математичного сподівання втрат від помилкового розпізнавання необхідно враховувати при визначенні достовірності статистичних даних про пожежі в рамках отримання оцінок інтегральних ризиків ландшафтних пожеж.

Крім того, кризовий та посткризовий моніторинг дозволяє отримати калібрувальні дані для моделей поширення пожежі за наведеними вище рівняннями [43, 48], а також отримати дані для оцінки економічних і прямих екологічних збитків [30].

ВХІДНІ ПАРАМЕТРИ МОДЕЛІ ТА СПЕКТРАЛЬНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЗЕМНИХ ПОКРИВІВ

Рівняння (2) і (7) — (8) визначають залежність виникнення пожежі на певних проміжках часу від наявності пожеж на досліджуваній ділянці (статистики випадків) та типу поверхні (зокрема, за набором ознак рослинного та ґрунтового покриву). Для опису типу поверхні введемо інтегрований індикатор — індекс спектрального відбиття SRI , який буде представлено комбінацією спектральних характеристик в окремих смугах спектру r_λ . В залежності від контрольованого параметру будь-який із відомих спектральних індексів може бути використаний як такого роду інтегрований індикатор. Враховуючи можливість отримання багаторазових довгострокових зйомок, можна ввести індекс, що відображатиме зміни досліджуваних спектральних показників за період спостережень — нормований індекс. Нормований індекс спектрального відбиття можна запропонувати у формі

$$SRI_i^* = 100 \left(\frac{\max\{SRI_i\} - SRI_i}{\max\{SRI_i\} - \min\{SRI_i\}} \right) \quad (22)$$

Тоді інформативною ознакою можна вважати різницю $\Delta SRI^* = SRI^* - SRI_i^*$ між середнім по періоду спостережень значенням та зафіксованим на момент зйомки значенням SRI_i^* . Вибір конкретного вигляду індексу спектрального

відбиття SRI залежить від задачі, що вирішується. Так, наприклад, для короткочасових періодів (до 5 — 7 діб) у роботі [29] запропоновано вираз

$$SRI_{day} = \frac{(r_{1200})_{day} - (r_{2100})_{day}}{(r_{1200})_{day} + (r_{2100})_{day}}. \quad (23)$$

Для аналізу триваліших проміжків часу можна запропонувати вирази, що базуються на використанні:

а) вегетаційного індексу, приведеного на вплив атмосферних забруднень $ARVI$ [36]:

$$SRI_i^{ARVI} = \frac{(r_{800})_i - (2(r_{680})_i - (r_{450})_i)}{(r_{800})_i + (2(r_{680})_i - (r_{450})_i)}, \quad (24)$$

б) нормалізованого багатосмугового індексу посушливості $NMDI$ [63]:

$$SRI_i^{NMDI} = \frac{(r_{860})_i - ((r_{1640})_i - (r_{2130})_i)}{(r_{860})_i + ((r_{1640})_i - (r_{2130})_i)}, \quad (25)$$

в) абсорбційного індексу целюлози CAI [15]:

$$SRI_i^{CAI} = \frac{(r_{2000})_i - (r_{2200})_i}{(r_{2100})_i}. \quad (26)$$

Крім того, важливою є необхідність контролю змінних, що входять до рівнянь (7)—(8), аналіз яких потребує детального вивчення спектральних характеристик земних покривів.

Розв'язування рівнянь (2)—(8) залежить від можливості отримати значення основних функцій. При цьому слід зазначити, що змінні, які входять до цих функцій, мають бути рівномірно розподілені у часі і просторі, можливість чого найкраще задовольняється за допомогою використання всієї сукупності наявних засобів ДЗЗ. У таблиці наведено перелік вхідних параметрів моделі та відповідні дистанційні індикатори.

Засоби контролю та супутникові індикатори параметрів моделей оцінки ризиків ландшафтних пожеж

Вхідні параметри моделі	Індикатор та засіб контролю
P (відношення маси мертвої до живої пальної речовини)	$ARVI = \frac{r_{NIR} - (2r_{RED} - r_{BLUE})}{r_{NIR} + (2r_{RED} - r_{BLUE})}$ [36], $NDVI = \frac{r_{NIR} - r_{RED}}{r_{NIR} + r_{RED}}$ [33], $NDVI_{705} = \frac{r_{750} - r_{705}}{r_{750} + r_{705}}$ [55], $NDLI = \frac{\lg(1/r_{1754}) - \lg(1/r_{1680})}{\lg(1/r_{1754}) + \lg(1/r_{1680})}$ [54], $NDNI = \frac{\lg(1/r_{1510}) - \lg(1/r_{1680})}{\lg(1/r_{1510}) + \lg(1/r_{1680})}$ [24], калібровані за даними наземних полігонних вимірювань
σ , m^{-1} (відношення площі, зайнятої займистою речовиною, до її об'єму)	$SIPI = \frac{r_{800} - r_{445}}{r_{800} - r_{680}}$ [49], $NDLI$, калібрований за даними наземних полігонних вимірювань
m_i (вміст вологи у живій речовині природного пального)	Водні індекси $MSI = \frac{r_{1599}}{r_{819}}$ [13], $NDVI_{705}$, $SIPI$, $NDLI$, калібровані за даними наземних полігонних вимірювань
m_d (вміст вологи у мертвої речовині природного пального)	MSI , $SIPI$, $NDLI$, $NDWI = \frac{r_{857} - r_{1241}}{r_{857} + r_{1241}}$ [26], калібровані за даними наземних полігонних вимірювань

Вхідні параметри моделі	Індикатор та засіб контролю
S_f (вміст мінеральних речовин у пальному)	$NDNI$; польові дослідження, лабораторні вимірювання
w_o , кг/м ² (загальна кількість пального на площу ділянки)	$NDVI$, $EVI = g \left(\frac{r_{NIR} - r_{RED}}{r_{NIR} + 6r_{RED} - 7.5r_{BLUE} + 1} \right)$ [31], $PRI = \frac{r_{531} - r_{570}}{r_{531} + r_{570}}$ [25], $NDNI$, $NDLI$, калібровані за даними наземних полігонних вимірювань
α , град (кут нахилу рельєфу)	Супутникові дані SRTM [21]
θ , град (напрямок вітру)	Наземний метеорологічний моніторинг
a , b , c , м (велика і мала півосі та фокальний параметр еліпса поширення вогню)	Супутникові спостереження в оптичному діапазоні високого розрізнення
σ_v , кг/м ² (поточна маса рослинності на одиницю поверхні)	$NDVI$, PRI , EVI , калібровані за даними наземних полігонних вимірювань
Початкова (до початку горіння) маса рослинності на одиницю поверхні σ_{v0} , (кг/м ²)	$NDVI$, PRI , EVI , калібровані за даними наземних полігонних вимірювань
Розподіл кліматичних показників по регіону досліджень за архівними даними	Метеорологічний моніторинг
Розподіл прогнозованих змін кліматичних показників по регіону досліджень	Моделі кліматичних змін HADCM3, NCAR IM/LCM, та інші [14].
Розподіл прогнозованої частоти та інтенсивності довгострокових впливів (км ² рік ⁻¹)	Моделі кліматичних та соціально-економічних змін SRES, IS та інші [14].
Розподіл частоти та інтенсивності надзвичайних ситуацій по регіону досліджень за архівними даними (км ² рік ⁻¹)	Наземні спостереження, супутникові дані систем моніторингу надзвичайних ситуацій [60]
T_a , °C (середня температура середовища)	MSI , $TCI = 100 \left(\frac{\max\{r_{therm}\} - r_{therm}}{\max\{r_{therm}\} - \min\{r_{therm}\}} \right)$
h , ккал/кг (теплоємність природного пального)	Польові дослідження, лабораторні вимірювання
δ , м (товщина шару природного пального)	EVI , $NDLI$, $SIPI$, калібровані за даними наземних полігонних вимірювань
v , м/с (швидкість вітру)	Метеорологічний моніторинг
ρ_b , кг/м ³ (щільність горючої речовини в природному вигляді у висушеному стані)	Польові дослідження, лабораторні вимірювання
ρ_p , кг/м ³ (щільність сухої речовини пального)	EVI , $CAI = g \left(\frac{r_{2000} - r_{2200}}{r_{2100}} \right)$ [15], $NDWI$

Примітка: r_λ — коефіцієнт відбиття у відповідній смузі спостереження (центр смуги сенсора: $NIR = 800$ нм, $RED = 680$ нм, $BLUE = 450$ нм, $therm = 12$ мкм), g — напівемпіричний розрахунковий коефіцієнт, що залежить від властивостей сенсора («gain factor»)

Таким чином, виходячи із загальної методології, визначеної рівняннями (1), (2), і (4), на якій побудовано алгоритмічні процедури (10)—(17), а також ґрунтуючись на визначеній загальною моделлю (7)—(8) ймовірності (20), можна оцінити зв'язок змін земних покривів за набором спектральних характеристик (22)—(26) з ймовірністю виникнення ландшафтною пожежі.

Рівняння, що визначає ймовірність пожежі, виходячи з сукупності спектральних характеристик досліджуваних класів земної поверхні, згідно з [29] можна запропонувати у вигляді

$$P(B|\Delta SRI^*(x, y)) = \frac{P_I(\Delta SRI^*|B)P_b(x, y)}{P_I(\Delta SRI^*|B)P_b(x, y) + P_I(\Delta SRI^*|U)P_u(x, y)}. \quad (27)$$

Тут індекс B позначає клас «пожежі», а індекс U — клас пікселів, у яких пожеж достовірно немає (визначається за процедурами (10) — (17)). Ймовірність $P_b(x, y)$ визначається рівнянням (20). Співвідношення ймовірностей $P_b(x, y)$ та $P_u(x, y)$ визначається як $\lim_{x, y, i} (P_b(x, y)_i + P_u(x, y)_i) = 1$, тобто на достатньо великих періодах спостережень можна вважати, що $P_u(x, y)_i = 1 - P_b(x, y)_i$.

Сукупність наведених індикаторів та методів визначення модельних змінних можуть бути використані для побудови комплексної методики оцінки різночасових (включаючи довгострокові) регіональних ризиків ландшафтних пожеж. Задача полягає у виборі оптимального набору індикаторів (спектральних індексів SRI_i^N) для кожного періоду i зйомки, типів сенсорів та регіону досліджень.

Контроль такої кількості різномірних параметрів є складною задачею як методично, так і технологічно, тому зазвичай системи спостережень розподіляються на моніторинг середньо- і довгострокових змін земних покривів, динаміки природного пального та контролю пожежонебезпечних метеорологічних умов.

ОЦІНКА СОЦІАЛЬНО-ЕКОЛОГІЧНИХ РИЗИКІВ

У загальному випадку ризику, що виникають внаслідок дії факторів ураження, можна умовно інтерпретувати як прямі наслідки події (прямі ризику), тобто незворотні негативні зміни, що

призводять до безпосереднього пригнічення (або загибелі) компонентів екосистеми, та відкладені ризику, пов'язані з порушеннями функціонування екосистеми як цілого, тобто порушенням зворотних зв'язків в екосистемі, внаслідок чого порушується екологічний баланс і може відбутися деградація екосистеми.

Прямі наслідки, як правило, є достатньо вивченими експериментально [9]; існує значний обсяг емпірично отриманих залежностей для різноманітних факторів впливу та різних біологічних видів. Це дозволяє формалізувати екологічний ризик, пов'язаний з прямими наслідками технологічних катастроф, як абсолютне збільшення кількісного показника незворотних негативних змін під дією комплексного фактору впливу у вигляді, що загалом логічно впливає із запропонованого у [3] підходу:

$$R^*(t, Q_n) = \int \sum_{n \in N} P(t, Q_n) f(t, Q_n^*) dt. \quad (28)$$

Тут Q_n — фактор впливу ($n = 1, 2, \dots, N$), Q_n^* («ефективний летальний вплив») — фактор впливу, розрахований за окремими показниками досліджуваної системи (за набором впливів для визначеного набору видів конкретної екосистеми), $f(t, Q_n^*)$ — функція розподілу ефективних факторів впливу у часі, що інтерпретується як додатковий абсолютний ризик незворотної деградації компонентів екосистеми, $P(t, Q_n)$ — ймовірність компенсувати негативні наслідки враження протягом часу t , що пройшов після моменту катастрофи t_0 .

Іншою важливою загрозою, пов'язаною з ландшафтними пожежами, є забруднення повітря. Задача оцінки ризиків атмосферних забруднень істотно відрізняється від задачі поширення забруднень у повітрі [37]. Розрахунок ризику поширення забруднень атмосферного повітря внаслідок техногенної аварії будемо здійснювати відповідно до підходу, запропонованого у роботі [64]:

$$R(t) = P(t) \iint_S \int_{v_0}^{v_{\max}} p(v) \phi(x, y) f(x, y, v) dv dx dy. \quad (29)$$

Тут $P(t)$ — ймовірність виникнення події, пов'язаної з викидом певної кількості забруднювача (суміші забруднювачів) на території площі S

з координатами x, y ; v — ефективна швидкість поширення забруднення; $p(v)$ — ймовірність враження (в загальному випадку — ймовірність реалізації негативного впливу, але в найпростішому випадку може інтерпретуватися як ймовірність забруднення певного рівня концентрації); $f(x, y, v)$ — функція розподілу забруднення, що визначається, як правило, класичними рівняннями [7]; t — час (період, по якому проводиться моделювання). Функція розподілу забруднення $f(x, y, v)$ визначається відповідно до задачі.

Наприклад, можна використовувати найпростіше одновимірне рівняння поширення забруднення в атмосфері [4], яке базується на моделі Паскуїлла — Гіффорда:

$$v(t)dt(t - t_0) = dx, \quad (30)$$

де v — швидкість переносу фронту забруднення (швидкість вітру), t — час з моменту аварії t_0 , x — горизонтальна координата. Ця емпірична модель офіційно використовується МАГАТЕ для оцінок забруднень площ з характерними лінійними розмірами близько 10 км, але цілком коректно працює для відстаней до 100 км. Більш точним є тривимірне рівняння розподілу забруднень в атмосфері параболічного типу [5, 59]:

$$\frac{\partial C(x, y, z^*, t)}{\partial t} + v(x, y, z^*, t) \text{grad} C(x, y, z^*, t) - \text{div} D \text{grad} C(x, y, z^*, t) = Q(T, t). \quad (31)$$

Тут D — коефіцієнт турбулентного переносу, C — концентрація забруднювача, Q — інтенсивність джерела забруднення, z^* — вертикальна координата, приведена на рельєф z_0 з урахуванням ефективної висоти рослинності, T — температура (в загальному випадку маємо розраховувати $T(t - t_0)$). Так можна визначити ризик забруднення атмосферного повітря внаслідок ландшафтної пожежі.

Важливим випадком, пов'язаним із розповсюдженням небезпечних речовин, є ризик виникнення ускладнень для здоров'я людини (повної або часткової втрати працездатності протягом певного періоду, виникнення або загострення/ускладнення вже наявного певного захворювання, що може призвести до загибелі протягом періоду, що розглядається) внаслідок забруднення

навколишнього середовища, зокрема повітря та шляхом переносу з повітря, сумішшю речовин, що є продуктами горіння.

Для оцінки впливів на здоров'я людини можна використати загальне рівняння ризику, запропоноване в роботі [37], що базується на підході [58]:

$$R(t) = \sum_{n \in N} W_{n,t} P(M_{x,y}(\partial t), Q_n) P(Q_n / HI) HI(t). \quad (32)$$

Інша можлива (більш загальна) форма [39]:

$$R(t) = \int_0^\infty \sum_{n \in N} W_{n,t} P(M_{x,y}(\partial t), Q_n) P(Q_n / HI) HI(t) dt. \quad (33)$$

Тут M — кількість постраждалих на території враження с координатами x, y , ∂t — показник віку постраждалих на момент враження (як правило, розглядаються категорії до 15 років, дорослі від 15 до 55 років і старші за 55 років), $W_{n,t}$ — емпіричний ваговий коефіцієнт враження тканин та органів (залежить від вікової категорії постраждалих на момент розрахунку t та ефективного експозиційного впливу [1]), Q_n — фактор впливу ($n = 1, 2, \dots, N$; n — кількість речовин суміші забруднювачів), t — час, що пройшов після моменту катастрофи t_0 , HI — показник небезпеки (*hazard index*) суміші забруднювачів (розраховується відповідно до [61, 62]).

Як було показано на конкретних прикладах [37, 39], такий підхід дозволяє отримати кількісні оцінки ризику для здоров'я людини забруднень за окремими показниками для визначених проміжків часу.

ЗАКЛЮЧНІ ЗАУВАЖЕННЯ

Підвищена кількість та інтенсивність пожеж в природних системах, що спостерігається протягом останніх років, є значною екологічною, економічною та соціальною загрозою. Сукупність наведених рівнянь дозволяє визначати ризик ландшафтних пожеж з урахуванням впливів кількох різномірних факторів, таких як традиційні фактори, що викликають надзвичайні ситуації в регіоні, довгострокові зміни клімату і довкілля, зміни метеорологічних показників, регіональні

зміни екосистем та природокористування (що відбиваються, зокрема, на динаміці природного пального). Запропоновано в явній формі рівняння для оцінки варіабельності метеорологічних умов та аналіз накопичення та динаміки властивостей природного пального. До єдиного підходу включено компоненти для опису впливу пожеж на ризик забруднень атмосферного повітря та ризик для здоров'я населення.

В рамках викладеного підходу можна також запропонувати кілька спрощень наведених рівнянь. Так, апроксимаційна функція впливу $f_A(R^L(t), R_0(t))$ із рівняння (1), яка описує відносну взаємодію короточасових та довготривалих факторів впливу на формування пожежної небезпеки, може бути представлена, в рамках статистичної моделі врахування довгострокових впливів у вигляді кореляції $R_0(\tilde{T}, \tilde{P}r, t)$, де $\tilde{T}$ — середня температура повітря протягом кроку моделі за період моделювання, $\tilde{P}r$ — середня кількість опадів протягом кроку моделі за період моделювання, t — час.

Крім того, постає питання використання вузькосмугових індексів при застосуванні супутникових спостережень. Тут можна запропонувати використовувати можливості гіперспектральної зйомки, комбінації сенсорів та широке використання наземних польових вимірювань. Але в цьому випадку постане питання точного та адекватного визначення напівемпіричних розрахункових коефіцієнтів — «gain-факторів», що залежать від властивостей сенсорів. Іншим шляхом є запропонований у роботі [39] метод перерахунку вузькосмугових індексів в індекси, редуковані до властивостей наявних систем спостереження.

Таким чином, сукупність наведених індикаторів та методів визначення модельних змінних мають бути використані для побудови комплексної методики оцінки різночасових (включаючи довгострокові) регіональних ризиків ландшафтних пожеж. При цьому провідною є роль польових полігонних досліджень, в першу чергу досліджень спектральних характеристик типових наземних об'єктів, необхідних для коректної верифікації моделей та калібрування даних супутникових спостережень.

Загальний аналіз наведених рівнянь показує, що ризики пожеж на періодах в кілька діб генеруються варіабельністю локальних метеофакторів: температури повітря, кількості опадів та характеристик вітру; протягом сезону ризики контролюються річною мінливістю кліматичних показників: динамікою опадів, варіабельністю середніх та максимальних і мінімальних температур, показників посушливості; на періодах до 10 років ризики генеруються змінами ландшафтної структури, зокрема, динамікою рослинності, в тому числі антропогенно індукованою; на періодах від 10 до 30 років компоненти R^L і R_0 рівняння (1) практично зрівнюються, а на більших часових масштабах ризики генеруються вже переважно довготривалими змінами клімату і довкілля. Однак при цьому ризики, що генеруються довгостроковими змінами, у рівнянні (15) зростають швидше, і їхня роль збільшується.

Детальні регіональні розрахунки з використанням наведених рівнянь та аналіз сценаріїв динаміки ризиків пожеж на основі конкретних даних є предметом подальших досліджень.

1. Алымов В. Т., Тарасова Н. П. Техногенный риск: анализ и оценка. — М.: ИКЦ «Академкнига». — 2005. — 118 с.
2. Елохин А. Н., Бодриков О. В., Ульянов С. В. Методология комплексной оценки природных и техногенных рисков для населения регионов России // Проблемы безопасности при чрезвычайных ситуациях. — 1996. — 3. — С. 3 — 10.
3. Лисиченко Г. В., Забулонов Ю. Л., Хміль Г. А. Природный, техногенный та екологічний ризики: аналіз, оцінка, управління. — Київ: Наук. думка, 2008. — 542 с.
4. Методика прогнозирования масштабов заражения сильнодействующими ядовитыми веществами при авариях (разрушениях) на химически опасных объектах и транспорте: Рук. документ РД 52.04.253-90. — Л.: Гидрометеиздат, 1990.
5. Перри С. Г. Модель диффузии ЕРА для сложного рельефа: структура и характеристики // Междунар. конф. ВМО по моделированию загрязнения атмосферы и его применениям. — Л.: Гидрометеиздат, 1986. — С. 14—15.
6. Портер У. Современные основания общей теории систем. — М.: Наука, 1971. — 556 с.
7. Тихонов А. Н., Самарский А. А. Уравнения математической физики. — М.: Гостехиздат, 1953. — 314 с.

8. *Энциклопедия кибернетики* / Под ред. В. М. Глушкова. — К.: Гл. ред. Укр. сов. энцикл., 1974. — Т. 2. — 620 с.
9. *Albini F. A.* Estimating wildfire behavior and effects // Gen. Tech. Rep. INT-30. — Ogden, UT: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Intermountain Forest and Range Experiment Station. — 1976. — 92 p.
10. *Anthes R. A., Hsie E. Y., Kuo Y. H.* Description of the Penn State/NCAR Mesoscale Model Version 4 (MM4) // NCAR Techn. Note. — Boulder, CO: Natl Cent. For Atmos. Res., 1987. — NCAR/TN-282+STR. — 70 p.
11. *Balbi J. H., Santoni P. A., Dupuy J. L.* Dynamic modelling of fire spread across a fuel bed // Int. J. Wildland Fire. — 1998. — 9, N 4. — P. 275—284.
12. *Bartell S. M., Gardner R. H., O'Neill R. V.* Ecological risk estimation. — Boca Raton, FL: Lewis Pubs, 1992.
13. *Ceccato P., Flasse S., Tarantola S., et al.* Detecting vegetation leaf water content using reflectance in the optical domain // Remote Sens. Environ. — 2001. — 77. — P. 22—33.
14. *Climate Change 2001. The scientific basis* // Report of the intergovernmental panel on climate change. — Cambridge: Univ. Press, 2001. — 83 p.
15. *Daughtry C. S. T., Hunt Jr. E. R., McMurtrey III J. E.* Assessing crop residue cover using shortwave infrared reflectance // Remote Sens. Environ. — 2004. — 90. — P. 126—134.
16. *Devore J. L.* Probability and statistics for engineering and the sciences. — Monterrey: Brooks & Cole Publ., 1987. — 672 p.
17. *Dozier J.* A method for satellite identification of surface temperature fields of subpixel resolution // Remote Sens. Environ. — 1981. — 11. — P. 221—229.
18. *Ermoliev Y.* Stochastic quasigradient methods: applications // Encyclopedia of Optimization / Eds C. Floudas, P. Pardalos. — New York: Springer Verlag, 2009. — P. 3801—3807.
19. *Ermoliev Y., Hordijk L.* Global changes: facets of robust decisions // Coping with uncertainty, modeling and policy issues / Eds K. Marti, Y. Ermoliev, G. Pflug, M. Makowski. — Berlin: Springer-Verlag, 2006. — P. 4—28.
20. *Ermoliev Yu., Detlof von Winterfeldt.* Risk, security and robust solutions // IIASA Interim Report. — 2010. — IR-10-013, IIASA. — 41 p.
21. *Farr T. G., Rosen P. A., Caro E., et al.* The shuttle radar topography mission // Revs Geophys. — 2007. — 45. — RG2004. doi:10. 1029/2005RG000183.
22. *Fisher S. G., Woodmansee R.* Issue paper on ecological recovery // Ecological risk assessment issue papers. — Washington, DC: Risk Assessment Forum, U.S. Environmental Protection Agency, 1994. — 7. — P. 1—54. — EPA/630/R-94/009.
23. *Flannigan M. D., Vonder Haar T. H.* Forest fire monitoring using NOAA satellite AVHRR // Can. J. Forest Res. — 1986. — 16. — P. 975—982.
24. *Fourty T., Baret F., Jacquemoud S., et al.* Leaf optical properties with explicit description of its biochemical composition: direct and inverse problems // Remote Sens. Environ. — 1996. — 56. — P. 104—117.
25. *Gamon J. A., Serrano L., Surfus J. S.* The photochemical reflectance index: an optical indicator of photosynthetic radiation use efficiency across species, functional types and nutrient levels // Oecologia. — 1997. — 112. — P. 492—501.
26. *Gao B. C.* Normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space // Proc. SPIE. — 1995. — 2480. — P. 225—236.
27. *Giglio L., Descloitres J., Justice C. O., Kaufman Y. J.* An enhanced contextual fire detection algorithm for MODIS // Remote Sens. Environ. — 2003. — 87. — P. 273—282.
28. *Giglio L., Kendall J. D., Justice C. O.* Evaluation of global fire detection algorithms using simulated AVHRR infrared data // Int. J. Remote Sens. — 1999. — 20. — P. 1947—1985.
29. *Giglio L., Loboda T., Roy D. P., et al.* An active-fire based burned area mapping algorithm for the MODIS sensor // Remote Sens. Environ. — 2009. — 113. — P. 408—420.
30. *Heo J., Park J. S., Song Y.-S., et al.* An integrated methodology for estimation of forest fire-loss using geospatial information // Environ Monit Assess. — 2008. — 144. — P. 285—299. — DOI 10. 1007/s10661-007-9992-8.
31. *Huete A. R., Liu H., Batchily K., van Leeuwen W.* A comparison of vegetation indices over a global set of TM images for EOS-MODIS // Remote Sens. Environ. — 1997. — 59. — P. 440—451.
32. *Hunsaker C. T., Graham R. L., Suter G. W., et al.* Assessing ecological risk on a regional scale // Environ Manage. — 1990. — 14. — P. 325—332.
33. *Jackson R. D., Slater P. N., Pinter P. J.* Discrimination of growth and water stress in wheat by various vegetation indices through clear and turbid atmospheres // Remote Sens. Environ. — 1983. — 15. — P. 187—208.
34. *Jones R. G., Murphy J. M., Noguer M.* Simulation of climate change over Europe using nested regional climate model. I: Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. — 1996. — 77. — P. 1413—1449.
35. *Kaufman Y. J., Justice C. O., Flynn L. P., et al.* Potential global fire monitoring from EOS MODIS // J. Geophys. Res. — 1998. — 103. — P. 215—238.
36. *Kaufman Y. J., Tanre D.* Strategy for direct and indirect methods for correcting the aerosol effect on remote sensing: from AVHRR to EOS-MODIS // Remote Sens. Environ. — 1996. — 55. — P. 65—79.

37. Kostyuchenko Yu. V. Coupled modeling, "In-field, and Earth observation data analysis for emergency response optimization" // Paper presented at Coping with Uncertainty: Robust Decisions IFIP/IIASA/GAMM Workshop Proc., Luxenburg, Austria, Dec., 2007. — 17 p.
38. Kostyuchenko Yu., Bilous Yu. Long-term forecasting of natural disasters under projected climate changes in Ukraine // Regional aspects of climate-terrestrial-hydrologic interactions in non-boreal eastern Europe / Ed. by P. Ya. Groisman, S. V. Ivanov. — Springer, 2009. — P. 95—102.
39. Kostyuchenko Yu. V., Kopachevsky I., Solovyov D., et al. Way to reduce the uncertainties on ecological consequences assessment of technological disasters using satellite observations // Proc. of the 4th International Workshop on Reliable Engineering Computing "Robust Design — Coping with Hazards, Risk and Uncertainty" (March 3—5, 2010, Singapore). — Singapore: National University of Singapore, 2010. — P. 765—776.
40. Kostyuchenko Yu., Márton L., Yuschenko M., et al. Transboundary socio-ecological safety assessment: sustainability toward anthropogenic hazards and bioproductivity degradation // Proc. 4th Int. Workshop on Reliable Engineering Computing: Robust Design — Coping with Hazards, Risk and Uncertainty, March 3 — 5, 2010. — Singapore: National University of Singapore, 2010. — P. 777—797
41. Ludwig J. A., Reynolds J. F. Statistical ecology. — New York: Wiley-Interscience, 1988. — 337 p.
42. Lyalko V. I., Kostyuchenko Yu. V., Márton L., et al. EO capabilities for analysis of climate related socio-ecological risks: bio-productivity, desertification, and natural disasters // Proc. of Advanced Research Workshop "Using Satellite and In Situ Data to Improve Sustainability" (June 9—12, 2009, Kiev). — Kiev, 2009. — P. 56—58.
43. Manolakos E., Manatakis D., Xanthopoulos G. Temperature field modeling and simulation of wireless sensor network behavior during a spreading wildfire // Proc. of 16th European Signal Proc. Conf. (EUSIPCO 2008) (August 25—29, 2008, Lausanne, Switzerland). — Lausanne, 2008. — 5 p.
44. Martin M. P., Ceccato P., Flasse S., Downey I. Fire detection and fire grows monitoring using satellite data // Remote Sensing of Large Wildfires / Ed. by E. Chuvieco. — Berlin: Springer-Verlag, 1999. — P. 101—122.
45. Olabarria J. R. G. Integrating fire risk into forest planning: Academic Dissertation, Dissertationes Forestales 23, University of Joensuu. — Helsinki: The Finnish Society of Forest Science, 2006. — 36 p.
46. O'Neill B., Ermoliev Y., Ermolieva T. Endogenous risks and learning in climate change decision analysis // Coping with uncertainty: modeling and policy issues / Eds K. Marti, Y. Ermoliev, M. Makowski, G. Pflug. — Berlin, Heidelberg, New York: Springer, 2006. — P. 283—289.
47. O'Neill R. V., Gardner R. H., Barnhouse L. W., et al. Ecosystem risk analysis: a new methodology // Environ Toxicol Chem. — 1982. — **1**. — P. 167—177.
48. Pastor E., Zárate L., Planas E., Arnaldos J. Mathematical models and calculation systems for the study of wildland fire behaviour // Progr. Energy and Combustion Sci. — 2003. — **29**. — P. 139—153.
49. Penuelas J., Baret F., Filella I. Semi-empirical indices to assess carotenoids/chlorophyll a ratio from leaf spectral reactance // Photosynthetica. — 1995. — **31**. — P. 221—230.
50. Regulation (EU) N 911/2010 of the European Parliament and the Council on the European Earth monitoring programme (GMES) and its initial operations (2011 to 2013) // Offic. J. Eur. Union. — 20.10.2010. — P. L 276/1—L 276/10.
51. Richards G. D. A general mathematical framework for modeling two-dimensional wildland fire spread // Int. J. Wildland Fire. — 1995. — **5**. — P. 63—72.
52. Rothermel R. C. A mathematical model for predicting fire spread in wildland fuels // Res. Pap. INT-115. Forest Service, Intermountain Forest and Range Experiment Station, Ogden (UT). — 1972. — 40 p.
53. Salvador R., Piñol J., Tarantola S., Pla E. Global sensitivity analysis and scale effects of a fire propagation model used over Mediterranean shrublands // Ecol. Model. — 2001. — **136**. — P. 175—189.
54. Serrano L., Penuelas J., Ustin S. L. Remote sensing of Nitrogen and Lignin in mediterranean vegetation from AVIRIS data: decomposing biochemical from structural signals // Remote Sens. Environ. — 2002. — **81**. — P. 355—364
55. Sims D. A., Gamon J. A. Relationships between leaf pigment content and spectral reflectance across a wide range of species, leaf structures and developmental stages // Remote Sens. Environ. — 2002. — **81**. — P. 337—354.
56. Smith E. P., Shugart H. H. Issue paper on uncertainty in ecological risk assessment // Ecological risk assessment issue papers. — Washington, DC: Risk Assessment Forum, U. S. Environmental Protection Agency, 1994. — Vol. 8. — P. 1—53. — EPA/630/R-94/009.
57. Stroppiana D., Pinnock S., Gregoire J.-M. The global fire product: daily fire occurrence from April 1992 to December 1993 derived from NOAA AVHRR data // Iner. J. Remote Sens. — 2000. — **21**. — P. 1279—1288.
58. Suter G. W., Vermeire T., Munns Jr. W. R., Sekizawa J. Framework for the integration of health and ecological risk assessment // Hum. Ecol. Risk Assess. — 2003. — **9**. — P. 281—301.

59. *Techniques* and decision making in the assessment of off-site consequences of an accident in a nuclear facility // Safety ser. — 1987. — N 86. — 185 p.
60. *The use of Earth observing satellites for hazard support: assessments & scenarios* // CEOS / NOAA. — 2001. — 218 p.
61. U.S. EPA. Considerations for developing alternative health risk assessment approaches for addressing multiple chemicals, exposures and effect (external review draft). — Washington, D. C.: U. S. Environmental Protection Agency, 2006. — 384 p. — (EPA/600/R-06/014A).
62. U.S. EPA. Exposure factors handbook. — Washington, D. C.: Environmental Protection Agency, 1996. — 712 p. — (EPA/600/8-89/043 U. S. Environmental Protection Agency).
63. Wang L., Qu J. J. NMDI: a normalized multi-band drought index for monitoring soil and vegetation moisture with satellite remote sensing // Geophys. Res. Lett. — 2007. — L20405. — 34 p.
64. Wang P. K. G. Control of distributed parameter systems // Advances in Control Systems. — New York: Academ. Press, 1964. — Vol. I. — 216 p.
65. Weaver J., Lindsey D., Bikos D. Fire detection using GOES rapid scan imagery // Weather and Forecasting. — 2004. — 19. — P. 496—510.
66. Wu Y., Sklar F. H., Gopu K., Rutchev K. Fire simulations in the everglades landscape using parallel programming // Ecol. Model. — 1996. — 93. — P. 113—124.

Надійшла до редакції 06.09.11

*Yu.V. Kostyuchenko, M.V. Yushchenko,
I.M. Kopachevskyi, S. Levynsky*

A PROCEDURE FOR INTEGRATED ASSESSMENT OF LANDSCAPE FIRE RISK USING REMOTE SENSING DATA

We propose an approach to the assessment of landscape fire risk which allows one, within the framework of a comprehensive methodology, to take into account the impact of different components, such as traditional factors causing emergencies in a region, long-term climate and environmental changes, changes in meteorological parameters, and changes in regional ecosystems and nature management (which reflected, in particular, on the dynamics of natural fuels). We propose in direct form an equation for variability of meteorological conditions as well as an analysis of natural fuel accumulation and its dynamics properties. The relationship is analyzed between variables of basic equations of the risk model and satellite indicators that can be used in model calculations. A list of the most suitable existing indicators is created. We propose to take into account the probability of false interpretation of remote sensing data in analyzing the complex risk of landscape fires. The integrated approach proposed includes also air pollution risk and social risk connected with landscape fires. Our results can be used for the development of a comprehensive procedure for multi-term (including long-term) regional fire risk assessment.

О. А. Хо́да

Головна астрономічна обсерваторія Національної академії наук України, Київ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КООРДИНАТ ПЕРМАНЕНТНЫХ СТАНЦИЙ РЕГИОНАЛЬНОЙ СЕТИ: GPS VS GPS+ГЛОНАСС

Координати 71 перманентної станції, розташованої у середніх широтах Східної Європи, було отримано як з використанням спостережень лише GPS-супутників, так і з використанням GPS- та ГЛОНАСС-супутників. На основі порівняння повторюваності складових визначених координат GPS/ГЛОНАСС-станцій зроблено висновок, що на даний момент включення ГЛОНАСС-супутників в обробку спостережень перманентних станцій, розташованих у цьому регіоні, не покращує точності отриманих координат.

ВВЕДЕНИЕ

С развитием орбитальной группировки спутников ГЛОНАСС всё чаще на перманентных ГНСС-станциях стали использоваться двухсистемные приёмники. Увеличение количества наблюдаемых ГНСС-спутников на станции приводит к увеличению числа уравнений при обработке наблюдений. Естественно, возникает вопрос, приведёт ли использование наблюдений ГЛОНАСС-спутников к улучшению оценки координат станций.

Стоит отметить, что сегодня точность комбинированных точных эфемерид Международной ГНСС-службы (IGS) для ГЛОНАСС-спутников приблизительно в два раза хуже, чем для GPS-спутников (менее 5.0 см против приблизительно 2.5 см). Кроме этого, поправки для часов ГЛОНАСС-спутников пока не оцениваются IGS, а в файлы точных эфемерид записываются значения из переданных эфемерид. Точность же оценки поправок часов GPS-спутников составляет менее 0.1 нс [3].

ОПИСАНИЕ СЕТИ

Для исследования влияния использования наблюдений ГНСС-спутников при обработке дан-

ных перманентных станций была выбрана сеть, состоящая из 71 станции, расположенной на востоке Европы — от южной Финляндии до Кипра и от восточной Германии до Подмоскovie. Схема расположения ГНСС-станций показана на рис. 1.

30 станций выбранной сети расположены в Украине. Семь из них установлены ГАО НАН Украины (GLSV, KHAR, UZHL, EVPA, CNIV, SMLA, KTVL), четыре — НИИ геодезии и картографии (POLV, MIKL, ALCI, SULP). 12 станций входят в сеть Системы координатно-временного и навигационного обеспечения Украины (KHRS, LGRS, CHRS, FDRS, SVRS, EVRS, KRRS, VNRS, DNRS, MKRS, JVRS, KIRS), пять — в сеть ZAKPOS (MUKA, HUST, RANI, MIZG, VBER). Также в обработку были включены наблюдения на станциях Харьковского национального университета радиоэлектроники (SURE) и UNAVCO (CRAO). Полный список украинских ГНСС-станций с указанием установленного на них оборудования приведён в табл. 1.

Сеть является смешанной, в неё включены как GPS/ГЛОНАСС-станции (всего 37 станций, из них 17 расположены в Украине), так и станции, регистрирующие наблюдения только GPS-спутников. Десять станций сети (BOR1, GLSV, JOZE, MATE, MDVJ, NICO, METS, POLV, POTS, WTZR) входят в список IGS Reference Frame Stations.

ОБРАБОТКА НАБЛЮДЕНИЙ

Для обработки была выбрана GPS-неделя 1561 (6—12 декабря 2009 г., дни года 340—346). Обработку было выполнено в ГАО НАН Украины с помощью программного комплекса «Bernese GPS Software ver. 5.0» [1] в соответствии с требованиями Европейской перманентной ГНСС-сети (EPN) [4].

Было получено два варианта решений. В первом варианте обрабатывались наблюдения только GPS-спутников. Полученное решение обозначено как *MAO(G)*. Во втором варианте обрабатывались наблюдения как GPS-, так и ГЛОНАСС-спутников. Данное решение обозначено как *MAO(M)*. Остальные исходные данные и алгоритм обработки были идентичны для обоих вариантов решений.

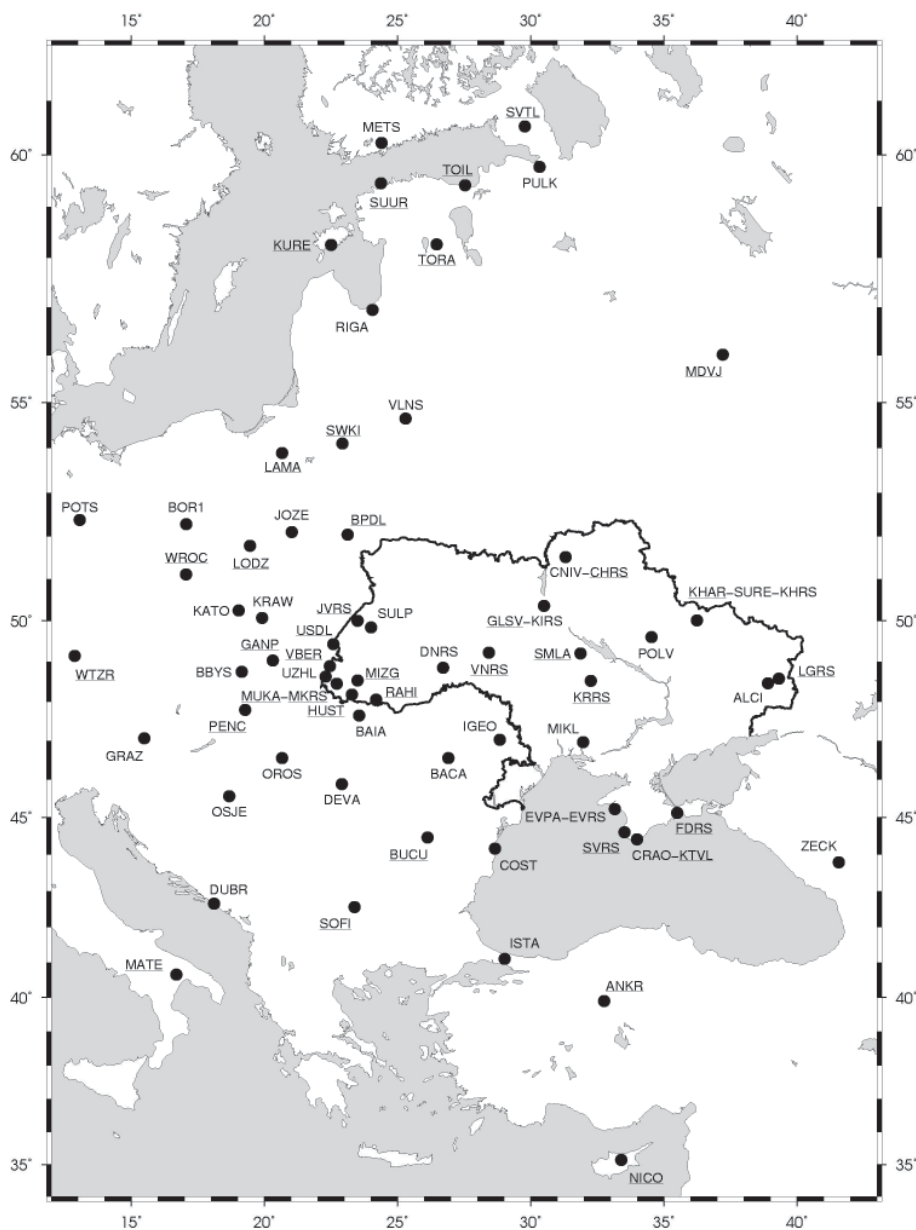


Рис. 1. Расположение ГНСС-станций

В качестве исходных данных использовались:

- наблюдения ГНСС-спутников, зафиксированные на перманентных станциях, в формате RINEX;
- комбинированные точные эфемериды ГНСС-спутников, полученные IGS, в формате SP3;
- параметры вращения Земли, полученные IGS и согласующиеся с точными эфемеридами ГНСС-спутников;
- солнечно-лунные эфемериды DE200, предоставляемые Лабораторией реактивного движения (JPL) [6];

• так называемые DCB-файлы, предоставляемые Центром определения орбит в Европе (CODE), содержащие оценки разностей кодовых наблюдений для каждого ГНСС-спутника.

Априорные координаты референчных станций (станций из списка IGS Reference Frame Stations) брались из каталога IGS05, координаты других станций для первого дня недели брались из заголовков RINEX-файлов, для остальных дней — из файла решения для предыдущего дня.

Система координат IGS05 задавалась путём ограничения No-Net Translation на координатах

Таблица 1. Список украинских ГНСС-станций (на 12 декабря 2009 г.)

Идентификатор	Станция	Номер DOMES	Приёмник	Антенна	Купол	ГНСС	Сети
ALCI	Алчевск	12371S001	TRIMBLE 5700	TRM41249.00	NONE	GPS	EPN
CHRS	ККС Чернигов		NOV OEMV3	NOV702GG	NONE	GPS+ГЛОНАСС	СКХОУ
CNIV	Чернигов	15501M001	TRIMBLE 4000SSI	TRM29659.00	NONE	GPS	EPN
CRAO	Симеиз	12337M002	ASHTech UZ-12	ASH701945C_M	SCIS	GPS	IGS,MGN
DNRS	ККС Дунаевцы		NOV OEM4-G2	NOV702	NONE	GPS	СКХОУ
EVPA	Евпатория	12344M001	TRIMBLE 4000SSI	TRM29659.00	NONE	GPS	EPN
EVRS	ККС Евпатория		NOV OEM4-G2	NOV702	NONE	GPS	СКХОУ
FDRS	ККС Феодосия		NOV OEMV3	NOV702GG	NONE	GPS+ГЛОНАСС	СКХОУ
GLSV	Киев/Голосеево	12356M001	NOV OEMV3	NOV702GG	NONE	GPS+ГЛОНАСС	IGS, EPN
HUST	Хуст		TRIMBLE NETR5	TRM55971.00	NONE	GPS+ГЛОНАСС	ZAKPOS
JVRS	Яворов		NOV OEMV3	NOV702GG	NONE	GPS+ГЛОНАСС	СКХОУ
KHAR	Харьков	12314M001	NOV OEMV3	NOV702GG	NONE	GPS+ГЛОНАСС	IGS, EPN
KHRS	ККС Харьков		NOV OEM4-G2	NOV503+CR	SPKE	GPS	СКХОУ
KIRS	ККС Киев		NOV OEM4-G2	NOV702	NONE	GPS	СКХОУ
KRRS	ККС Кировоград		NOV OEMV3	NOV702GG	NONE	GPS+ГЛОНАСС	СКХОУ
KTVL	Кацивели	12337M003	NOV OEMV3	NOV702GG	NONE	GPS+ГЛОНАСС	
LGRS	ККС Луганск		NOV OEMV3	NOV702GG	NONE	GPS+ГЛОНАСС	СКХОУ
MIKL	Николаев	12335M001	TRIMBLE 4700	TRM41249.00	NONE	GPS	IGS, EPN
MIZG	Межгорье		TRIMBLE NETR5	TRM55971.00	NONE	GPS+ГЛОНАСС	ZAKPOS
MKRS	ККС Мукачево		NOV OEMV3	NOV702GG	NONE	GPS+ГЛОНАСС	СКХОУ
MUKA	Мукачево		TRIMBLE NETR5	TRM55971.00	NONE	GPS+ГЛОНАСС	ZAKPOS
POLV	Полтава	12336M001	TRIMBLE 4700	TRM29659.00	NONE	GPS	IGS, EPN
RAHI	Рахов		TRIMBLE NETR5	TRM55971.00	NONE	GPS+ГЛОНАСС	ZAKPOS
SMLA	Смела	15503M001	NOV OEMV3	NOV702GG	NONE	GPS+ГЛОНАСС	EPN
SULP	Львов	12366M001	TRIMBLE 4700	TRM41249.00	NONE	GPS	IGS,EPN
SURE	Харьков/ХНУРЭ	15504M001	NOV OEM4-G2	NOV702_4.00	NONE	GPS	
SVRS	ККС Севастополь		NOV OEMV3	NOV702GG	NONE	GPS+ГЛОНАСС	СКХОУ
UZHL	Ужгород	12301M001	TRIMBLE 4000SSI	TRM29659.00	NONE	GPS	IGS, EPN
VBER	Великий Берёзный		TRIMBLE NETR5	TRM55971.00	NONE	GPS+ГЛОНАСС	ZAKPOS
VNRS	ККС Винница		NOV OEMV3	NOV702GG	NONE	GPS+ГЛОНАСС	СКХОУ

ты референчных станций (BOR1, GLSV, JOZE, MATE, MDVJ, NICO, METS, POLV, POTS, WTZR) из соответствующего каталога.

Обработка была выполнена в следующей последовательности.

1. Предварительная обработка суточных сессий наблюдений.

а) Проверка качества наблюдений на уровне RINEX-файлов, исключение из обработки станций с малым количеством наблюдений.

б) Преобразование входных данных во внутренние форматы.

в) Предварительная обработка кодовых наблюдений (SPP), оценка поправок к часам приёмников, расположенных на ГНСС-станциях.

г) Формирование файлов первых разностей (баз).

д) Предварительная обработка фазовых наблюдений, определение моментов скачков фазы, выявление выбросов, малых интервалов наблюдений и наблюдений спутников с углом места меньше 3° .

е) Маркировка выбросов, малых интервалов наблюдений и наблюдений спутников с углом места меньше 3° .

ж) Исключение из обработки спутников с большим количеством маркированных наблюдений.

з) Исключение из обработки станций, содержащих большое количество плохих наблюдений.

и) Если какая-либо станция была исключена из обработки, то осуществлялся возврат к шагу 1г для формирования нового набора файлов первых разностей.

к) Получение суточных решений с действительными значениями фазовых неоднозначностей, оценка параметров тропосферы.

л) Фиксирование фазовых неоднозначностей с помощью методики QIF [5], при этом использовалась глобальная модель ионосферы, предоставляемая CODE, и тропосферные параметры, полученные на предыдущем шаге обработки 1к.

2. Получение оценок координат для отдельного дня наблюдений.

а) Обработка наблюдений с фиксированными фазовыми неоднозначностями с целью получить нормальные уравнения, оценка зенитной тро-

посферной задержки с использованием априорной модели.

б) Уравнивание полученных нормальных уравнений, оценка координат ГНСС-станций.

в) Проверка качества оценки координат референчных станций. Параметры преобразования Гельмерта (только сдвиг) между системой координат, которая задавалась полученными на предыдущем шаге координатами референчных станций, и системой координат, задаваемой координатами референчных станций из каталога IGS05, должны были быть равными нулю в пределах ошибок. Если остатки после преобразования для какой-либо компоненты координат какой-нибудь референчной станции превышали задаваемые максимальные значения, то эта станция исключалась из списка референчных станций для этого дня, и выполнялся возврат к шагу 2б для повторного уравнивания с использованием уменьшенного количества референчных станций.

г) Финальное уравнивание нормальных уравнений, оценка координат ГНСС-станций для суточных решений, получение финальных нормальных уравнений. Сохранение результатов в формате SINEX.

3. Получение оценок координат для отдельной недели.

а) После того как были получены решения для всех дней недели, проводилось уравнивание суточных файлов нормальных уравнений, полученных на шаге 2г.

б) Проверка качества оценки координат референчных станций, аналогичная, как для суточного решения. Если остатки после преобразования Гельмерта для какой-либо составляющей координат какой-нибудь референчной станции превышали задаваемые максимальные значения, то эта станция исключалась из списка референчных станций для этого решения, и выполнялся возврат к шагу 3а для повторного уравнивания с использованием уменьшенного количества референчных станций.

в) Финальное уравнивание нормальных уравнений, оценка координат ГНСС-станций для недельного решения. Сохранение результатов в формате SINEX.

4. Получение финальных значений зенитных тропосферных рефракций для всех станций. При этом фиксировались координаты всех станций, полученные на шаге 3в.

51 станция из выбранной сети являются членами EPN, поэтому возможно сравнить полученные решения с комбинированным решением EPN (обозначим его как *EUR*) для этой же недели. Были получены следующие параметры преобразования Гельмерта между решениями *MAO(M)* и *EUR*:

Сдвиг:

$$\begin{aligned}T_x &= 1.3 \pm 1.0 \text{ мм}, \\T_y &= -2.4 \pm 1.2 \text{ мм}, \\T_z &= 6.6 \pm 0.9 \text{ мм}.\end{aligned}$$

Вращение:

$$\begin{aligned}R_x &= 0.10 \pm 0.03 \text{ мсд}, \\R_y &= -0.09 \pm 0.03 \text{ мсд}, \\R_z &= -0.07 \pm 0.03 \text{ мсд}.\end{aligned}$$

Масштабный множитель:

$$D = (-0.3 \pm 0.1) \cdot 10^{-9}.$$

Средние значения остатков после преобразования Гельмерта для координат станций составили 0.4, 0.3 и 1.1 мм для северной, восточной и высотной составляющих соответственно.

Рассмотрим решения *MAO(M)* и *MAO(G)*. В табл. 2 приведены основные характеристики этих решений. Из-за включения в обработку наблюдений ГЛОНАСС-спутников количество уравнений для решения *MAO(M)* увеличилось приблизительно на 28.1 % по сравнению с решением *MAO(G)*. Это привело к увеличению времени обработки наблюдений приблизительно на 31.9 %. Количество неизвестных увеличилось приблизительно на 43.8 %. Это связано с тем, что текущая версия программного комплекса «Bernese GPS Software» не фиксирует фазовые неоднозначности для ГЛОНАСС-спутников. Поэтому фазовые неоднозначности для ГЛОНАСС-спутников, как и незафиксированные фазовые неоднозначности для GPS-спутников, рассматриваются как неизвестные. Таким образом, число степеней свободы для решения *MAO(M)* возросло приблизительно на 27.9 % по сравнению с решением *MAO(G)*.

Средние значения разностей координат станций между решениями *MAO(M)* и *MAO(G)* равны:

- для северной составляющей — 0.5 мм (максимальное значение по модулю — 1.4 мм для станции MIZG),
- для восточной составляющей — 0.2 мм (максимальное значение по модулю — 0.7 мм для станции JVRS),
- для высотной составляющей — 1.1 мм (максимальное значение по модулю — 5.3 мм для станции FDRS).

Значения параметров преобразования Гельмерта между решениями *MAO(M)* и *MAO(G)* малы:

$$\begin{aligned}T_x &= -0.3 \pm 0.9 \text{ мм}, \\T_y &= -1.9 \pm 0.9 \text{ мм}, \\T_z &= 2.8 \pm 0.8 \text{ мм}, \\R_x &= 0.08 \pm 0.03 \text{ мсд}, \\R_y &= -0.07 \pm 0.03 \text{ мсд}, \\R_z &= -0.03 \pm 0.03 \text{ мсд}, \\D &= (-0.3 \pm 0.1) \cdot 10^{-9}.\end{aligned}$$

Средние значения остатков после преобразования Гельмерта для координат станций составили:

- для северной составляющей — 0.4 мм (максимальное значение по модулю — 1.2 мм для станции MIZG),

Таблица 2. Характеристики решений *MAO(G)* и *MAO(M)*

Характеристика	<i>MAO(G)</i> (GPS)	<i>MAO(M)</i> (GPS+ГЛОНАСС)
Количество уравнений	1763620	2259828
Количество неизвестных	23779	34194
Количество степеней свободы	1739841	2225634
Время обработки	4:16:29	5:38:20

Таблица 3. Средние значения повторяемости координат

Составляющая	<i>MAO(G)</i> (GPS)	<i>MAO(M)</i> (GPS+ГЛОНАСС)
Северная	0.94 мм	0.93 мм
Восточная	0.57 мм	0.55 мм
Высотная	2.83 мм	2.76 мм

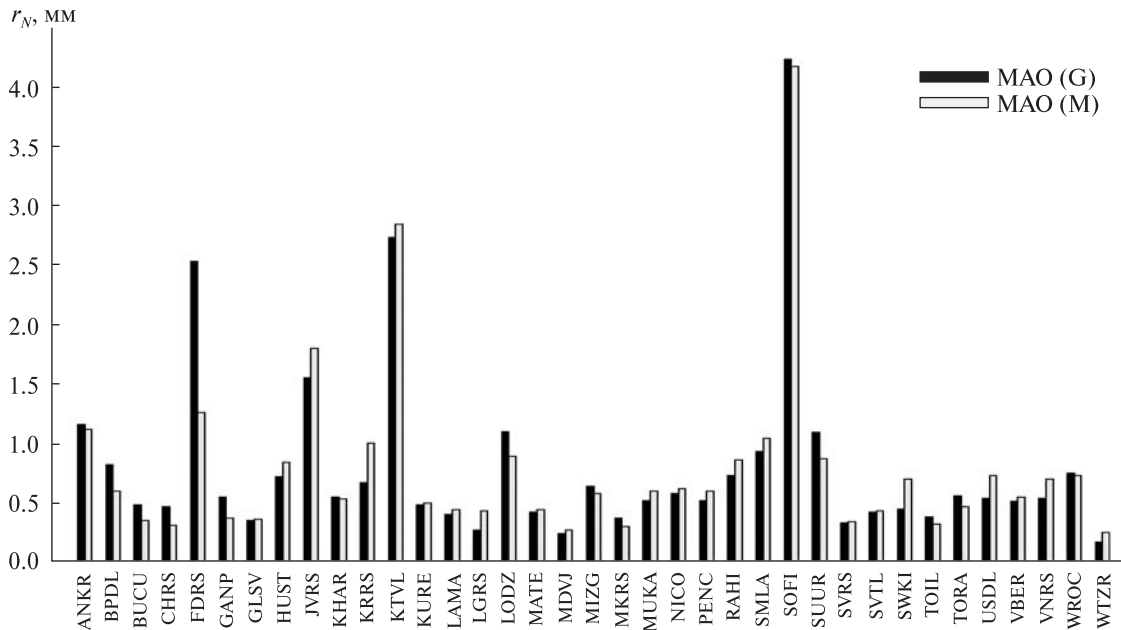


Рис. 2. Повторяемость северной составляющей координат GPS/ГЛОНАСС-станций

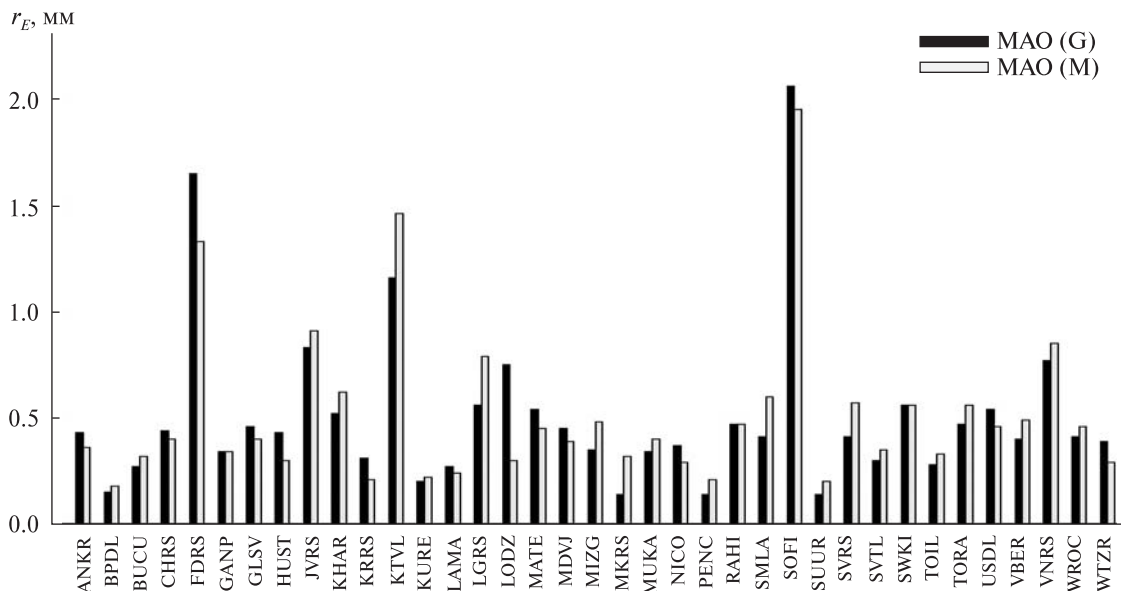


Рис. 3. Повторяемость восточной составляющей координат GPS/ГЛОНАСС-станций

- для восточной составляющей — 0.2 мм (максимальное значение по модулю — 0.6 мм для станции JVRS),
- для высотной составляющей — 1.0 мм (максимальное значение по модулю — 4.8 мм для станции FDRS).

Видно, что значения разностей координат станций между решениями $MAO(M)$ и $MAO(G)$ и остатков после преобразования Гельмерта между этими решениями близки. То есть, разности координат не обусловлены различиями в реализации системы координат для разных решений.

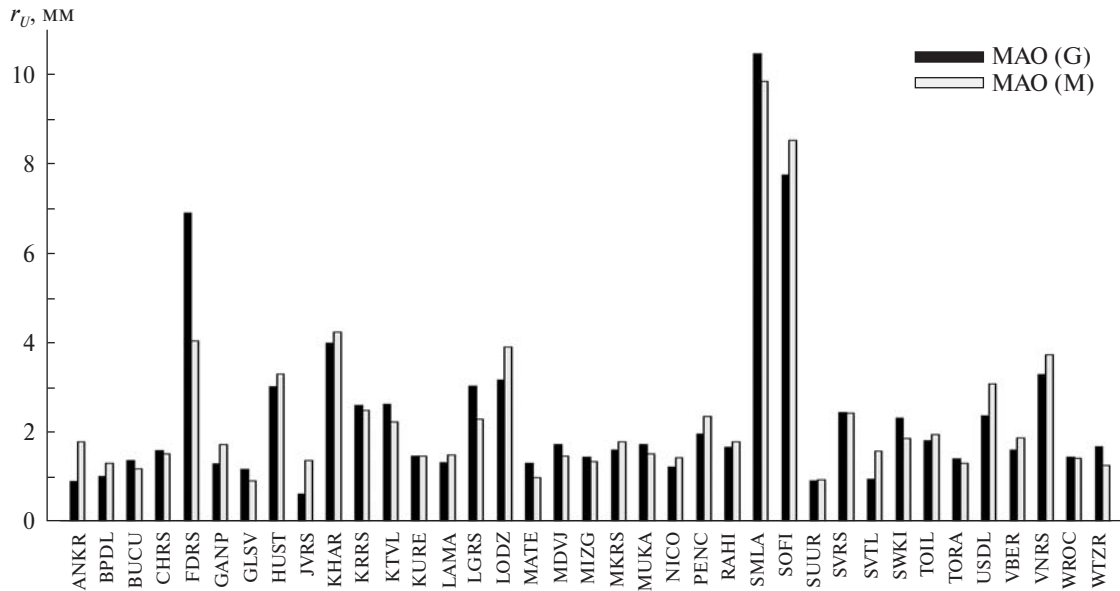


Рис. 4. Повторяемость высотной составляющей координат GPS/ГЛОНАСС-станций

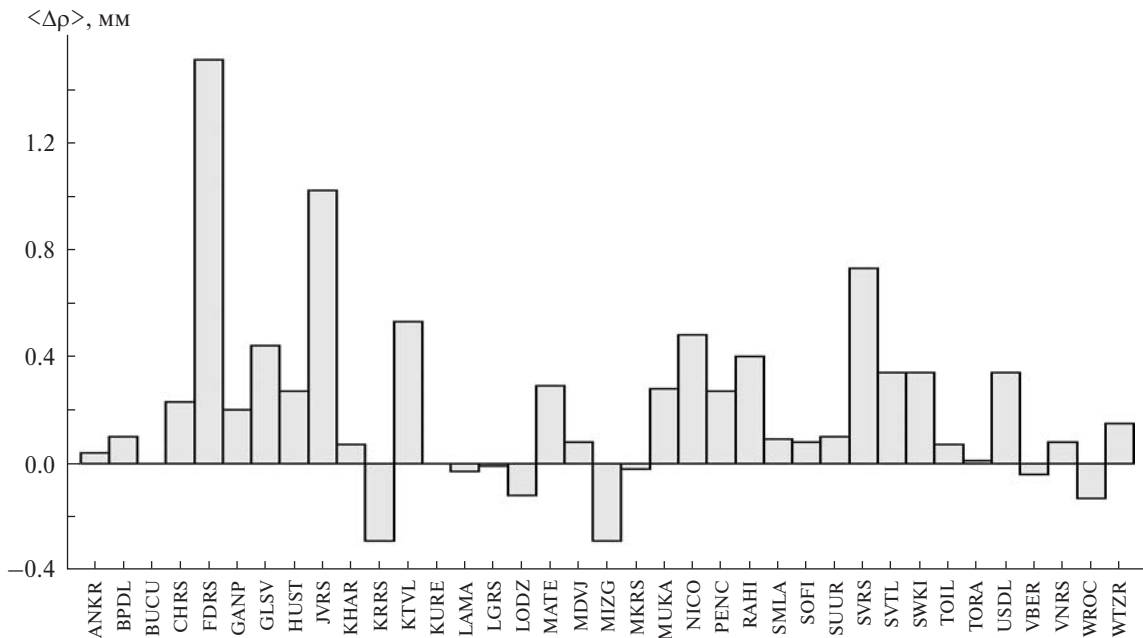


Рис. 5. Средние значения разностей зенитной тропосферной задержки для GPS/ГЛОНАСС-станций

Качество полученных решений можно оценить по повторяемости координат станций, т. е. по остаткам после преобразований Гельмерта между суточными и недельным решениями. В табл. 3 приведены средние значения повторяемости координат GPS/ГЛОНАСС-станций для

обоих решений. Следует заметить, что средние значения повторяемости координат для решения $MAO(M)$ стали меньше, чем для решения $MAO(G)$, но незначительно. На рис. 2—4 показаны значения повторяемости координат GPS/ГЛОНАСС-станций по компонентам. Видно, что

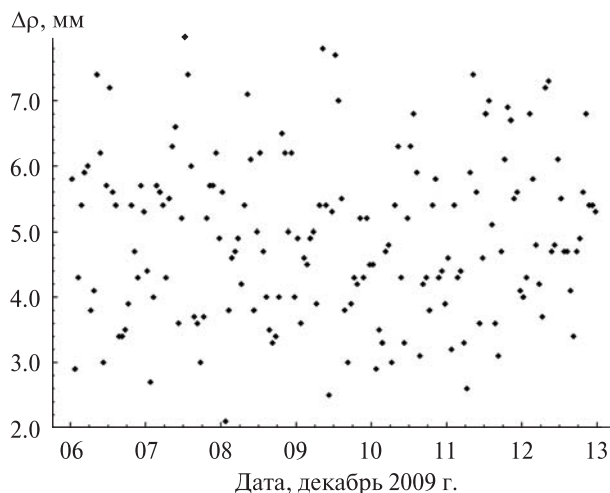


Рис. 6. Разности значений зенитной тропосферной задержки для станций EVPA и EVRS для решения $MAO(M)$

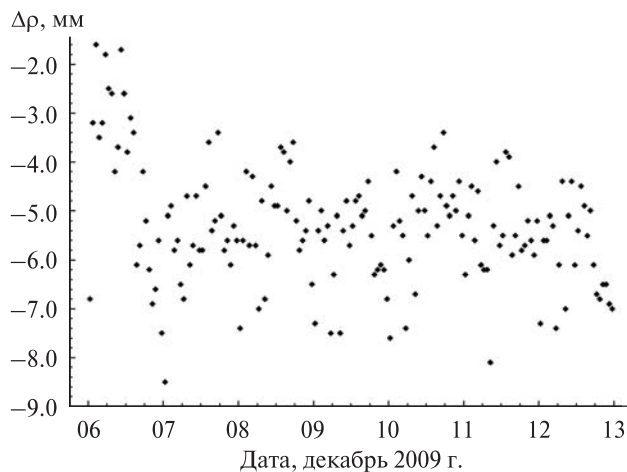


Рис. 7. Разности значений зенитной тропосферной задержки для станций KHAR и SURE для решения $MAO(M)$

Таблица 4. Длины баз между перманентными станциями, расположенными в одном городе

Город	Станции	$MAO(G)$ (GPS)	$MAO(M)$ (GPS+ГЛОНАСС)
Евпатория	EVPA—EVRS	538.8293 м	538.8294 м
Киев	GLSV—KIRS	9587.7953 м	9587.7958 м
Мукачево	MKRS—MUKA	7528.0420 м	7528.0423 м
Симеиз—Кацивели	CRAO—KTVL	2855.1046 м	2855.1038 м
Харьков	KHAR—KHRS	5619.4319 м	5619.4317 м
Харьков	KHAR—SURE	1294.8828 м	1294.8821 м
Харьков	SURE—KHRS	6249.9233 м	6249.9233 м
Чернигов	CNIV—CHRS	2328.0226 м	2328.0224 м

после включения ГЛОНАСС-спутников в обработку повторяемость полученных координат для некоторых станций улучшилась, для некоторых ухудшилась или почти не изменилась.

Средние разности оценок тропосферной рефракции между решениями $MAO(M)$ и $MAO(G)$ для GPS/ГЛОНАСС-станций лежат в диапазоне от -0.29 мм (для станций KRRS и MIZG) до 1.51 мм (для станции FDRS) и показаны на рис. 5.

На основании полученных результатов можно сделать следующий вывод: на данный момент включение ГЛОНАСС-спутников в обработку наблюдений перманентных станций, расположенных в средних широтах в Восточной Европе,

не улучшает точности полученных координат. Аналогичный вывод по отношению к перманентным станциям, расположенным в Западной Европе, был сделан, например, в работе [2].

Отметим несколько интересных дополнительных результатов этой обработки. В табл. 4 показаны длины баз между украинскими перманентными станциями, расположенными в одном городе. Различия между этими длинами баз из разных решений находятся на субмиллиметровом уровне.

На рис. 6—7 приведены разности значений зенитной тропосферной задержки для двух пар наиболее близко расположенных станций (EVPA и EVRS, KHAR и SURE соответственно) для ре-

шения *МАО(М)*. В обоих случаях разности находятся в основном в диапазоне 4—6 мм и почти не превосходят 8 мм.

1. *Bernese GPS Software Version 5.0* / Eds R. Dach, U. Hugentobler, P. Fridez, M. Meindl. — Berne: Astronomical Institute, University of Berne. — 2007. — 612 p.
2. *Bruyninx C.* Comparing GPS-only with GPS + GLONASS positioning in a regional permanent GNSS network // *GPS Solutions*. — 2007. — **11**, N. 2. — P. 97—106.
3. *Dow J. M., Neilan R. E., Rizos C.* The International GNSS Service in a changing landscape of Global Navigation Satellite Systems // *J. Geodesy*. — 2009. — **83**, N. 3—4. — P. 191—198.
4. *Guidelines for EPN analysis centres* [Электронный ресурс] / Prepared by the EPN Coordination Group and the EPN Central Bureau // Режим доступа: http://www.epncb.oma.be/_organisation/guidelines/guidelines_analysis_centres.pdf.
5. *Mervart L.* Ambiguity resolution techniques in geodetic and geodynamic applications of the Global Positioning System // *Inauguraldissertation der Philosophisch-natur-*

wissenschaftlichen Fakultät der Universität Bern. — 1995. — 155 p.

6. *Standish E. M.* The observational basis for JPL's DE200, the planetary ephemerides of the astronomical almanac // *Astron. and Astrophys.* — 1990. — **233**, N. 1. — P. 252—271.

Надійшла до редакції 30.09.11

O. A. Khoda

DETERMINATION OF COORDINATES FOR PERMANENT STATIONS OF REGIONAL NETWORK: GPS VS GPS+GLONASS

Coordinate values for 71 permanent stations located in mean latitudes in the Eastern Europe were obtained using observations of only GPS satellites and of GPS and GLONASS satellites. From an analysis of repeatability for components of estimated coordinates of GPS/GLONASS stations it was concluded that, as for now, the inclusion of GLONASS satellites in processing of observation data for permanent stations located in this region did not improve the coordinate estimation accuracy.

A. S. Potapov¹, E. Amata², T. N. Polyushkina¹, I. Coco², L. V. Ryzhakova³

¹ Institute of Solar-Terrestrial Physics, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia

² Istituto di Fisica dello Spazio Interplanetario, I.N.A.F., Rome, Italy

³ Irkutsk State Technical University, Irkutsk, Russia

A CASE STUDY OF GLOBAL ULF PULSATIONS USING DATA FROM SPACE-BORNE AND GROUND-BASED MAGNETOMETERS AND A SuperDARN RADAR

On 21–22 January 2005 global ULF pulsations in the Pc5 range were observed in the Earth's magnetosphere. The event took place during a compact high velocity stream of the solar wind, which produced a moderate magnetospheric storm and was characterised by mainly positive values of the interplanetary magnetic field B_z component and by dense plasma. To study the wave field structure of the ULF oscillations during this event we used magnetometer data from the GOES-10 and GOES-12 geostationary satellites, line of sight velocity data from the Kodiak SuperDARN radar, and magnetic measurements from INTERMAGNET observatories. In order to analyse the wave structure along a magnetic field line, GOES measurements were compared with those of ground stations closest to the GOES magnetic foot prints, while the Kodiak measurements were compared with magnetic field data from two INTERMAGNET stations, College and Shumagin, which were located within the Kodiak field of view or very close to it. The study shows a good correspondence and even coherence for some frequency components between pulsations observed near the top of a field line and at its foot and, to a lesser extent, between Kodiak line of sight velocities and conjugated magnetic measurements.

1. INTRODUCTION

Ultra-low-frequency (ULF) oscillations in the mHz frequency range (Pc5 pulsations) have been the object of many investigations and a number of theories have been proposed to account for their generation. The most popular model rests on the occurrence of the Kelvin — Helmholtz instability at the magnetopause [6, 14], while other authors developed mechanisms of Pc5 generation by wave-particle interaction inside the magnetosphere [19, 28], in which case the Pc5 oscillations have usually high values of the azimuthal wavenumber $m \geq 20$ –30. Moreover, a third group of possible Pc5 sources is connected with the solar wind drive of wave activity either through pulses and oscillations of the solar wind dynamic pressure [13] or through direct penetration of waves from the solar wind into the magnetosphere [12, 27], all such theories including the interaction of the excited waves

with magnetospheric resonators or/and waveguides. It is well known that Pc5 are observed mainly at high latitudes, as their amplitude quickly dies out towards the magnetic equator. However, sometimes ULF oscillations fill the whole magnetosphere and are observed by space-borne magnetometers from the ionosphere up to the distant geomagnetic tail, as well as by ground stations at all meridians and all latitudes from the northern to southern polar cap. Usually this occurs when a superfast stream of the solar wind, driven by an interplanetary shock wave, engulfs the magnetosphere [16, 20]. Gogatishvili [8] was among the first to observe and analyse Pc5 pulsations at medium latitudes. P. R. Higbie et al. [10] and K. Takahashi et al. [25] described an unusually long event of global Pc5s observed, on 14–15 November 1979, by several spacecraft in the magnetosphere; for this event, J. Woch et al. [28] proposed a theory of wave excitation. C. W. S. Ziesolleck and F. H. Chamalaun [30] examined the characteristics of low-latitude Pc5s using the Australian Wide Array of Geomagnetic Stations. T. Motoba et al. [18] proposed their scenario of global

ULF wave excitation studying a Pc5 event observed on 21 April 1993. A. Potapov et al. [20] described the main characteristics of global Pc5s which differentiate them from the common Pc5 pulsations.

ULF waves in the magnetospheric and ionospheric plasma can be detected in various ways with different sensors. The most known manifestation of these oscillations is the magnetic one, while satellites also measure the associated electric field changes and variations of plasma density and velocity. In recent years a new method to study ULF waves has appeared: radar measurements of plasma drift velocity in the ionosphere (for a review, see [7]). Each method has its own advantages and disadvantages.

In this paper we analyse an event of global Pc5 waves and highlight the correlation and coherence between waves measured by various methods in different regions of the magnetosphere. After a short description of the interplanetary conditions during the event (Section 2), we will present ULF observations in the magnetosphere and on the ground (Section 3), and the comparison between ground magnetometer data and radar line of sight ionospheric speed measurements (Section 4). Section 5 contains results of cross spectra and coherence calculations for some selected pairs of data sets. Finally, a discussion of the observations is presented in Section 6 and a summary in Section 7.

2. INTERPLANETARY CONDITIONS DURING THE EVENT

An interplanetary shock wave (ISW) was detected by the ACE solar wind monitor near the $L1$ libration point, at (256; -12; 19) Re GSE, on 2 January 2005, at 16:43:30 UT. Fig. 1 displays, from top to bottom and from 00:00 UT on January 21 to 24:00 UT on January 22, the following quantities: the D_{st} index, the ACE 16-second GSE B_z component of the interplanetary magnetic field (IMF), and the 64-second ACE ion speed and number density from 00:00 UT on January 21 to 24:00 UT on January 22. We identify the ISW thanks to the sudden increase, at 16:47 UT, of solar wind speed and plasma density from 620 to 860 km/s and from 6 to 17 cm⁻³, respectively. Before the ISW, the IMF B_z oscillates for about 16 hours around 0 nT with peak-to-peak excursions smaller than 10 nT; after the ISW and until 18:30 UT,

B_z displays oscillations with amplitudes ranging from 15 to 60 nT peak-to-peak; after 18:30 UT, B_z first increases to 20 nT over 4 hours, then decreases to 0 nT over 3.5 hours; after 02:00 UT it oscillates around 0 nT. On the ground the arrival of the ISW was detected at 17:11 UT as a SSC (see <ftp://www.ngdc.noaa.gov/stp/SOLAR/ftpSSC.html> at NGSC), so that we can calculate an average speed between the ACE position and the Earth's orbit of approximately 950 km/s. The ACE plasma density and speed further increase at 18:20 UT, by 50 cm⁻³ and 70 km/s, respectively, probably in correspondence with the ISW driving piston, lagging behind the ISW front by about 800 Earth radii. It is interesting to remark that this region behind the ISW front corresponds to the largest B_z oscillations. Finally, we notice that the D_{st} index clearly shows the compression due to the arrival of the ISW at the Earth, while a moderate geomagnetic storm starts a few hours later.

Fig. 2a shows spectra of the ACE B_x and B_z oscillations calculated over 17 hours before and 15 hours after the ISW passage, having excluded two hours of strong fluctuations after the ISW front. The spectra show two clear results: 1) the ISW yields a two- or three-fold intensification of the spectral density; 2) behind the ISW, a hump of the spectrum is ob-

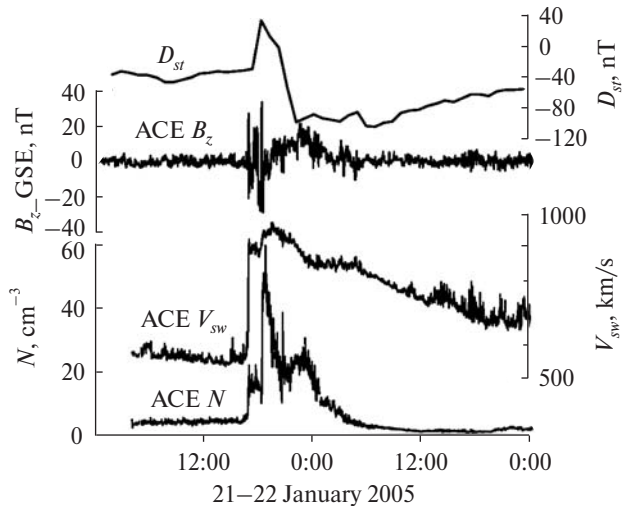


Fig. 1. D_{st} and IMF and solar wind parameters on 21–22 January 2005. From top to bottom: D_{st} index, IMF B_z component, solar wind speed and solar wind ion density. The IMF and solar wind parameters have been measured by ACE at $L1$ and have been time shifted by 28 min to account for the ballistic propagation from $L1$ to the Earth's orbit

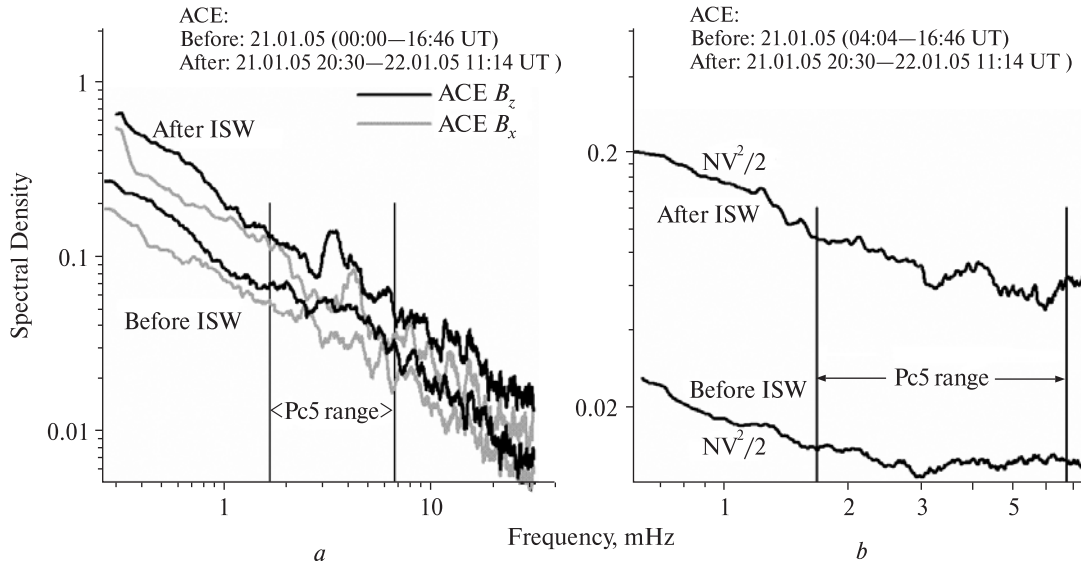


Fig. 2. Spectra of magnetic fluctuations measured by the ACE magnetometer (panel *a*) and the SWEPAM experiment (panel *b*) before and after the passage of the ISW

Geographic and corrected geomagnetic coordinates of the selected INTERMAGNET magnetic observatories, ground projections along magnetic field lines of GOES-10 and GOES-12, and approximate position of the spot in the ionosphere where the Kodiak SuperDARN radar detected Pc5 oscillations

Station or site	Abbreviation	Geographic coordinates		Corrected geomagnetic coordinates	
Barrow	BRW	71.3	203.4	70.1	251.4
College	CMO	64.9	212.2	65.1	264.2
Borok	BOX	58.0	38.1	54.0	113.2
Sitka	SIT	57.1	224.7	59.8	280.3
Shumagin	SHU	55.4	199.5	53.1	258.6
Eskdalemuir	ESK	55.3	356.8	52.7	77.4
Poste-de-la-Baleine	PBQ	55.3	282.2	65.6	358.6
Meanook	MEA	54.6	246.7	62.0	306.0
Irkutsk	IRT	52.3	104.5	47.4	177.4
Victoria	VIC	48.5	236.6	53.8	296.3
Ottava	OTT	45.4	284.5	55.9	1.1
Honolulu	HON	21.3	202.0	21.3	269.9
Eyrewell	EYR	−43.3	172.3	−50.0	256.2
Kodiak field of view	Kodiak	62	206	62	258
GOES-10 magnetic projection	GOES-10	60	242	66	297
		−65	193	−64	286
GOES-12 magnetic projection	GOES-12	57	281	67	349
		−80	251	−71	341

served, for both B_z and B_x , between 3 and 5 mHz, i. e., roughly at the centre of the Pc5 range, while prior to the ISW the B_x spectrum does not show any such feature and the B_z spectrum only displays a shoulder.

Fig. 2b shows the spectrum of the bulk kinetic energy pressure, $NV^2/2$, calculated from plasma parameters measured by the ACE Solar Wind Experiment (SWEPAM) before and after the ISW passage during

approximately the same time intervals used for the IMF spectra. We notice that the spectrum of the solar wind kinetic energy density displays a hump between 3 and 4 mHz, i. e., similar to the one described in Fig. 2a.

3. PULSATIONS IN THE MAGNETOSPHERE AND ON THE GROUND

To characterise MHD oscillations in the inner magnetosphere we used data from two geostationary spacecraft, GOES-10 and GOES-12, located above the 226th and the 285th geographic meridians, respectively. Fig. 3 shows spectra of fluctuations of the magnetic H_p component calculated using one minute data recorded by the two satellites. The two upper spectra pertain to a time period, between 21:00 UT on 21 January 2005 and 11:45 UT on 22 January 2005, extending over most of the interval used in Fig. 2 to calculate the “after ISW” ACE spectra. It is easy to conclude that the GOES spectra differ from those measured in the interplanetary medium. In fact, a prominent jagged structure is evident within the Pc5 range for both spacecraft. Not all spectral peaks correspond to each other, but common peaks at 1.7 and 2.6 mHz are clear. The two lower spectra are calculated from GOES-10 and GOES-12 H_p measurements on 21 January 2005 between 08:00 and 17:10 UT (thus partially corresponding to the “before ISW” spectra of Fig. 2) and provide an estimate of the background wave activity before the SSC, allowing us to state that the spectral density before the SSC was about 20 times less than that after the SSC.

Table contains geographic and corrected geomagnetic coordinates of the INTERMAGNET magnetic observatories whose data will be discussed hereafter. Coordinates of the ground projections along magnetic field lines of GOES-10 and GOES-12 (determined with the Coordinate Calculator provided at the Satellite Situation Center, sscweb.gsfc.nasa.gov) are also included in Table, as well as the approximate position of the spot in the ionosphere where the Kodiak SuperDARN radar detected Pc5 oscillations of the line of sight velocity. The abbreviations listed in the second column from the left are used throughout the text. Fig. 4 displays the positions of most sites listed in Table (exception made for Borok, Eskdalemuir, and Irkutsk) plotted on a plane whose axes are

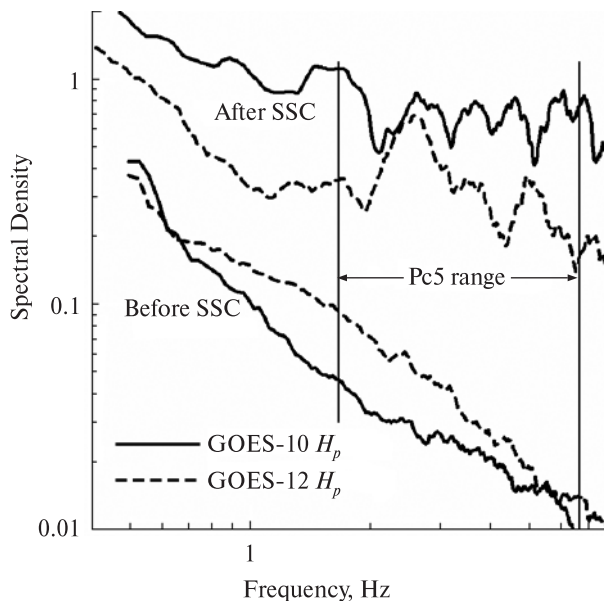


Fig. 3. Two upper curves present spectra of the H_p component fluctuations calculated using one minute data recorded by magnetometers of GOES-10 and GOES-12 during the interval from 21.01.2005 21:00 UT till 22.01.2005 11:45 UT. A prominent jagged structure is evident within the Pc5 range for both spacecraft. Two lower curves show spectra of the magnetic field oscillations from GOES-10 and GOES-12 measurements before SSC between 08:00 and 17:10 UT on 21.01.2005

the corrected geomagnetic latitude and longitude. The magnetic footprints of GOES-10 and GOES-12 are shown as black arrowed circles. The black and white triangle indicates the MLAT-MLONG cell over which we calculated the Kodiak line of sight velocities.

Fig. 5 displays power spectra of ULF magnetic oscillations at eight ground stations from 19:32 UT on 21 January to 05:31 UT on 22 January. One can see that the spectra of four stations aligned approximately along one geomagnetic meridian, at middle and sub-auroral latitudes, Sitka (SIT), Shumagin (SHU), Eyrewell (EYR), and Honolulu (HON) are very similar, although they pertain to different latitudes in both hemispheres, and have two common spectral broad humps, the first roughly centred at 2.5 mHz, the second centred between 4 and 5–6 mHz. As for the remaining two stations close to the same meridian, either the higher frequency hump, at Barrow (BRW), or the lower frequency one, at College

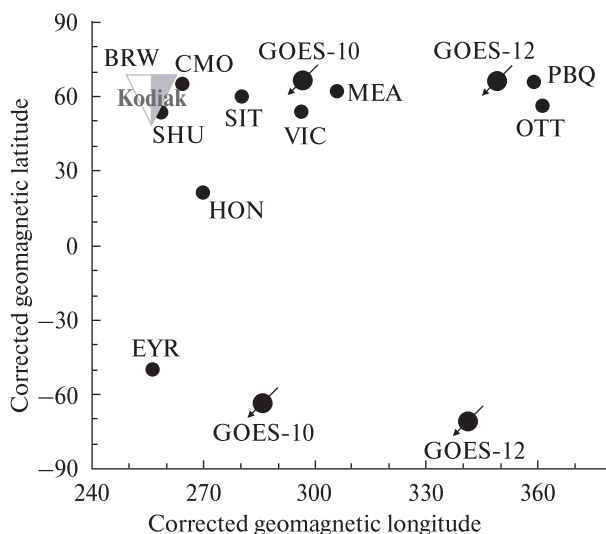


Fig. 4. Schematic map showing, as black circles, the locations of the ground-based magnetic stations listed in Table (exception made for Borok, Eskdalemuir, and Irkutsk). The footprints of geomagnetic field lines threading through GOES-10 and GOES-12 are also shown as black arrowed circles. The black and white triangle highlights the position of the MLAT-MLONG cell over which the Kodiak line of sight velocities are averaged (see text for details)

(CMO), dominates. Moving to the last two stations included in Fig. 5, PBQ and MEA, which pertain to different meridians, we notice that, by contrast, their spectra do not display any such feature and differ considerably. In conclusion, for the time being, we may say that more differences are seen in the spectra between stations at different meridians than between stations along one meridian and that, which is rather surprising, for this particular event, at high latitudes the lower-frequency resonance seems to be localized at lower latitude than the higher-frequency resonance. We will comment more in detail on these observations in Section 6. To conclude with Fig. 5, we wish to point out that at Honolulu, at very low latitude, Pc5 oscillations have substantial amplitudes, exceeding 10 nT, while the Honolulu spectrogram (third from the bottom in Fig. 5) shows the same frequency structure in the Pc5 range as for medium and high latitudes. We interpret this as a signature of the global character of the event.

Fig. 6 shows oscillograms, between 20:30 and 22:30 UT on 21 January, of X or H components of

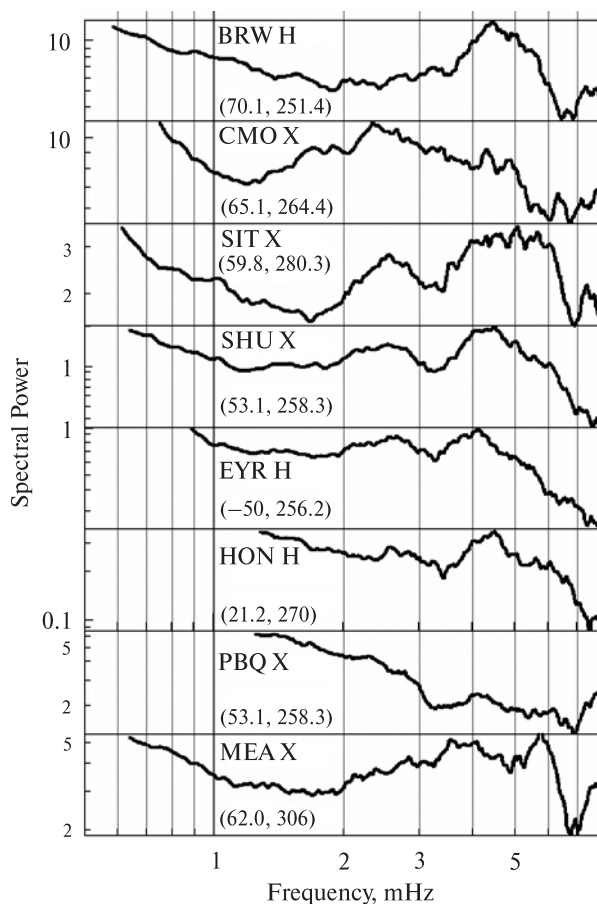


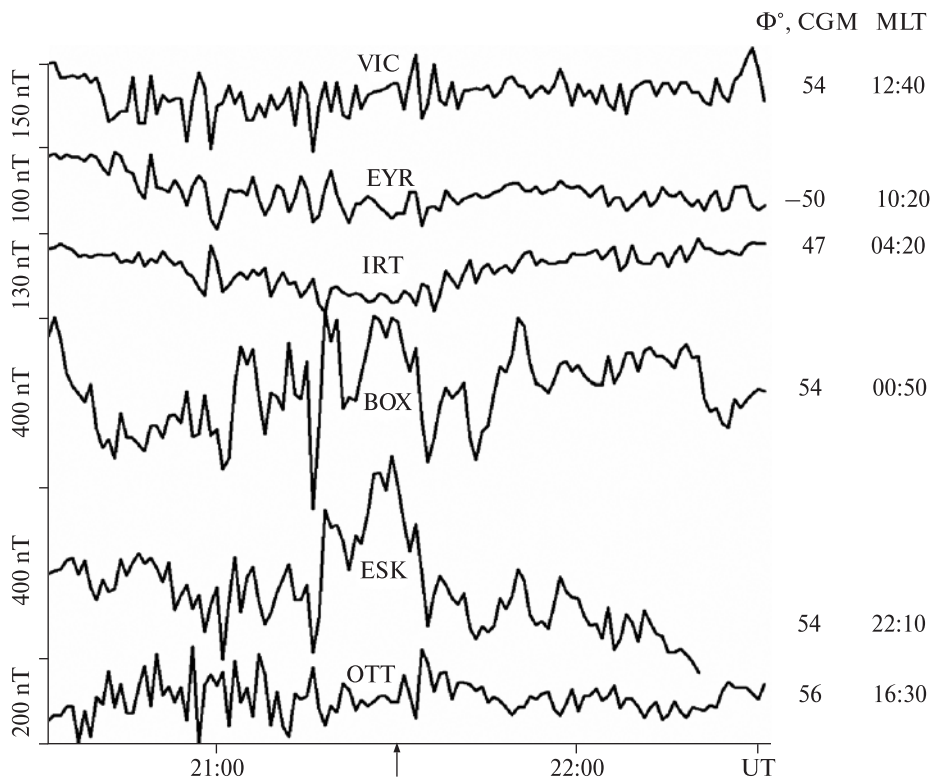
Fig. 5. Spectra of ULF oscillations measured at eight INTERMAGNET observatories from 19:32 UT on January 21st to 05:31 UT on January 22nd, 2005

pulsations observed at six mid-latitude observatories, all different from the stations used in Fig. 5, exception made for Eyrewell. On the right of Fig. 6 two columns list the CGM latitude and MLT of each station at the moment indicated by the arrow below the x -axis. All traces look rather similar, apart from the BOX and ESK traces, which were probably distorted by a high magnetic disturbance on the night side (not surprisingly, since $K_p = 7_+$). We may conclude that the Pc5 wave activity encompasses the whole planet.

4. COMPARISON OF GROUND MAGNETOMETER AND SuperDARN OBSERVATIONS

For our analysis we also examined the data sets of the Super Dual Auroral Radar Network, SuperDARN

Fig. 6. Oscillograms of X or H components of pulsations observed at six mid-latitude observatories between 20:30 and 22:30 UT on 21 January. For each station CGM latitude and MLT is specified on the right at the time indicated by the arrow below the time axis



[4, 9]. Each SuperDARN radar, in the common mode of operation, performs measurements of the line of sight horizontal velocity of the ionospheric plasma, between 90 and 400 km altitude, with a time resolution of 1 or 2 min, along 16 azimuthal beams separated by 3.2° , each consisting of 75 range gates between 180 and 3500 km from the radar site. For the event under study, we visually inspected all plots of SuperDARN line of sight velocity and found Pc5 signatures in some beams and ranges pertaining to the Kodiak radar. Fig. 7, in its bottom panel, shows a plot of the Kodiak 1 min line of sight velocity, averaged between 60° and 62° MLAT and over radar beams number 10 and 11 (i. e. roughly 6° in longitude, centred at 258° MLON), spanning from 00:00 UT on 21 January to 24:00 UT on 22 January; the upper panel of Fig. 7 shows a plot, over the same time interval and with the same time resolution, of the ground magnetic field Y component at College, band pass filtered between 1 and 6.7 mHz. As regards the meaning of the Kodiak velocity data discussed herein, it is worth recalling that the 60° and 62° MLAT interval corresponds to radar range gates 4–8, i. e. 340–560 km

from the radar, which correspond to the lower limit of the ionospheric F region. Therefore, the Kodiak data shown in Fig. 7 can be interpreted as the projection along the radar line of sight of the local convection velocity of the ionospheric plasma. It appears that both the College Y component and the Kodiak line of sight velocity display oscillation enhancements between 17:00 UT on 21 January and 01:40 UT on 22 January (the most intensive oscillations observed by Kodiak occurred after 19:50 UT). The average amplitude of the magnetic oscillations is about 50 nT with individual peaks up to 200 nT, while the amplitude of the velocity oscillations varies between 200 and 700 m/s. Fig. 8 shows the spectrum of the Kodiak velocity fluctuations and the spectra of 1-minute resolution magnetic fluctuations from the CMO and SHU stations, which are located under the Kodiak field of view or very close to it (see Fig. 4), all calculated between 19:32 UT on 21 January and 23:59 UT on 22 January. We notice that the Kodiak spectrum displays a hump above 4 mHz, i.e. at frequencies for which the CMO and SHU spectra display a broad peak, and several peaks, among which the one cen-

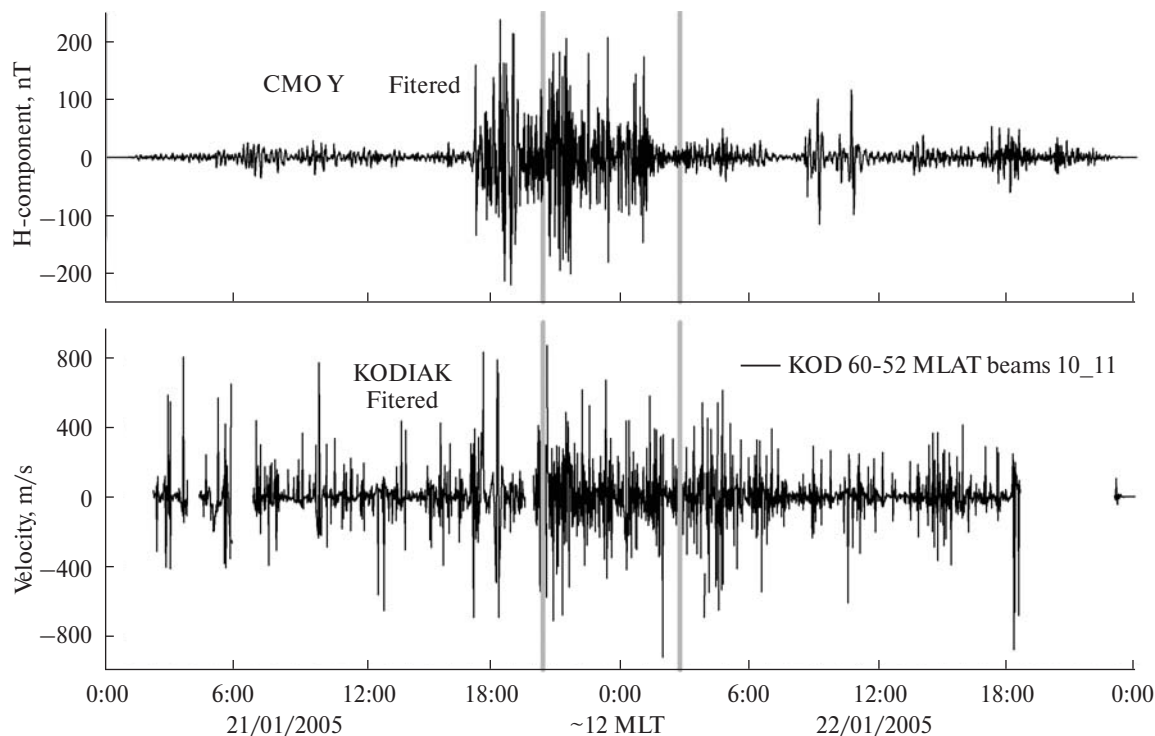


Fig. 7. Time plot of the filtered CMO Y component (upper panel) and of the Kodiak line of sight velocity averaged between 60° and 62° MLAT for radar beams 10 and 11 (see text for details). The data between the two vertical grey lines were used to calculate the coherence spectrum

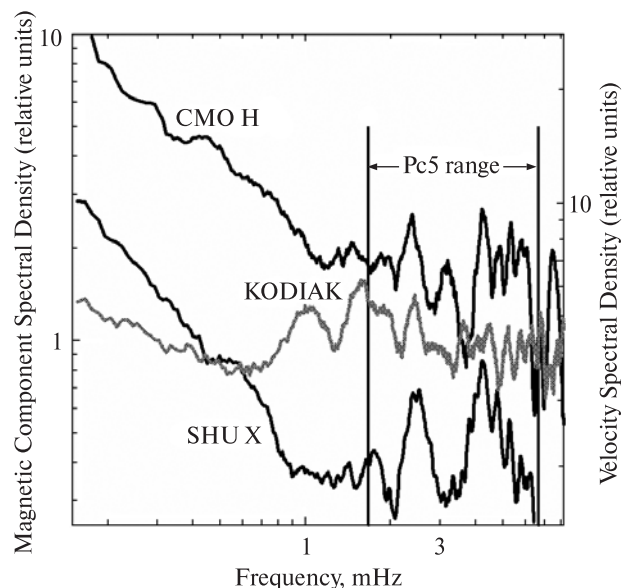


Fig. 8. Spectra of ULF fluctuations of the Kodiak line of sight velocity and of the H and X components for the CMO and SHU INTERMAGNET stations, respectively. The ground stations are located under the MLAT-MLONG cell over which the Kodiak velocity was calculated (see Fig. 4)

tred at 2.5 mHz roughly coincides with a similar peak both in the CMO and in the SHU spectrum.

5. CROSS SPECTRA AND COHERENCE BETWEEN DIFFERENT STATIONS AND REGIONS

In order to compare spectra at various ground stations and in different regions of the magnetosphere, we applied cross-spectral and coherence analyses to the available data. For this purpose, we selected a time interval of 384 min, spanning from 20:20 UT on 21 January to 02:43 UT on 22 January, characterised by the most powerful ULF oscillations both in space and on the ground, and analysed the available data following J. S. Bendat and A. G. Piersol [3]. According to their method, in order to perform averaging in the time domain, the total interval was divided into 6 sub-intervals of 64-min each. Then each subset of data was Fourier transformed through the FFT algorithm; finally, average Fourier coefficients were obtained from the 6 sets of coefficients and

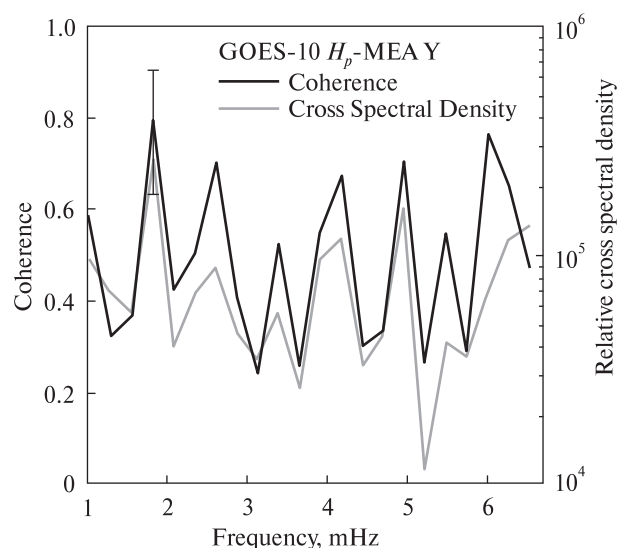


Fig. 9. Coherence and cross spectral density versus frequency for the GOES-10 H_p component and the MEA Y component. The vertical error bar shows the 95 % confidence interval corresponding to the value of the highest coherence peak (a similar bar is shown in Figs 9–12). Cross spectral density is plotted in relative units as it is not possible to safely inter-calibrate the GOES-10 and the MEA data (this same consideration applies to Figs 10 and 12)

from them we calculated matrices of spectral density, cross-spectral density and coherence for all pairs of data sets (excluding the ACE solar wind monitor) for the 1.0–6.7 mHz range, with a frequency resolution of 0.26 mHz.

First of all, let us use such matrices to examine the coherence and cross spectral density between magnetic oscillations at geostationary satellites and at the ground stations closest to the foot prints of field lines threading through them. Figures 9 and 10 show coherence and cross-spectral density plotted against frequency for the GOES-10 and MEA pair and for the GOES-12 and PBQ pair, respectively. Cross spectral density is plotted in relative units as it is not possible to safely inter-calibrate the GOES and the ground data (similar considerations apply to Figs. 10 and 12).

In Fig. 9 we see that the coherence spectrum displays several peaks, among which the two highest ones attain a value close to 0.8 at 1.8 mHz and close to 0.75 at 6.0 mHz. Here the error bar drawn at the

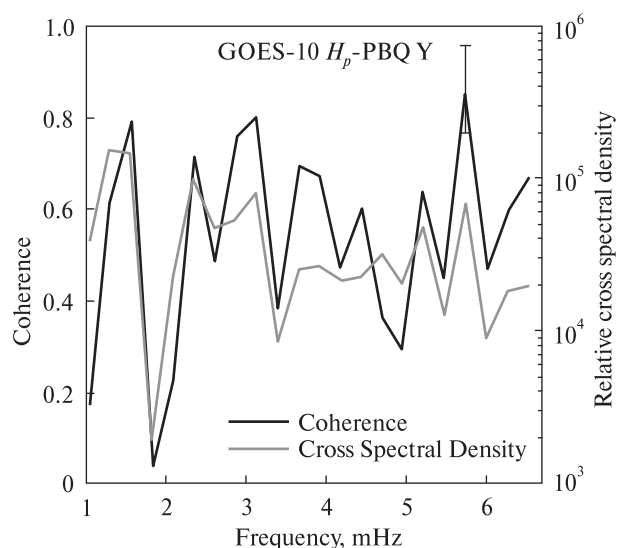


Fig. 10. Coherence and cross spectral density versus frequency for the GOES-12 H_p component and the PBQ Y component

highest peak shows the 95 % confidence interval of the calculated value of the coherence according to the definition of Bendat and Piersol [3] (error bars are drawn for the highest peak of each subsequent figure). As for the cross spectral density, we notice several peaks, generally corresponding to the coherence ones: the highest one coincides with the highest coherence peak, at 2 mHz, while no clear spectral density peak is seen in correspondence with the second highest coherence peak at 6 mHz. Fig. 10 shows that, for GOES-12 H_p and PBQ Y , the coherence displays several peaks, among which three have a value close to or above 0.8: at 1.5 mHz, at 3.1 mHz and at 5.7 mHz. As for the cross spectral density, we also notice several peaks, generally corresponding to the coherence ones: the highest one coincides with the second coherence peak, at 1.5 mHz. Fig. 11 shows the coherence and cross-spectral density plotted against frequency for the GOES-10 and GOES-12 pair. In this case, by contrast with Figs. 9 and 10, the peaks are less pronounced and the highest coherence spectrum peak occurs at 2 mHz reaching a value below 0.7.

Finally, Fig. 12 shows the coherence and the cross-spectral density between the oscillations of the Kodiak line of sight velocities and those of the

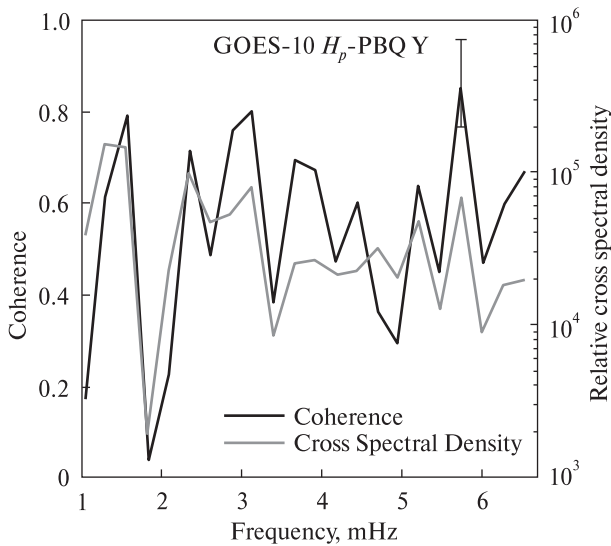


Fig. 11. Coherence and cross spectral density versus frequency for the GOES-10 and GOES-12 H_p component

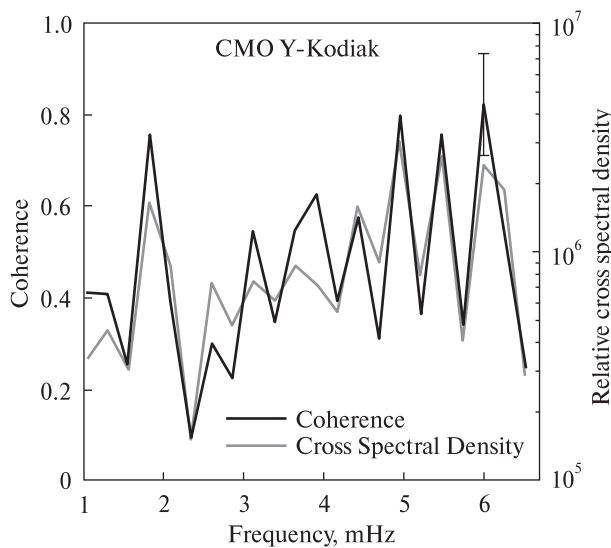


Fig. 12. Coherence and cross spectral density versus frequency for the Kodiak radar line of sight velocity and the CMO Y component

Y component of the College ground magnetic field. Here we see that the coherence is above 0.75 at a peak centred at 1.8 mHz and at three close peaks between 5 and 6 mHz, while the relative cross spectral density also displays clear peaks at the same frequencies. Both coherent spectral regions are present in Figs. 9 and 10 as well.

6. DISCUSSION

We start this Section by briefly discussing the global character of the 21–22 January 2005 event. In this regard, we first of all recall that, when describing Fig. 5, we showed the homogeneous latitudinal behaviour of the spectra at the ground along one meridian, with the exception of some remarks about the spectra pertaining to CMO and to BRW (see further on in this Section), and suggested this behaviour as a signature of the global character of the phenomenon under study. Moreover, we recall that the Pc5 oscillations were observed also in the magnetosphere at different meridional planes by the GOES-10 and GOES-12 spacecraft and that we see intensive Pc5 wave activity in the whole magnetosphere during the time interval from 17:00 UT on 21 January to 02:00 UT on 22 January with spots of lower activity during successive periods up to the end of 22 January. Finally, we wish to stress the fact that Pc5 activity was also seen at very low latitudes on the ground. In conclusion, we believe that all these considerations together allow us to state that on the whole the 21–22 January 2005 Pc5 event should be classified as a global one, notwithstanding a low level of coherence between oscillations at different meridians and the shift of spectral peaks.

Before proceeding with the discussion of particular aspects of the observation described in the preceding Sections, we wish to point out that, in contrast to many previous works on Pc5 events [15, 17], our case study concerns a global event of Pc5 oscillations, which lasted for many hours on 21–22 January 2005. In this regard, we wish to emphasise that only a few Pc5 events described in the literature had a comparable or greater duration. Such an example can be found in a very unusual Pc5 event, observed on 14–15 November 1979 [10, 25], which, in contrast to the case considered in the current paper, occurred under extraordinarily quiet solar wind and geomagnetic conditions.

We recalled already in Section 1 that global Pc5 events are often connected with large scale solar wind fast streams. In this regard, A. Potapov et al. [20] showed that global Pc5 events usually occur when the solar wind speed exceeds 800 km/s. The 21–22 January 2005 event is in agreement with this previous result, as global Pc5 oscillations started immediately

after the passage at the Earth's orbit of an interplanetary shock wave, when the solar wind speed jumped above 800 km/s, and died away several hours later, when the solar wind decelerated below 800 km/s. On the other hand, it has been shown that at solar minimum, when the magnetosphere is quieter, global Pc5s can be observed at lower values of the solar wind speed, down to 550 km/s [21]. The interesting feature of the 21–22 January event is that the IMF B_z component was generally positive and that the ISW was only followed by a moderate geomagnetic storm. As a consequence, we had the opportunity to study the Pc5 oscillations without the simultaneous presence of large and irregular disturbances of the magnetic field (at least in the dayside and dawn sectors) which are usually associated with a major magnetic storm.

Starting from the solar wind observations, we recall that, after the ISW, the ACE magnetometer and plasma sensors showed a considerable rise of the spectral density (Fig. 2), which in the middle of the Pc5 frequency range increased by 4 times. In this regard, the most remarkable feature is that no discrete frequencies can be recognised either in the IMF spectrum or in the spectrum of density and velocity oscillations.

These features are in sharp contrast with the character of the spectra in the magnetosphere and on the ground. In fact, at the geostationary orbit (see Fig. 3) we see a set of well distinguishable spectral peaks at discrete frequencies, although the distribution of the spectral power in frequency appears to depend strongly on longitude: at GOES-10 the most powerful peak is observed at ~ 1.6 mHz, while at GOES-12 the spectrum maximum is shifted to ~ 2.3 mHz. In the 4–6.5 mHz range we even see an anti-correlation between spectral peaks at the two satellites. Almost the same picture is observed at the ground based observatories: sharp spectral peaks mainly coincide in frequency along the same meridian and are shifted to other frequencies at neighbouring meridians.

In order to reconcile the lack of high level of coherence between oscillations at different meridians and the shift of spectral peaks with the global character of the event, we make the hypothesis that high or moderate values of the oscillation azimuthal wave number m are at play. This hypothesis is supported by the fact that the coherence of oscillations observed

at the geostationary spacecraft and in the magnetically conjugate ground regions is high (Figures 8 and 9), but the frequencies where this high coherence is reached are different for two satellite-ground pairs. This consideration explains why a high level of coherence is never reached for the GOES-10 and GOES-12 pair and allows us to make a lower estimate of m for our particular event, as the lack of correlation between the oscillations recorded by GOES-10 and GOES-12, 60° from each other at the geostationary orbit, could suggest that $m > 360/60 = 6$ (under the hypothesis of a stable dipole field). If this is so, we are lead to conclude that the covariance of ULF fluctuations measured by the two GOES satellite is poor in spite of their relatively similar spectra (see Fig. 3).

If a moderate or high value of m characterises the event under study, we must briefly discuss the question as to which m waves can be observed on the ground. Indeed, modes with wave numbers $k > 1/50 \text{ km}^{-1}$ cannot penetrate through the ionosphere owing to ionospheric shielding effects [11]. For the azimuthal wave number at auroral latitudes, this means strong decay for $|m| > 50$. Therefore, it is true that ground based pulsations are primarily a low m -number phenomenon. However, there are examples in the literature when m -number values of Pc5 waves are measured to be greater than $|m| \sim 15\text{--}20$ [1, 5, 24]. Moreover, G. Chisham and I. R. Mann [4] speculated that a small number of the high- m Pc5 observations is connected with locality of this mode on the ground which prevents oscillations from being observed at a sufficient number of stations along existing azimuthal chains.

In conclusion, the estimate we made earlier that $m > 6$ and the consideration that past works cite values of the order of 15–20 as realistic for propagation down to the ground, leads us to suggest that we are actually dealing with a global PC5 event characterised by moderate m numbers.

We now move to the issue of the observed field structure along a meridian. In this regard, we have noticed that the higher frequency peak exceeds the lower frequency ones at auroral latitudes as compared with mid-latitudes (Fig. 5). Indeed, the maximum spectral power in the 2–3 mHz range is observed at College (65.1° MLAT), whereas in the 4–5 mHz band we have a prominent maximum at Bar-

row (70° MLAT) or at higher latitude. Similar observations were reported by C. W. S. Ziesolleck et al. [31] from radar data. They observed both the 1.3 mHz and the 1.6 mHz signals to peak at almost the same latitude near 70° MLAT. C. W. S. Ziesolleck et al. [31] explained this effect by amplitude and/or frequency modulation. In our case, the observations probably stem from the wave energy distribution between harmonics of the field-line oscillations along the magnetic field, as it appears that we see a mix of several harmonics, whose relative contributions can change with time and, probably, subject to the external forces. In this regard, if we suppose that the observed maxima of the spectral power along a meridian correspond to the field line resonance locations, we can assume that, in this case, more than one harmonic are involved in the FLR pattern. For example, 2.5 mHz could correspond to the first harmonic of the College field line exceeding the fundamental frequency of the Barrow field line. Under this scheme, the third harmonic of the Barrow field line could lie between 4 and 5 mHz and provide a spectral power maximum at Barrow. As an alternate interpretation, we may infer that, under disturbed magnetic conditions, Barrow could find itself in the polar cap, so that the oscillations observed there could have quite a different nature, such as to be due, for instance, to penetration from the geomagnetic tail.

The difference which we have observed between the solar wind and the magnetospheric spectra, leads us to discuss the issue of the relation between them, as in recent years a number of works appeared which suggest the extra-magnetospheric origin of ULF waves in the Pc5 range [12, 13, 27]. A. D. Walker [27] proposed that the spectrum arises in the solar wind and argued that the stability of the set of frequencies observed by a number of authors [17, 22, 23] stems from the stability of the spectrum of waves coming from the solar wind. However, no mechanism was suggested for the Pc5 generation in the solar wind. R. L. Kessel et al. [13] also described discrete frequencies in the solar wind and in the magnetosheath, but remarked that only some of them coincide with the values observed at the Earth's surface. Our results show that oscillations in the Pc5 range are present in the solar wind during a period when global Pc5 oscillations are observed in the magneto-

sphere; however, as far as our event is concerned, the spectrum in the solar wind is clearly continuous, while in the magnetosphere we observed discrete spectral peaks at different latitudes along the same meridian; moreover, the peaks appear at different frequencies depending on magnetic longitude. If we wish to assign a “driving” function to the solar wind Pc5 oscillations for the 21–22 January 2005 event, it would be necessary to envisage a magnetospheric mechanism by which the energy of the solar wind waves would be redistributed over discrete frequencies. Maybe, a first step toward the development of such a mechanism has been made by A. N. Wright and G. J. Rickard [29] in their numerical study of the response of a 1D magnetohydrodynamic cavity to the impact of a random motion which has a broadband frequency spectrum. We admit that our case study cannot provide an answer to this problem, but it certainly advocates for additional investigations to be pursued.

After treating the issue of the possible solar wind origin of Pc5's, we must further comment on the spectral peaks which we see in the magnetosphere. Many authors [17, 22, 23, 27] presented evidence of the existence of a set of discrete and remarkably stable ULF “favoured” frequencies in the magnetosphere at 1.3, 1.9, 2.6 and 3.3 mHz. On the other hand, C. W. S. Ziesolleck and D. R. McDiarmid [32] suggested that different techniques of data processing can give different results as regards the position and stability of such spectral peaks. This could be the case of our results as well. In fact, in Figure 3 we observed common peaks for GOES-10 and GOES-12 at 1.7, 2.6, 3.7, and 6.9 mHz, among which only the 2.6 mHz peak coincides with one of the so-called “favoured” frequencies. On the other hand, a reason for this discrepancy could also be that all the above cited papers [17, 22, 23, 27] dealt with auroral Pc5 pulsations observed mainly in the midnight or early morning hours, while our study refers to global Pc5 oscillations encompassing the whole magnetosphere. In this regard, it is also worth recalling that U. Villante et al. [26] discussed four events for which “favoured” frequency peaks were observed in the Pc5 range at medium latitudes, although, in each of the analysed events, only some “favoured” frequencies were observed at the same time.

As regards the correlation between the Kodiak line of sight velocity and magnetic oscillations at the CMO station, we found a value close to 0.8 (Fig. 11). This can be considered as an acceptable value, in view of the fact that this cross analysis involves two different physical quantities. Moreover, the SuperDARN line of sight velocity data were averaged over a 200×600 km cell, while the magnetometer data usually refer to a 1000×1000 km region in the ionosphere above the magnetometer itself.

7. SUMMARY

Hereafter we present a short summary of our finding based on a case study of global Pc5 oscillations in the magnetosphere.

1. Although there was enhanced background of ULF activity in the Pc5 band upstream of the Earth, we could not find any resonant structure in the oscillations outside the magnetosphere in contrast with A. D. Walker's [27] hypothesis about the extra-magnetospheric nature of the Pc5 resonant structure on the ground.

2. We found a better correspondence between ULF activity observed along one meridian at various latitudes than between ULF waves measured along one parallel at different meridians. The same relates to oscillations in space: coherence between Pc5 pulsations observed near the top of a field line and at its foot is much higher than that between two geostationary satellites located at different meridians. This is partially new, as similar considerations were made in the past by V. B. Belakhovsky and V. A. Pilipenko [2].

3. The correspondence between variations of Kodiak line of sight velocity and magnetic oscillations turned to be relatively high, at least not lower than that between magnetic pulsations at neighbouring meridians. This confirms previous results of C. W. S. Ziesolleck et al. [31].

4. Neither on the ground, nor in the space, we found a stable series of discrete frequencies in the Pc5 observations, as it was reported in several earlier papers [17, 22, 23, 27].

Acknowledgements. We thank the staff of all magnetic observatories whose data have been used in this work. In particular, we thank the PIs of: the INTERMAGNET project (J. Rasson, website www.intermagnet.org), GOES (H. Zinger), WIND (R. Leping), and ACE (N. Ness) for the provision of data through <http://cdaweb.gsfc.nasa.gov/istp-public>, the PI of the SuperDARN Kodiak radar (W. Bristow). This work was supported by grants INTAS-SB RAS Nr 06-1000013-882, RFBR Nrs 12-05-00007 and 10-05-00661 and by ASI contract n. I/015/07/0.

magnet.org), GOES (H. Zinger), WIND (R. Leping), and ACE (N. Ness) for the provision of data through <http://cdaweb.gsfc.nasa.gov/istp-public>, the PI of the SuperDARN Kodiak radar (W. Bristow). This work was supported by grants INTAS-SB RAS Nr 06-1000013-882, RFBR Nrs 12-05-00007 and 10-05-00661 and by ASI contract n. I/015/07/0.

1. Allan W., Poulter E. M., Glassmeier K.-H., Nielsen E. Ground magnetometer detection of a large-m Pc5 pulsation observed with the STARE radar // *J. Geophys. Res.* — 1983. — **88**. — P. 183–188.
2. Belakhovsky V. B., Pilipenko V. A. Generation of Pc5 pulsations in magnetic field and particle fluxes at the recovery phase of the 31 October 2003 magnetic storm. *Geomagn // Aeronomy* 50. — 2010 (in Russian).
3. Bendat J. S., Piersol A. G. Random data: Analysis and measurement procedures: 2nd edition. — New York: John Wiley, 1986.
4. Chisham G., Mann I. R. A Pc5 ULF wave with large azimuthal wavenumber observed within the morning sector plasmasphere by Sub-Auroral Magnetometer Network // *J. Geophys. Res.* — 1999. — **104**. — P. 14.717.
5. Chisham G., Lester M., Milan S. E., et al. A decade of the Super Dual Auroral Radar Network (SuperDARN): scientific achievements, new techniques and future directions // *Surveys in Geophysics*. — 2007. — **28**. — P. 33–109.
6. Dungey J. W. Electrodynamics of the outer atmosphere // *Proceedings of the Ionosphere*. — London, The Physical Society of London, 1955.
7. Fenrich F. R., Waters C. L., Connors M., Bredeson C. Ionospheric signatures of ULF waves: passive radar techniques // *Magnetospheric ULF Waves: Synthesis and New Directions: AGU Geophysical Monograph*. — 2006. — V. 169.
8. Gogatishvili Ia. M. Appearance of long-period pulsations at middle latitudes // *Geomagnetism and Aeronomy*. — 1974. — **14**. — P. 658–660.
9. Greenwald R. A., Bristow W. A., Sofko G. J., et al. Super dual auroral radar network radar imaging of dayside high-latitude convection under northward interplanetary magnetic field: toward resolving the distorted two-cell versus multicell controversy // *J. Geophys. Res.* — 1995. — **100**. — P. 19661–19674.
10. Higbie P. R., Baker D. N., Zwickl R. D., et al. The global Pc 5 event of November 14–15 // *J. Geophys. Res.* — 1982. — **87**. — P. 2337–2345.
11. Hughes W. J., Southwood D. J. The screening of micropulsation signals by the atmosphere and ionosphere // *J. Geophys. Res.* — 1976. — **81**. — P. 3234.
12. Liu Y. H., Fraser B. J., Liu R. Y., Ponomarenko P. V. Conjugate phase studies of ULF waves in the Pc5 band near

- the cusp // *J. Geophys. Res.* — 2003. — **108A**, N 7. — P. 1274.
13. *Kepko L., Spence H. E., Singer H. J.* ULF waves in the solar wind as direct drivers of magnetospheric pulsations // *Geophys. Res. Lett.* — 2002. — **29**. — P. 39.
 14. *Kessel R. L., Mann I. R., Fung S. F., et al.* Correlation of Pc5 wave power inside and outside the magnetosphere during high speed streams // *Ann. geophys.* — 2004. — **22**. — P. 629–641.
 15. *Kivelson M. G., Pu Z. Y.* The Kelvin-Helmholtz instability on the magnetopause // *Planet. Space Sci.* — 1984. — **32**. — P. 1335–1341.
 16. *Mathie R. A., Mann I. R.* On the solar wind control of Pc5 ULF pulsation power at mid-latitudes: Implications for MeV electron acceleration in the outer radiation belt // *J. Geophys. Res.* — 2001. — **106**. — P. 29783–29796.
 17. *Mathie R. A., Mann I. R., Menk F. W., Orr D.* Pc5 ULF pulsations associated with waveguide modes observed with the IMAGE magnetometer array // *J. Geophys. Res.* — 1999. — **104**. — P. 7025–7036.
 18. *Motoba T., Kikuchi T., Lühr H., et al.* Global Pc5 caused by a DP 2-type ionospheric current system // *J. Geophys. Res.* — 2002. — **107A**, N 2. — P. 1032.
 19. *Pokhotelov O. A., Pilipenko V. A., Amata E.* Drift anisotropy instability of a finite-beta magnetospheric plasma // *Planet. Space Sci.* — 1985. — **33**. — P. 1229–1241.
 20. *Potapov A., Guglielmi A., Tsegmed B., Kultima J.* Global Pc5 event during 29–31 October 2003 magnetic storm // *Adv. Space Res.* — 2006. — **38**. — P. 1582–1586.
 21. *Potapov A. S., Polyushkina T. N.* Evidence for direct penetration of the ULF waves from the solar wind and their possible contribution to acceleration of the radiation belt electrons // *Solnechno-Zemnaya Fizika*. — 2010. — **15**. — P. 28–34 (In Russian).
 22. *Ruohoniemi J., Greenwald R., Baker K. B., Samson J.* HF radar observations of Pc 5 field line resonances in the midnight/early morning MLT sector // *J. Geophys. Res.* — 1991. — **96**. — P. 15697–15710.
 23. *Samson J., Greenwald R., Ruohoniemi J., et al.* Magnetometer and radar observations of magnetohydrodynamic cavity modes in the Earth's magnetosphere // *Canad. J. Phys.* — 1991. — **69**. — P. 929–937.
 24. *Sarris T., Li X., Singer H. J.* A long-duration narrowband Pc5 pulsation // *J. Geophys. Res.* — 2009. — **114**. — A01213, doi:10.1029/2007JA012660
 25. *Takahashi K., Fennell J. F., Amata E., Higbie P. R.* Field-aligned structure of the storm time Pc 5 wave of November 14–15, 1979 // *J. Geophys. Res.* — 1987. — **92**. — P. 5857–5864.
 26. *Villante U., Francia P., Vellante M., et al.* Long-period oscillations at discrete frequencies: A comparative analysis of ground, magnetospheric, and interplanetary observations // *J. Geophys. Res.* — 2007. — **112**. — A04210, doi:10.1029/2006JA011896.
 27. *Walker A. D.* Excitation of field line resonances by MHD waves originating in the solar wind // *J. Geophys. Res.* — 2002. — **107A**, N 12. — P. 1481.
 28. *Woch J., Kremser G., Rorth A., et al.* Curvature-driven drift mirror instability in the magnetosphere // *Planet. Space Sci.* — 1988. — **36**. — P. 383–393.
 29. *Wright A. N., Rickard G. J.* A numerical study of resonant absorption in a magnetohydrodynamic cavity driven by a broad-band spectrum // *Astrophys. J.* — 1995. — **444**. — P. 458–470.
 30. *Ziesolleck C. W. S., Chamalaun F. H.* A two-dimensional array study of low-latitude Pc5 geomagnetic pulsations // *J. Geophys. Res.* — 1993. — **98**. — P. 13703–13713.
 31. *Ziesolleck C. W. S., McDiarmid D. R.* Auroral latitude field Pc5 field line resonances: quantized frequencies, spatial characteristics, and diurnal variation // *J. Geophys. Res.* — 1994. — **99**. — P. 5817–5830.
 32. *Ziesolleck C. W. S., Fenrich F. R., Samson J. C., McDiarmid D. R.* Pc5 field resonance frequencies and structure observed by SuperDARN and CANOPUS // *J. Geophys. Res.* — 1998. — **103**. — P. 11,771–11,785.

Received September 26, 2011

A. С. Потанов, Э. Амата, Т. Н. Полюшкина,
И. Кокко, Л. В. Рыжакова

ГЛОБАЛЬНЫЕ УНЧ-КОЛЕБАНИЯ, НАБЛЮДАВШИЕСЯ СПУТНИКОВЫМИ И НАЗЕМНЫМИ МАГНИТОМЕТРАМИ И РАДАРНОМ SuperDARN: АНАЛИЗ КОНКРЕТНОГО СОБЫТИЯ

21–22 января 2005 г. в магнитосфере Земли наблюдались глобальные УНЧ-колебания в диапазоне Pc5. Событие произошло на фоне умеренной магнитосферной бури, вызванной компактным высокоскоростным потоком солнечного ветра, при положительном значении составляющей B_z межпланетного магнитного поля и при высокой плотности плазмы. Для изучения структуры волнового поля УНЧ-колебаний во время этого события мы использовали данные магнитометров геостационарных спутников GOES-10 и GOES-12, данные о скорости ионосферной плазмы вдоль луча зрения радара Kodiak системы SuperDARN и магнитные измерения на обсерваториях сети INTERMAGNET. Чтобы проанализировать волновую структуру вдоль силовой линии геомагнитного поля, измерения на GOES были сопоставлены с измерениями наземных станций, наиболее близким к магнитной проекции спутников GOES, а измерения радаром Kodiak сравнивались с двумя станциями сети INTERMAGNET, Колледж и Шумагин, которые были расположены в пределах поля зрения радара или близко к нему. Результаты показывают хорошее соответствие и даже когерентность для некоторых спектральных составляющих между пульсациями, наблюдавшимися

вблизи вершины силовой линии и в ее основании, и в меньшей степени — между вариациями скорости плазмы вдоль луча зрения радара и сопряженных магнитных измерений.

*О. С. Потапов, Е. Амата, Т. М. Полюшкіна,
І. Коко, Л. В. Рижаківа*

**ГЛОБАЛЬНІ УНЧ-КОЛИВАННЯ,
ЯКІ СПОСТЕРІГАЮТЬСЯ СУПУТНИКОВИМИ
ТА НАЗЕМНИМИ МАГНІТОМЕТРАМИ І РАДАРІМ
SuperDARN: АНАЛІЗ КОНКРЕТНОЇ ПОДІЇ**

21—22 січня 2005 р. у магнітосфері Землі спостерігалися глобальні УНЧ-коливання в діапазоні Pc5. Подія сталася на тлі помірної магнітосферної бурі, викликаній компактним високошвидкісним потоком сонячного вітру, при позитивному значенні складової B_z міжпланетного магнітного поля і при високій щільності плазми. Для вивчення

структури хвильового поля УНЧ-коливань під час цієї події ми використовували дані магнітометрів геостационарних супутників GOES-10 і GOES-12, дані про швидкість іоносферної плазми вздовж променя зору радара Kodiak системи SuperDARN і магнітні вимірювання на обсерваторіях мережі INTERMAGNET. Щоб проаналізувати хвильову структуру вздовж силової лінії геомагнітного поля, вимірювання на GOES були зіставлені з вимірами наземних станцій, найбільш близькими до магнітної проекції супутників GOES, а вимірювання радаром Kodiak порівнювалися з двома станціями мережі INTERMAGNET, Колледж і Шумагін, які були розташовані у полі зору радара або близько до нього. Результати показують хорошу відповідність і навіть когерентність для деяких спектральних складових між пульсаціями, що спостерігалися у районі вершини силової лінії і в її основі, і меншою мірою — між варіаціями швидкості плазми вздовж променя зору радара і пов'язаних магнітних вимірів.

УДК 550.388.2

В. П. Деденок¹, А. А. Ткаченко², В. М. Дейнеко², Ю. В. Резников²

¹ Науково-дослідний проектний інститут «Союз», Харків

² Харківський університет Повітряних Сил ім. І. Кожедуба, Харків

МОНИТОРИНГ ВОЗМУЩЕНИЙ В ЛОКАЛЬНОЙ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ОБЛАСТИ ИОНОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ СЕТИ СТАНЦИЙ ПРИЕМА СПУТНИКОВЫХ РАДИОНАВИГАЦИОННЫХ СИГНАЛОВ

Запропоновано методику використання оцінки іоносферної затримки навігаційних радіосигналів для моніторингу стану іоносфери в локальній просторово-часовій області за даними декількох станцій прийому супутникових радіонавігаційних сигналів. Проведено порівняльний аналіз іоносферних варіацій над епіцентром сильного землетрусу в Греції в 2006 р. ($M = 6.8$) з даними відомих досліджень. Наведено результати аналізу стану іоносфери над епіцентром руйнівного землетрусу в Японії у березні 2011 р. ($M = 9.0$).

ВВЕДЕНИЕ

Ионосфера является средой, в которой возникают отклики на целый ряд природных и техногенных событий, таких как сейсмическая активность, магнитные бури, старты ракет-носителей и др. Подобные отклики проявляются в виде различного рода неоднородностей, которые представляют собой области аномального изменения концентрации электронов. Так, многими исследователями [1, 4, 7, 8] показано появление ионосферных аномалий над эпицентром мощных землетрясений в предшествующий период (от нескольких часов до нескольких суток), которые проявляются как специфическое увеличение полного электронного содержания в вертикальном столбе единичного сечения (VTEC). Мониторинг появления таких аномалий может стать эффективным элементом комплекса мероприятий по предсказанию землетрясений при обеспечении его непрерывности и, как минимум, регионального масштаба охвата ионосферы.

Наземные методы измерений, как правило, не позволяют проводить длительные и непре-

рывные наблюдения состояния ионосферы. Эта проблема может быть решена при помощи спутниковых радионавигационных систем (СРНС), позволяющих осуществлять постоянный глобальный мониторинг состояния ионосферы методом радиопросвечивания по трассе «навигационный спутник — наземный приемник» [3]. В настоящее время сеть наземных GPS-станций обеспечивает одновременное глобальное покрытие и получение непрерывных измерений с высоким временным и пространственным разрешением. Данные их измерений размещены на сайте <ftp://cddis.gsfc.nasa.gov/pub/gps/data>.

Одним из наиболее чувствительных к сейсмической активности параметров ионосферы является электронная концентрация $NmF2$ в максимуме слоя $F2$. Определение высотного распределения электронной концентрации является достаточно сложной, хотя и решаемой задачей [5]. При мониторинге общего состояния ионосферы, как правило, нет необходимости проводить «тонкий» анализ высотного распределения электронной концентрации, и для оценки состояния ионосферы часто используется значение VTEC, которое достаточно чутко реагирует на изменения $NmF2$, коэффициент корреляции

между VTEC и $NmF2$ достигает 0.9 [4]. Для анализа ионосферных вариаций могут быть использованы другие параметры, однозначно связанные с VTEC, например ионосферная задержка радиосигнала вдоль вертикального луча, приведенная к единицам длины (ΔI_v) [2].

При обработке GPS-измерений исследователями широко используется методика, позволяющая получить абсолютные величины задержек и восстановить суточную вариацию TEC над одной станцией [6]. При этом суточная вариация получается посредством осреднения TEC по достаточно большой пространственной области ионосферы (радиус около 1000 км). Однако неравномерность распределения станций приема сигналов СРНС на земной поверхности не позволяет сколько-нибудь уверенно гарантировать близость эпицентра вероятного землетрясения к одной из станций, а большой радиус охвата ионосферы может «поглотить» аномалию меньшего размера.

В связи с этим актуальной является разработка методики оценки состояния локальной пространственно-временной области ионосферы, имеющей произвольные размеры и расположение в зоне действия сети станций приема. Это позволит организовать «сканирование» целого региона ионосферы ограниченным числом станций, что, в свою очередь, даст возможность полноценного мониторинга и выявления неоднородностей ионосферы.

Цель работы – разработка методики определения состояния локальной пространственно-временной области ионосферы по данным нескольких пунктов приема спутниковых радионавигационных сигналов, сравнение результатов применения метода с известными данными исследований по анализу ионосферных вариаций перед сильным землетрясением.

МЕТОДИКА ОЦЕНКИ СОСТОЯНИЯ ЛОКАЛЬНОЙ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ОБЛАСТИ ИОНОСФЕРЫ

Модель ионосферы. Локальная пространственная область ионосферы аппроксимируется в виде тонкого слоя, расположенного на фиксированной высоте H_{ii} (рис. 1). Это означает, что все сво-

бодные заряженные частицы концентрируются в тончайшем слое на одной высоте, т. е. интегральное содержание электронов вдоль трассы распространения сигнала от спутника S до приемника P (TEC) сосредоточено в точке прокола X . Для пересчета TEC (вдоль трассы сигнала) в вертикальный (луч OX) используется геометрический фактор

$$VTEC = TEC \cdot \cos z. \quad (1)$$

С TEC однозначно связано значение ионосферной задержки для частоты f (в системе СИ)

$$\Delta I = \frac{40.3}{f^2} TEC.$$

Приемником сигналов СРНС производятся одномоментные измерения псевдодальностей до каждого видимого спутника D_1, D_2 на частотах $f_{L1}=1575$ МГц и $f_{L2}=1228$ МГц радионавигационных сигналов GPS. Значения ионосферной задержки для частоты f_{L1} , рассчитанные из двухчастотных измерений, равны

$$\Delta I = \frac{D_1 - D_2 - c(\tau_p + \tau_s)}{1 - \gamma}, \quad (2)$$

где τ_p, τ_s – межчастотные задержки аппаратуры приемника и передатчика соответственно, $\gamma = (f_{L1}/f_{L2})^2$.

Значение ΔI_v для точки прокола X

$$\Delta I_v = \cos z \frac{D_1 - D_2 - c(\tau_p + \tau_s)}{1 - \gamma} \quad (3)$$

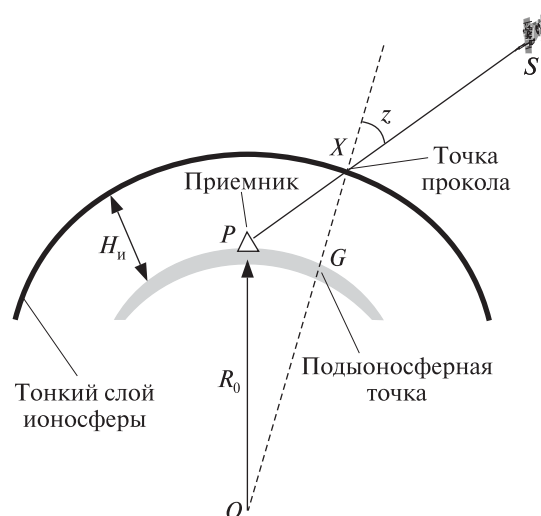


Рис. 1. Однослойная модель ионосферы

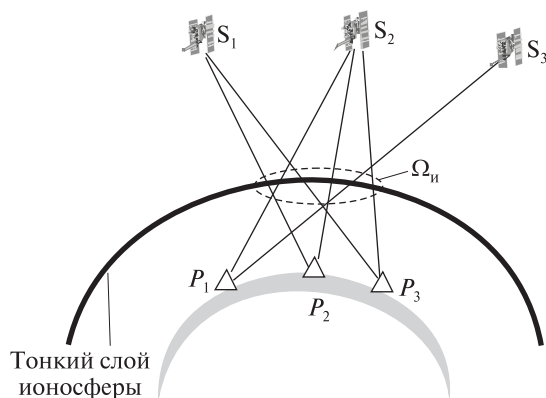


Рис. 2. Схема организации радиопросвечивания локальной области ионосферы

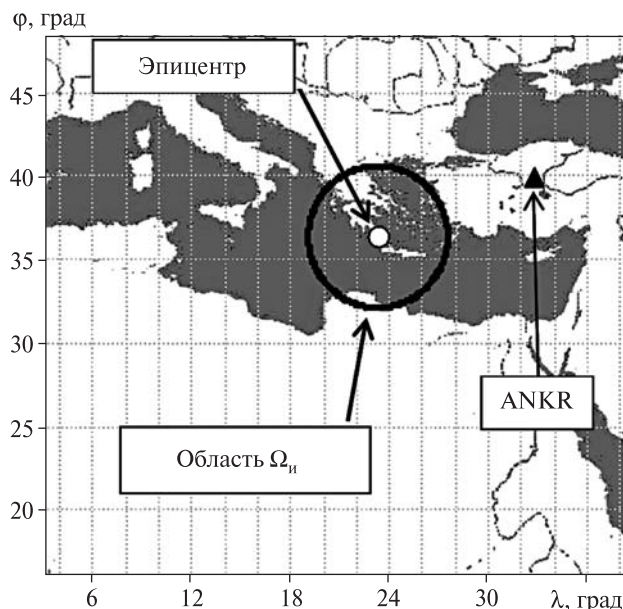


Рис. 3. Схема исследования ионосферы над эпицентром землетрясения в Греции в 2006 г.



Рис. 4. Ионосферные вариации над эпицентром землетрясения в Греции в 2006 г.

рассматривается как обобщенная характеристика состояния ионосферы над подионосферной точкой G и опосредованно отражает величину $VTEC$ над этой точкой.

Методика оценки состояния локальной пространственно-временной области ионосферы. Задаана некоторая пространственная область ионосферы Ω_u . Полагается, что в пределах этой области на некотором интервале местного времени T_u значения ΔI_v (и следовательно, $VTEC$) одинаковы для любой точки $X \in \Omega_u$. Сигналы СРНС принимаются N_p приемниками с известными значениями τ_p , которые производят измерения псевдодальностей на частотах f_{L1} и f_{L2} . Расположение приемников обеспечивает прохождение трасс сигналов спутников СРНС через Ω_u (рис. 2). Для всех спутников СРНС известны значения τ_s .

При таких условиях оценка $\hat{\Delta I}_v$ представляет собой результат усреднения значений ΔI_v , рассчитанных по формуле (3), для всех трасс «спутник — приемник», проходящих через Ω_u на интервале T_u :

$$\hat{\Delta I}_v(\Omega_u, T_u) = \frac{1}{N_{ps}} \sum_{p=1}^{N_p} \sum_{s=1}^{N_s} \Delta I_{v_{ps}}(t_i), \quad (4)$$

$$X_{ps}(t_i) \in \Omega_u, \quad t_i \in T_u, \quad (5)$$

где $\Delta I_{v_{ps}}(t_i)$ — значение ΔI_v на частоте f_{L1} для трассы от s -го спутника до p -го приемника в момент времени t_i ; X_{ps} — точка прокола тонкого слоя ионосферы для этой трассы; N_{ps} — количество трасс сигналов, для которых выполняются условия (5).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Анализ ионосферных вариаций в подготовительный период сильного землетрясения ($M = 6.8$) в Греции. В работе [4] был проведен анализ вариаций $VTEC$ для сильного (магнитуда 6.8) землетрясения в Греции, которое было зафиксировано 8 января 2006 г. в 11.35 UT. Географические координаты эпицентра 36.30° с. ш., 23.36° в. д. Геомагнитная активность в течение рассматриваемого периода времени была слабой и мало изменялась. Было выявлено специфическое аномальное состояние ионосферы 7 января, за сутки до землетрясения.

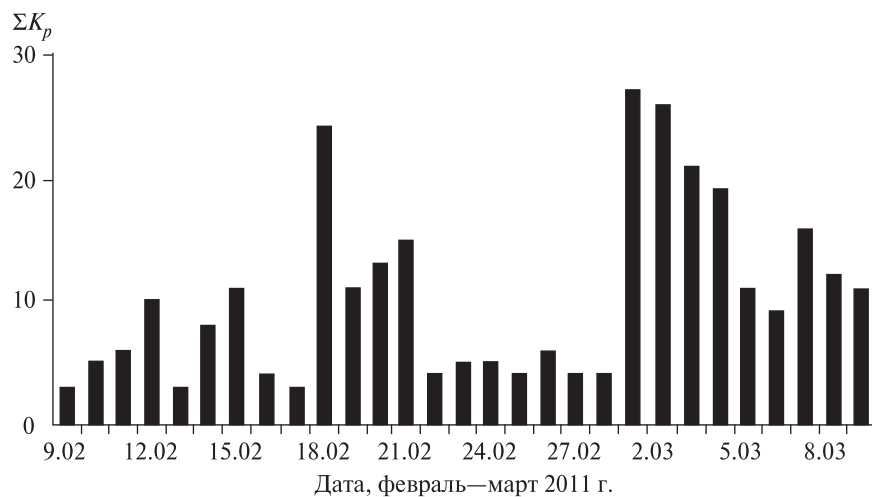


Рис. 5. Посуточные суммы K_p -индексов

Увеличение VTEC более чем в два раза превышало уровень нормальной вариабельности «день-от-дня» для спокойного периода времени.

Для тех же исходных данных было проведено исследование в рамках предложенной методики. Использовались данные станции ANKR системы IGS (www.igsb.jpl.nasa.gov). Другие станции в окрестностях Ω_u не использовались, поскольку по ним не было достоверных данных о значениях межчастотной задержки. Схема эксперимента показана на рис. 3. Область Ω_u ограничена окружностью радиуса 400 км, $H_u = 400$ км, $T_u = 90$ мин.

На рис. 4 показаны вариации δI_v величины $\Delta \hat{I}_v$ относительно средних значений $\Delta \bar{I}_v$ (для соответствующего времени суток), которые получены усреднением за семидневный интервал:

$$\delta I_v = \Delta \hat{I}_v - \Delta \bar{I}_v.$$

Анализ результатов показал, что 7 января наблюдается аномальное (более чем в два раза относительно средних значений) увеличение δI_v и электронной концентрации ионосферы над эпицентром. Результаты полностью соответствуют выводам, полученным в работе [4].

Анализ ионосферных аномалий в подготовительный период разрушительного землетрясения в Японии ($M = 9.0$) в марте 2011 г. Геомагнитная обстановка в подготовительный период землетрясения была относительно спокойной. В месячном периоде перед землетрясением были зафиксированы слабые магнитные бури 18 фев-

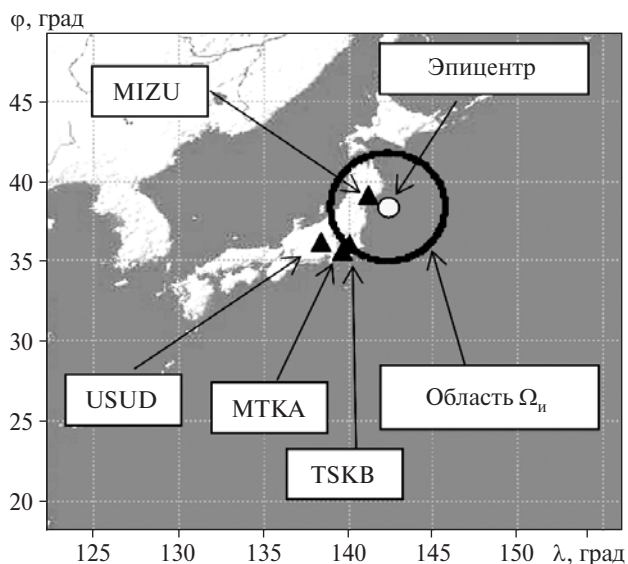


Рис. 6. Схема исследования ионосферы над эпицентром землетрясения в Японии в 2011 г.

раля и 1 марта. На рис. 5 показаны посуточные суммы K_p -индексов в рассматриваемом периоде, полученные по данным лаборатории рентгеновской астрономии Солнца Физического института Российской академии наук (www.tesis.lebedev.ru).

В целом спокойная геомагнитная обстановка дала возможность для исследования ионосферных аномалий, ассоциированных с землетрясением.

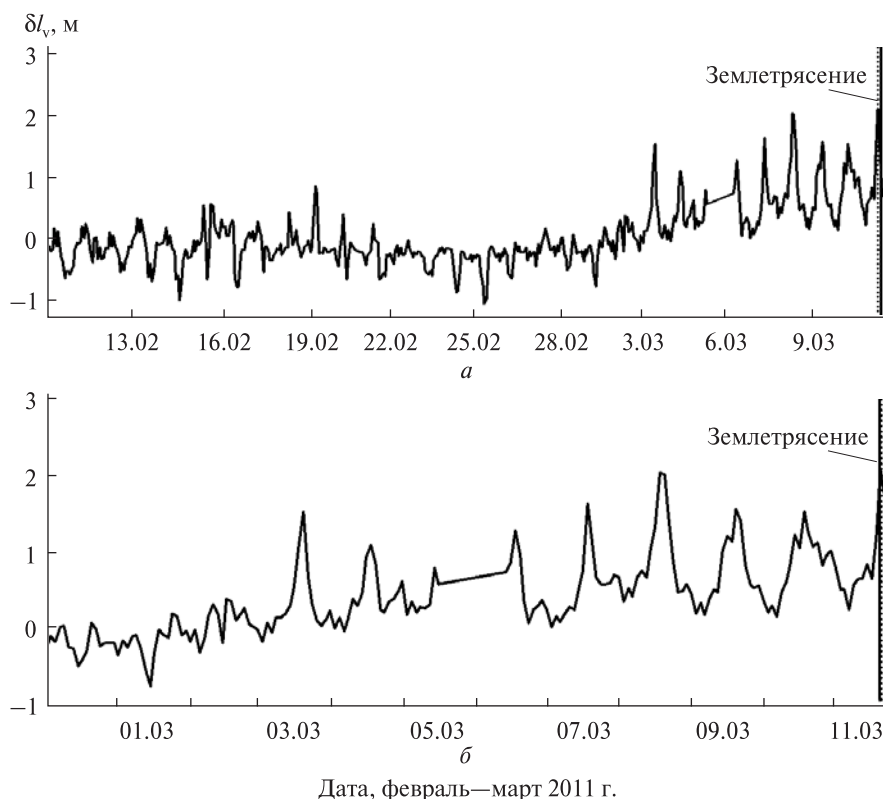


Рис. 7. Ионосферные вариации перед землетрясением на месячном интервале (а), непосредственно перед событием (б)

В исследовании использованы данные станций системы IGS, расположенные в Японии — MIZU, USUD, MTKA и TSKB. Взаимное расположение станций приема сигналов СРНС и исследуемой области ионосферы показано на рис. 6. Данные по межканальным задержкам аппаратуры спутников СРНС и приемников взяты из файлов ионосферных карт IONEX (<ftp://ftp.unibe.ch/aiub/CODE>). Область Ω_u ограничена окружностью радиуса 400 км, $H_u = 400$ км, $T_u = 90$ мин.

Вариации δI_v в подготовительный период землетрясения показаны на рис. 7.

До 3 марта значения δI_v не выходили за пределы ± 1 м. С 3 по 10 марта отмечено устойчивое увеличение этих значений в дневное время. За трое суток до события отмечен максимум, превышающий в два раза уровень вариабельности в спокойный период. Учитывая невозмущенную геомагнитную обстановку в рассматриваемый период, отмеченные аномалии ионосферы могут быть ассоциированы с подготовкой землетрясения.

ВЫВОДЫ

Таким образом, предложена методика оценки текущего состояния локальной пространственно-временной области ионосферы по данным сети станций приема сигналов СРНС. Проведен анализ ионосферных вариаций в подготовительный период сильного землетрясения ($M = 6.8$) в Греции и показано полное соответствие полученных результатов с выводами известных исследований. Проведен анализ состояния ионосферы перед разрушительным землетрясением в Японии ($M = 9$). Показано наличие ионосферных аномалий над эпицентром за несколько дней до события, которые могут быть ассоциированы с землетрясением. Обнаружение подобных аномалий может рассматриваться как один из предвестников разрушительных землетрясений.

1. Бондур В. Г., Смирнов В. М. Ионосферные возмущения в период подготовки сейсмических событий по данным спутниковых навигационных систем // Совре-

- менные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: Сб. науч. ст. — М.: ИКИ РАН, 2006. — Т. II, вып. 3. — С. 190—197.
2. Деденок В. П., Ткаченко А. А., Кочура В. О., Дейнеко В. М. Адаптивный способ компенсации ионосферной задержки спутниковых радионавигационных сигналов в локальной пространственно-временной области на основе модели Клобушара // Системи управління, навігації та зв'язку. — К.: ДП «Центральний науково-дослідний інститут навігації і управління», 2009. — Вип. 2 (10). — С. 22—27.
3. Деденок В. П., Флерко С. Н., Резников Ю. В. Комплекс оперативного трехмерного мониторинга ионосферы с использованием сигналов GNSS // Матер. первого украинско-китайского форума «Наука — производство». — Х.: ХНУРЭ, 2007. — С. 132.
4. Захаренкова И. Е., Шагимурастов И. И., Кранковски А., Лаговский А. Ф. Ионосферные аномалии, наблюдаемые в GPS TEC измерениях перед землетрясением в Греции 8 января 2006 г. (M6.8) // Исследовано в России. — 2006. — **39**. — С. 1047—1055.
5. Резников Ю. В. Рекомендации по созданию системы трехмерного мониторинга ионосферы на основе сигналов спутниковых радиотехнических систем навигации // Системи управління, навігації та зв'язку. — 2010. — № 2 (14). — С. 33—36.
6. Baran L. W., Shagimuratov I. I., Tepenitsina N. J. The use of GPS for ionospheric studies // Artif. Satell. — 1997. — **32** (1). — P. 49—60.
7. Liu J. Y., Chuo Y. J., Shan S. J., et al. Pre-earthquake ionospheric anomalies registered by continuous GPS TEC measurement // Ann. Geophys. — 2004. — **22**. — P. 1585—1593.
8. Saroso S., Liu J. Y., Hattori K., Chen C. H. Ionospheric GPS TEC anomalies and M > 5.9 earthquakes in Indonesia during 1993—2002 // Terr. Atmos. Ocean. Sci. — 2008. — **19**. — P. 481—488. — (doi: 10.3319/TAO.2008.19.5.481(T)).

Надійшла до редакції 11.07.11

V. P. Dedenok, A. O. Tkachenko, V. M. Deyneko,
Yu. V. Reznikov

MONITORING OF DISTURBANCES IN A LOCAL SPATIO-TEMPORAL REGION OF THE IONOSPHERE FROM DATA OF A NETWORK OF RECEIVING STATIONS FOR SATELLITE RADIO NAVIGATION SIGNALS

We propose a method for the use of an estimate of an ionospheric delay of radio navigation signals for the monitoring of the ionosphere state in a local spatio-temporal area on the basis of data from several satellite radio navigation signal receiving stations. A comparative analysis is performed for ionospheric variations over the epicenter of the strong earthquake in Greece in 2006 ($M = 6.8$) and results of known studies. Some results of an analysis of the ionosphere state over the epicenter of the great earthquake in Japan in March 2011 ($M = 9.0$) are presented.

УДК 551.5

О. К. ЧеремныхІнститут космічних досліджень Національної академії наук України
та Національного космічного агентства України**РЕЗОНАНСНАЯ МОДА В ТЕРМОСФЕРЕ ЗЕМЛИ**

Показано, що в термосфері Землі реалізується власна резонансна мода з частотою $\omega_{Б-В} = (\gamma - 1)^{1/2} g / c_s$ і поздовжньою довжиною хвилі $\lambda = 2\pi c_s / \omega_{Б-В}$.

Данные измерений со спутника «Dynamic Explorer 2» (DE2) свидетельствуют о том, что в термосфере Земли на высоте около 300 км постоянно наблюдается собственная мода с выделенным периодом 10–11 мин, и выделенной длиной волны 520–550 км [3, 4]. Ниже показано, что наличие этой моды можно объяснить резонансом вертикальных и горизонтальных колебаний, распространяющихся параллельно поверхности Земли.

Рассмотрим сжимаемую изотермическую бездиссипативную атмосферу («термосферу») в не вращающейся декартовой системе координат (x, y, z) с вертикальной координатой z , направленной вверх против силы тяжести. Гидродинамическую скорость среды считаем нулевой. Система уравнений, описывающая возмущения в атмосфере, включает уравнение движения

$$\rho \left(\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + (\mathbf{v} \cdot \nabla) \mathbf{v} \right) = -\nabla p - \rho g \mathbf{e}_z, \quad (1)$$

уравнение непрерывности

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div} \rho \mathbf{v} = 0 \quad (2)$$

и уравнение адиабаты

$$\frac{dp}{dt} = c_s^2 \frac{d\rho}{dt}. \quad (3)$$

Здесь ρ — плотность среды, p — давление, $\mathbf{v}$ — гидродинамическая скорость частиц среды, g —

ускорение свободного падения, c_s — скорость звука. Атмосферу считаем в горизонтальной плоскости изотропной, и влиянием магнитного поля пренебрегаем. Эффекты, вносимые кривизной поверхности, в уравнениях (1)–(3) не учитываются, поскольку длины интересующих нас волн много меньше радиуса Земли.

Считаем, что газ стратифицирован барометрически, т. е. в равновесном состоянии он описывается уравнением статического равновесия

$$\frac{dp_0}{dz} = -\rho_0(z)g. \quad (4)$$

Нижний индекс "0" относится к равновесным величинам. Подставляя в (4) уравнение состояния идеального газа $p_0 = \rho_0 R T_0$ и учитывая, что температура T_0 является величиной постоянной, получаем хорошо известный результат с экспоненциально убывающими профилями давления и плотности:

$$\frac{p_0(z)}{p_0(0)} = \frac{\rho_0(z)}{\rho_0(0)} = \exp\left(-\frac{z}{H}\right), \quad (5)$$

$$c_s = \text{const}, \quad H = \frac{c_s^2}{\gamma g} = \frac{RT_0}{g} = \text{const},$$

где γ — показатель адиабаты. Значение $z = 0$ соответствует нижней границе термосферы.

Волновые решения (1)–(3) ищем в комплексном фурье-представлении, следуя которому возмущенные величины (без нижнего индекса «0»), например скорость, запишем в виде

$$\mathbf{v} = (\hat{v}_x \mathbf{e}_x + \hat{v}_z \mathbf{e}_z) \exp\left(\frac{z}{h} + ik_x x\right). \quad (6)$$

Волновое число k_x в общем случае является комплексным, но мы налагаем условие отсутствия экспоненциального изменения амплитуд в горизонтальном направлении, т. е. k_x считаем действительной величиной. Возможным слагаемым $ik_y y$ в (6) мы пренебрегли, поскольку его можно устранить поворотом системы координат вокруг оси z . Слагаемое $ik_z z$ в (6) также отсутствует, поскольку мы считаем, что волны распространяются параллельно поверхности Земли (т. е. вдоль оси x). Свободный параметр h в выражении (6) характеризует изменение возмущенных величин в вертикальном направлении, т. е. их стратификацию.

Линеаризуя выражения (1)–(3), с учетом (4)–(6) получаем два дифференциальных уравнения второго порядка:

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} + k_x^2 c_s^2\right) \hat{v}_x = ik_x \left(\frac{c_s^2}{h} - g\right) \hat{v}_z, \quad (7)$$

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} + \gamma \frac{g}{h} - \frac{c_s^2}{h^2}\right) \hat{v}_z = ik_x \left(\frac{c_s^2}{h} - g(\gamma - 1)\right) \hat{v}_x. \quad (8)$$

Положим в этих уравнениях

$$h = h_0 \equiv \frac{c_s^2}{(\gamma - 1)g}. \quad (9)$$

Правая часть (8) в этом случае обращается в ноль, а левая принимает вид

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} + \omega_{B-B}^2\right) \hat{v}_z = 0, \quad (10)$$

где ω_{B-B} — частота Брента — Вайсяля

$$\omega_{B-B}^2 = (\gamma - 1) \frac{g^2}{c_s^2}.$$

Из (10) следует, что элемент объема атмосферы испытывает свободные вертикальные колебания с частотой ω_{B-B} :

$$\hat{v}_z = A e^{-i\omega_{B-B} t} + B e^{i\omega_{B-B} t}. \quad (11)$$

Для реализации колебаний (11) необходимо, как обычно [5], проверить, чтобы плотность кинетической энергии вертикальных движений $\varepsilon = (1/2)\rho_0(z)v_z^2$ не увеличивалась при $z \rightarrow \infty$. Из

(5), (6) и (9) получаем

$$\varepsilon \sim \exp[(\gamma - 2)gz / c_s^2].$$

Поскольку $1 < \gamma < 2$ в рассматриваемой области атмосферы [1], то $\varepsilon \rightarrow 0$ при $z \rightarrow \infty$. Следовательно, колебания (11) могут свободно реализовываться в термосфере.

Уравнение (7) при $h = h_0$ сводится к неоднородному линейному дифференциальному уравнению с постоянными коэффициентами

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} + k_x^2 c_s^2\right) \hat{v}_x + ik_x g(\gamma - 2) \hat{v}_z = 0 \quad (12)$$

и совпадает с уравнением колебаний с вынуждающей периодической силой, пропорциональной $\hat{v}_z$. Поэтому при анализе (12) можно использовать все результаты теории колебаний [2]. Подставляя (11) в (12), получаем

$$\begin{aligned} \hat{v}_x = & C e^{-i\omega_s t} + D e^{i\omega_s t} + iA \frac{k_x g(\gamma - 2)}{\omega_{B-B}^2 - \omega_s^2} e^{-i\omega_{B-B} t} + \\ & + iB \frac{k_x g(\gamma - 2)}{\omega_{B-B}^2 - \omega_s^2} e^{i\omega_{B-B} t}, \end{aligned} \quad (13)$$

где $\omega_s = k_x c_s$. Таким образом, элементарный объем атмосферы в направлении x совершает движение, представляющее собой совокупность двух колебаний — с собственной частотой ω_s и с вынужденной частотой ω_{B-B} . Видно, что при $\omega_{B-B} = \omega_s$ имеет место резонанс, который реализуется для возмущений с длиной волны

$$\lambda_{\text{рез}} = 2\pi \frac{c_s}{\omega_{B-B}} = c_s T_{B-B}. \quad (14)$$

Если учесть диссипацию среды, то в соответствии с результатами теории колебаний скорость v_x будет иметь конечное значение.

Приведем простые оценки. Для высот 250–300 км, где $\gamma \approx 1.6$, $g \approx 9.8$ м/с, $c_s \approx 840$ м/с, получаем $T_{B-B} \approx 10.5$ мин, $\lambda \approx 530$ км. Легко видеть, что период и длина волны моды, наблюдаемой на DE2, неплохо согласуются с приведенными оценками. С учетом того обстоятельства, что наблюдаемая на DE2 мода [3, 4] является выделенной как по частотам, так и по длинам волн, можно заключить, что изложенный выше результат не противоречит наблюдательным данным.

Полученный здесь результат можно рассматривать как первый шаг в изучении резонансных явлений в атмосфере и ионосфере Земли. При дальнейших более глубоких исследованиях необходимо учитывать, в частности, неизотермичность среды, ее диссипацию, наличие внешних волновых источников, зацепление ионосферных волновых процессов с магнитосферными процессами, проанализировать возможность реализации резонансов при другой вертикальной стратификации возмущений. Необходимо также верифицировать результаты не только по данным с DE2, но и по данным с других спутников.

1. Госсард Э., Хук У. Волны в атмосфере. — М.: Мир, 1978. — 532 с.
2. Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М. Механика. — М.: Наука, 1965. — 204 с.

3. Федоренко А. К. Спутниковые наблюдения среднемасштабных акустико-гравитационных волн над полярными шапками // Космічна наука і технологія. — 2008. — **14**, № 5. — С. 65—73.
4. Федоренко А. К. Энергетический баланс акустико-гравитационных волн над полярными шапками по данным спутниковых измерений // Геомагнетизм и аэронавигация. — 2010. — **50**, № 1. — С. 111—122.
5. Lamb H. Hydrodynamics. — New York: Dover Publications, 1945. — 374 p.

Надійшла до редакції 11.11.11

О. К. Cheremnykh

RESONANT MODE IN THE EARTH'S THERMOSPHERE

It is shown that a resonant eigenmode with the frequency $\omega_{B-B} = (\gamma - 1)^{1/2} g / c_s$ and longitudinal wavelength $\lambda = 2\pi c_s / \omega_{B-B}$ exists in the Earth's thermosphere.

А. М. Казанцев

Астрономічна обсерваторія Київського національного університету імені Тараса Шевченка, Київ

КОРЕКЦІЯ ОРБИТИ ПОТЕНЦІЙНО НЕБЕЗПЕЧНОГО АСТЕРОЇДА АПОФІС

Астероїд Апофіс у майбутньому може загрожувати падінням на поверхню Землі. Для запобігання зіткненню можна використати корекцію орбіти астероїда за рахунок бомбардування його поверхні. Виконано модельні розрахунки для визначення оптимальних дат такого бомбардування, а також напрямку та величини додаткового імпульсу. Найбільш зручним періодом для корекції орбіти може бути січень 2013 р. Достатньою буде додаткова геліоцентрична швидкість астероїда 5 мм/с. Необхідна корекція може бути здійснена падінням на поверхню астероїда тіла масою біля 5 т, або ж вибухом зарядом потужністю не менше 100 т ТНТ.

ВСТУП

Як відомо, астероїд 99942 Apophis (Апофіс) в ніч з 13 на 14 квітня 2029 р. має пройти на дуже малій відстані від Землі (≈ 40000 км). Це буде найтісніше завчасно передбачене зближення досить крупного астероїда із Землею. На території України проходження Апофіса можна буде спостерігати неозброєним оком. Для мешканців Києва астероїд зійде над горизонтом близько 20 год. 20 хв. за київським часом на південному сході як зоря з блиском 3.5^m. Максимальної висоти ($\approx 30^\circ$) він досягне о 0 год 40 хв у західній частині неба. Саме в цей момент Апофіс перебуватиме на мінімальній відстані від Землі і матиме блиск $m < 2^m$. За горизонт Апофіс зайде о 1 год 50 хв на північному заході вже як зоря 3^m. У інших пунктах України видимість астероїда буде приблизно такою ж.

Точність розрахунків на сьогоднішній день дозволяє впевнено говорити, що у 2029 р. Апофіс пройде мимо Землі на мінімальній геоцентричній відстані $\Delta_m \approx 40000$ км. Різні оцінки Δ_m збігаються у межах кількох сотень кілометрів. Якщо орбіту астероїда не змінить якась малоймовірна подія, наприклад падіння на його поверхню іншого космічного тіла, то в 2029 р. ці розрахунки підтвердяться.

Однак подальшу еволюцію орбіти астероїда обчислити значно складніше. Річ у тім, що при тісному зближенні астероїда із планетою невелика зміна мінімальної відстані може призвести до помітних змін елементів орбіти внаслідок зближення. Саме тому в усіх публікаціях з цього питання більш-менш точні прогнози щодо еволюції орбіти Апофіса після 2029 р. не наводяться. Але наводяться різні варіанти такої еволюції. Найбільший інтерес викликає можливість зіткнення Апофіса із Землею уже в 2036 р. чи 2037 р. Таке може трапитися, якщо астероїд в 2029 р. пройде у певному досить вузькому інтервалі геоцентричних відстаней. Цей інтервал значень Δ_m вже отримав назву «замкова щілина» (ЗЩ). Саме існування таких ЗЩ надає особливий інтерес очікуваному проходженню Апофіса поблизу Землі в 2029 р.

ДІАПАЗОН МОЖЛИВИХ ВІДСТАНЕЙ ПРИ ЗБЛИЖЕННІ В 2029 р. ТА «ЗАМКОВІ ЩІЛИНИ»

У більшості відносно недавніх публікацій оцінки Δ_m мало відрізняються між собою (табл. 1). У роботі [2] співробітниками ІПА РАН на основі останніх оптичних та радарних спостережень Апофіса отримано уточнені елементи орбіти астероїда, за якими мінімальна геоцентрична відстань Апофіса при зближенні в 2029 р. склала 38220 км. Ця оцінка практично збігається із

оцінками, отриманими в NASA, США (38240 км), в Пізанському університеті, Італія (38228 км) та в обсерваторії Аресибо, США (38027 км). Співробітники центру космічних досліджень АН Польщі в 2009 р. [10] отримали значення $\Delta_m = 38640$ км, яке через рік [11] було уточнене ($\Delta_m = 37722$ км). Близькою до цього значення є оцінка, отримана співробітниками ІПМ РАН [3] (37716 км). Дещо менше значення отримано працівниками Томського університету [1] (36900 км).

Із табл. 1 видно, що діапазон середніх значень Δ_m лежить у межах 36900—38240 км. Якщо врахувати похибки σ визначення Δ_m , то за принципом «три сігма» при допущенні рівної точності усіх представлених оцінок інтервал мінімальних відстаней розшириться приблизно до 36000—40000 км.

Звичайно, табл. 1 не охоплює всіх робіт із обчисленням обставин зближення, але можна вважати, що діапазон можливих мінімальних відстаней астероїда від Землі тут описано достатньо адекватно, бо отримані вони в установах, які є визнаними авторитетами в галузі небесної механіки та теорії орбіт.

Таблиця 1. Мінімальні геоцентричні відстані астероїда Апофіс при зближенні у 2029 р. та їхні похибки

Джерело	Δ_m , км	σ , км
NASA, США	38240	546
Пізанський університет, Італія	38228	~300
ІПА АН Росії	38220	351
Аресибо, США	38027	217
АН Польщі	37722	267
ІПМ АН Росії	37716	~500
Томський університет	36900	30

Таблиця 2. Положення та розміри ЗЩ для зіткнень після 2029 р.

Джерело	ЗЩ1, км (2036 р.)	ЗЩ2, км (2037 р.)
NASA, США	36823	
Аресибо, США	36823	
ІПА АН Росії	36826	
ІПМ АН Росії	36833	
АН Польщі	36784—36801	40366—40448

В ряді наведених робіт вказано й межі «замкових щілин» ЗЩ1 та ЗЩ2 для зіткнень із Землею у 2036 та 2037 рр. відповідно (табл. 2).

У перших чотирьох варіантах ширина ЗЩ1 становить приблизно 600 м. Ширина ЗЩ1 у останньому варіанті значно більша. Напевне, точність розрахунків в цьому варіанті дещо нижча, хоча положення ЗЩ1 тут близьке до попередніх. Даний варіант наведено тому, що він містить також оцінку ЗЩ2 для зіткнення в 2037 р. Можливо, це значення також містить похибку, але його можна прийняти як орієнтовну величину.

Враховуючи значне віддалення ЗЩ1 від Δ_m та досить малу ширину ЗЩ1 (до 1 км), можна зазначити, що імовірність проходження Апофіса у 2029 р. через цю щілину дуже мала. Напевне, те ж саме можна сказати і стосовно ЗЩ2. Про малу імовірність такого проходження говориться у всіх наведених публікаціях. Зокрема, в роботі [6] подібна імовірність оцінюється не вище за 10^{-5} . Разом з тим, враховуючи можливі наслідки у разі такого малоімовірного проходження Апофіса в 2029 р. через ЗЩ, доцільно вести мову про зведення подібної імовірності до нуля. Єдиним методом тут може бути штучна корекція орбіти астероїда. В роботі [3] наводяться два принципово різні варіанти корекції орбіти. Це імпульсна корекція (бомбардування поверхні астероїда матеріальними тілами чи вибуховими зарядами) та гравітаційна корекція (виведення на орбіту навколо астероїда штучного супутника). У названій роботі імпульсна корекція передбачається у період з 2021 р. до 2031 р. Показано, що корекція в 2021 р. дає більший ефект, ніж у пізніші періоди.

Що менше часу залишається до можливого зіткнення, то більший додатковий імпульс потрібно надати астероїду для запобігання зіткненню. Отже, більшими будуть енергетичні і фінансові затрати. Крім того, ідеально розрахувати та виконати подібну корекцію вкрай важко. Тому можливо потрібно мати додатковий час та можливість виправлення наслідків першої спроби корекції. Нижче наводяться деякі розрахунки для здійснення штучної імпульсної корекції орбіти Апофіса вже в 2012—2013 рр.

ОЦІНКА МОМЕНТУ КОРЕКЦІЇ ТА ВЕЛИЧИНИ ДОДАТКОВОЇ ШВИДКОСТІ АСТЕРОЇДА

Визначення обставин імпульсної корекції орбіти Апофіса слід розпочинати із визначення величини та напрямку додаткового імпульсу. З цією метою нами було взято найточніші на сьогодні елементи орбіти Апофіса на епоху 10.04.2007 (JD = 2454200.5), наведені в роботі [2]:

a	0.9222614146 а. о.
e	0.19105942
i	3.3313151°
ω	126.3854974°
Ω	204.459227°
M	307.363074°

На рис. 1 зображено орбіти Землі та Апофіса у проекції на площину екліптики. Оскільки кут нахилу орбіти астероїда малий, то точки перетину проекцій орбіт близькі до точок можливих тісних зближень Апофіса із Землею. Зближення у квітні 2011 р. має відбутися в зоні точки 2.

Спочатку за наведеними елементами було обчислено обставини зближення Апофіса із Землею у 2029 р. Обчислення виконувалися методом, описаним у роботі [4]. Метод дозволяє інтегрувати лише збурення, а вплив Сонця обчислювати за формулами незбуреного руху, що особливо ефективно для обчислення еволюції орбіт з малими перигелійними відстанями. Як і в ІПА, обчислення виконувалися з урахуванням збурень від всіх восьми планет, Плутона, Церери та двох астероїдів (2 Паллада та 3 Веста). Враховувалися також релятивістські ефекти у русі тіл. Збурення від Землі та Місяця враховувалися окремо. На відміну від [2] не враховувався тиск світла на астероїд та сплюснутість Землі.

Мінімальна геоцентрична відстань Апофіса в 2029 р. за зробленими розрахунками виявилася рівною 37790 км. Це трохи відрізняється від даних [2]. Але невелика різниця, скоріше за все, обумовлена відмінністю елементів орбіт збурювальних тіл (планет і астероїдів), які в роботі [2] не наведені. Разом з тим обчислений нами розкид можливих мінімальних відстаней (690 км) повністю збігається із даними [2]. Отже, точність наших розрахунків цілком достатня для даної задачі.

У найближчому майбутньому одним із варіантів повного усунення можливості зіткнення Апофіса із Землею у 2036—2037 рр. може бути здійснення такої корекції орбіти астероїда, після якої він гарантовано пройде в 2029 р. на безпечній геоцентричній відстані. Безпечною слід вважати мінімальну відстань, яка за принципом «три сігма» виходить за межі обох ЗЩ. Беручи до уваги наведені вище оцінки мінімальної відстані та їхні похибки, можна зробити висновок, що безпечними будуть значення $\Delta_m < 34500$ км або $\Delta_m > 42000$ км. Оскільки на сьогодні найбільш точне очікуване значення становить $\Delta_m = 38200$ км, то корекція орбіти має призвести до його зменшення чи збільшення приблизно на 3700—3800 км. Зменшення мінімальної відстані буде наближати астероїд до ЗЩ1, яка становить загрозу раніше, ніж ЗЩ2. Тому краще здійснювати корекцію орбіти астероїда для збільшення значення Δ_m .

Для визначення необхідного додаткового імпульсу Δp астероїда були зроблені модельні розрахунки зміни геліоцентричної швидкості астероїда. Вектор додаткової швидкості вибирався у шести напрямках: вздовж та проти орбітальної швидкості астероїда (1 і 2), вздовж та проти напрямку радіуса-вектора астероїда (3 і 4), у двох протилежних напрямках перпендикулярно до площини орбіти астероїда (5 і 6). Модуль додаткової швидкості змінювався від 1 до 40 мм/с. Подібне моделювання провадилося для різних моментів у майбутньому. При цих модельних розрахунках вважалося, що зміна геліоцентричної швидкості астероїда відбувається без зміни його координат, тобто практично миттєво. За новими значеннями швидкості визначалися нові, трохи змінені елементи орбіти астероїда. Надалі вико-

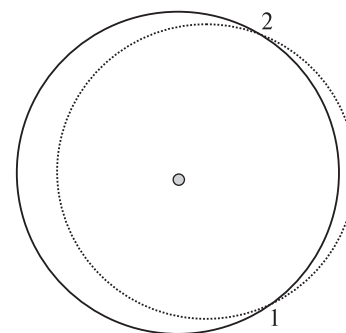


Рис. 1. Проекції на площину екліптики орбіт Землі (суцільна лінія) та Апофіса (пунктир)

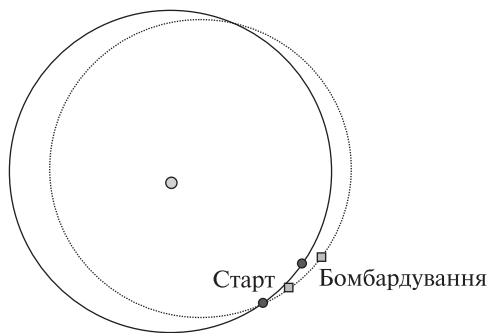


Рис. 2. Положення Землі (точки) та Апофіса (квадратики) у моменти старту космічного апарата та бомбардування поверхні астероїда в січні 2013 р.

нувалося чисельне інтегрування утворених модельних орбіт до моменту зближення із Землею у 2029 р.

Як виявилось, для всіх моментів моделювання максимальне збільшення Δ_m має місце для орбіти з додатковим імпульсом у напрямку геліоцентричної швидкості астероїда (орбіта *1*). Отже, для максимального віддалення Апофіса від Землі в 2029 р. потрібно виконувати штучну корекцію орбіти, завдаючи удару «в спину» астероїду. Зрозуміло, що при цьому орбітальна швидкість космічного апарата має бути більшою за швидкість астероїда. Отже, удару по астероїду краще завдавати у період, коли орбітальна швидкість астероїда мінімальна, тобто поблизу афелію його орбіти. Запуск апарата вигідніше здійснювати у той момент, коли кут між геліоцентричними швидкостями Землі та астероїда мінімальний. Із рис. 1 видно, що такий умові відповідають точки 1 і 2. Зрозуміло, що від запуску апарата до удару має пройти певний час. Оскільки після точки 2 астероїд віддаляється від афелію своєї орбіти, а після точки 1 — наближається, то в даному випадку точка 1 має перевагу для старту космічного апарата. Крім того, після проходження точки 1 астероїд буде перебувати на нічному небі, тобто буде доступним для спостережень із Землі, на відміну від ділянки орбіти після проходження точки 2.

Зрозуміло, що у момент старту астероїд і Земля мають перебувати на невеликій відстані, і астероїд повинен мати трохи більшу екліптичну

довготу. До 2029 р. буде лише два періоди з реалізацією зазначених обставин: грудень 2012 р. та грудень 2020 р. При проходженні Землею точки 1 у грудні 2012 р. екліптична довгота Апофіса буде на 5° більшою за екліптичну довготу Землі, а в грудні 2020 р. — на 15° .

В роботі для визначення моменту старту апарата та бомбардування поверхні астероїда були зроблені наближені підрахунки. (Точні розрахунки можуть виконати лише організатори даного космічного експерименту). Так, для старту апарата в 2012 р. було взято дату 29 грудня. Оскільки апарат має бути виведений на геліоцентричну орбіту, то його геоцентрична швидкість повинна бути не меншою за другу космічну швидкість (11.2 км/с). Орбітальна швидкість Землі — 30.28 км/с, астероїда — 28.00 км/с. Орієнтовна дата бомбардування — 8 січня 2013 р. В цей час середня аномалія Апофіса дорівнюватиме 124° , а орбітальна швидкість — 27.26 км/с. Орієнтовна швидкість падіння снаряда на поверхню астероїда складає 14 км/с. Приблизне розташування Землі та Апофіса у моменти старту та бомбардування показано на рис. 2.

Для наступного періоду орієнтовна дата старту 16 січня 2021 р., орієнтовна дата бомбардування — 5 лютого 2021 р. В цей час середня аномалія Апофіса буде дорівнювати 166° , а орбітальна швидкість — 25.65 км/с.

Спочатку еволюція орбіти Апофіса була обчислена до зазначених моментів бомбардування (8 січня 2013 р. та 5 лютого 2021 р.). Потім для цих моментів виконувалося моделювання зміни геліоцентричної швидкості астероїда. Швидкість змінювалася лише в напрямку орбітального руху Апофіса, але на різну величину (від 1 до 40 мм/с). За новими швидкостями визначалися нові модельні орбіти, які потім інтегрувалися до моменту зближення із Землею в 2029 р. У табл. 3 наведено значення мінімальної геоцентричної відстані астероїда як для незміненої орбіти, так і для модельних, в залежності від додаткової швидкості dv .

Залежності Δ_m від dv є лінійними для обох періодів корекції (рис. 3). Добре видно, що корекція орбіти в 2013 р. є помітно ефективнішою, ніж корекція в 2021 р.

За отриманими лінійними залежностями $\Delta_m(dv)$ можна визначити ефективну величину dv_e для виконання умови $\Delta_m > 42000$ км. При корекції в 2013 р. $dv_e > 4.6$ мм/с, для 2021 р. $dv_e > 8.5$ мм/с. Отже, додаткова швидкість у 2013 р. може бути майже удвічі меншою, ніж у 2021 р. Це якраз і обумовлює доцільність виконання корекції в найближчий період — у січні 2013 р. Якщо взяти до уваги роботу [3], де показано, що корекція в 2021 р. дає більший ефект, ніж у пізніші періоди, то можна зробити висновок, що максимальний ефект буде при корекції в 2013 р.

ОЦІНКА МАСИ СНАРЯДА ЧИ ПОТУЖНОСТІ ЗАРЯДУ

В наведених вище обчисленнях отримано, що при корекції орбіти Апофіса в січні 2013 р. достатньою буде додаткова геліоцентрична швидкість астероїда біля 5 мм/с. Ця оцінка є достатньо точною, оскільки при її отриманні не робилися якісь наближення чи припущення. Що стосується визначення необхідної маси снаряда для бомбардування поверхні астероїда (чи енергії заряду), то тут задача не така проста. Справа в тому, що на сьогодні невідомі ні точний розмір астероїда, ні його густина. За різними джерелами розмір оцінюється від 270 до 370 м, а густина — від 2 до 3 г/см³. Отже, невизначеність маси астероїда становить майже 400 %. Крім того, без чіткої інформації про густину та склад поверхні Апофіса неможливо розрахувати передачу імпульсу внаслідок вибуху на поверхні. А такий вибух має відбутися не лише при задіянні вибухового пристрою, а й при падінні тіла з великою швидкістю. Отже, задача оцінки маси снаряда чи енергії заряду може бути вирішена лише в досить наближеному варіанті.

Для даної задачі приймемо розмір (діаметр) астероїда 320 м, як це зроблено і в роботі [3]. Середню густину астероїда візьмемо максимальну (3 г/см³). Отже маса Апофіса в нашому наближенні буде становити $5 \cdot 10^{10}$ кг. Як вже зазначено вище, швидкість зіткнення має становити біля 14 км/с. Якщо додатковий імпульс астероїд отримує лише за рахунок імпульсу снаряда, то маса снаряда має бути близько 20 т.

Однак при швидкості зіткнення біля 3 км/с і більше на поверхні астероїда має відбутися ви-

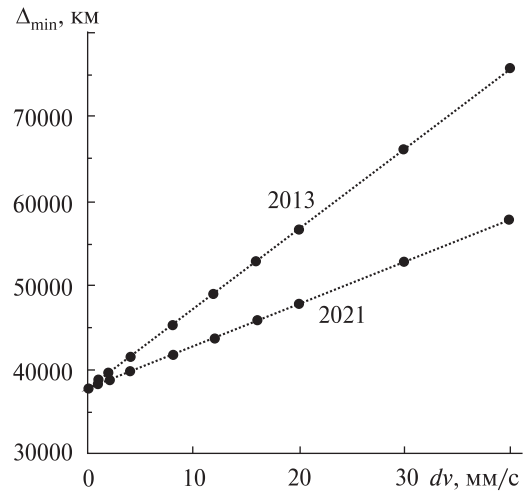


Рис. 3. Залежності мінімальної відстані Апофіса від Землі в 2029 р. при корекції його орбіти в 2013 р. та в 2021 р.

Таблиця 3. Мінімальні геоцентричні відстані Апофіса в 2029 р. при штучній корекції його орбіти в 2013 р. та в 2021 р.

dv , мм/с	Δ_m , км	
	2013 р.	2021 р.
0	37790	37790
1	38700	38282
2	39615	38775
4	41469	39763
8	45195	41744
12	48949	43735
16	52731	45732
20	56529	47735
30	66080	52765
40	75705	57824

бух. Уламки вибуху, які вилетять із швидкістю, не меншою за другу космічну швидкість для Апофіса, передадуть астероїду додатковий імпульс. Врахування цього додаткового імпульсу — це окрема непроста задача. Різні дослідники наводять різні залежності параметрів утвореного кратера від характеристик тіла, що впало (снаряда). Для якоїсь усередненої оцінки нами були розглянуті залежності, отримані Епіком [12], а також Нордайком та Гоултом [9]. Крім того, було використано усереднену степеневу залежність кількості уламків за розміром [9], вираз для

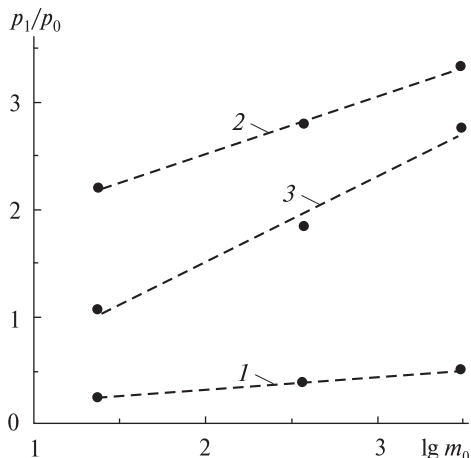


Рис. 4. Залежності відношення сумарного імпульсу p_1 уламків вибуху до імпульсу p_0 ударника від логарифма маси ударника, отримані на основі різних теорій для твердих поверхонь: 1 — залежність, отримана автором за теорією Епіка [12], 2, 3 — відповідно за теорією Нордай-ка і Гоулта [9]

максимальної маси уламка в залежності від всієї викинутої маси [8], а також залежність швидкості вильоту уламка від його маси [7]. Також було прийнято, що густина, міцність на руйнування та на стиснення для речовини астероїда відповідає характеристикам кам'яних земних порід. В результаті були отримані певні наближені залежності відношення p_1/p_0 сумарного імпульсу уламків вибуху до імпульсу снаряда від маси снаряда m_0 . Такі залежності, отримані автором на основі різних виразів, наведено на рис. 4. Детальніше описання цих залежностей наведено в роботі [5]. Зрозуміло, що представлені залежності демонструють не стільки взаємозв'язок характеристик снаряда та уламків вибуху, як невизначеність такого взаємозв'язку. Видно, що величина p_1/p_0 за різними теоріями може відрізнятися на порядок. Також видно, що сумарний імпульс уламків при масі снаряда 20 т в найкращому випадку має бути десь в три рази більший за імпульс самого снаряда. Тут можна зазначити, що в роботі [3] також прийняте таке значення відношення імпульсів. В цілому, якщо врахувати додатковий імпульс внаслідок вибуху, можна обмежитися масою снаряда в 5 т. Але варто зазначити, що оцінка додаткового імпульсу базується на ціло-

му ряді припущень, які остаточно не перевірені практикою.

Можливо, масу в 5 т виявиться досить складно вивести на геліоцентричну орбіту. В такому разі масивний снаряд можна замінити вибуховим пристроєм, який потрібно підірвати у потрібному місці на поверхні астероїда і у потрібний час. Потужність заряду можна оцінити, використовуючи отримані вище значення $p_1/p_0 = 3$ та маси снаряда. Мінімальна швидкість зіткнення, при якій має відбутися вибух, оцінюється в 3—4 км/с. При цій швидкості питома кінетична енергія снаряда приблизно рівна питомій енергії звичайної вибухівки (ТНТ). Оскільки швидкість зіткнення учетверо більша, то питома кінетична енергія снаряда в 16 разів перевищує енергію вибухівки. Отже, вибух від падіння 5-тонного снаряда можна прирівняти до вибуху 80 т ТНТ. Але оскільки сам вибуховий пристрій, на відміну від снаряда, не надає імпульсу астероїду, то потужність заряду потрібно збільшити до 100 т і більше.

Напевне, після 2012 р., коли Апофіс знову стане доступним для спостережень, його орбіту буде уточнено. Тоді можна буде робити і конкретніші оцінки доцільності й обставин корекції орбіти. Та якщо виявиться, що корекція потрібна, то часу залишить вже менше, оскільки саме початок 2013 р. дуже вигідний для такого космічного експерименту. Зокрема, тоді можуть бути перевірені й уточнені різні теоретичні вирази для вибухових процесів при високошвидкісних зіткненнях тіл.

ВИСНОВКИ

Для гарантованого відвернення зіткнення астероїда Апофіс із Землею в 2036—2037 рр. можна застосувати штучну корекцію орбіти астероїда вже в січні 2013 р. Корекція в цей період при інших рівних умовах буде мати максимальний ефект порівняно із іншими періодами. При цьому додаткову швидкість астероїду потрібно надавати в напрямку його орбітального руху.

Якщо корекцію здійснювати за рахунок бомбардування поверхні астероїда масивним тілом, то мінімальна маса тіла має бути не менше 5 т. При корекції лише вибуховим зарядом, потужність заряду повинна бути не менше 100 т ТНТ.

1. Быкова Л. Е., Галушина Т. Ю. Исследование движения астероида (99942) Апофис с использованием многопроцессорной вычислительной системы СКИФ Cyberia // Космич. исследования. — 2010. — **48**, № 5. — С. 419—426.
2. Виноградова Т. А., Кочетова О. М., Чернетенко Ю. А. и др. Орбита астероида (99942) Апофис, определенная из оптических и радарных наблюдений // Астрон. вестн. — 2008. — **42**, № 4. — С. 291—300.
3. Ивашкин В. В., Стихно К. А. О предотвращении возможного столкновения астероида Апофис с Землей // Астрон. вестн. — 2009. — **43**, № 6. — С. 502—516.
4. Казанцев А. М. Простой метод численных расчетов эволюции орбит околоземных астероидов // Астрон. вестн. — 2002. — **36**, № 1. — С. 48—54.
5. Казанцев А. М. Роль негравитационных эффектов в эволюции орбит астероидов // Астероидно-кометная опасность 2005: Матер. Всероссийской конф. — Санкт-Петербург, 2005. — С. 161—162.
6. Кочетова О. М., Чернетенко Ю. А., Шор В. А. Насколько точна орбита астероида (99942) Апофис и какова вероятность столкновения с ним в 2036—2037 гг. // Астрон. вестн. — 2009. — **43**, № 4. — С. 338—347.
7. Лебединец В. Н. О бомбардировке мини-кометами безатмосферных небесных тел // Астрон. вестн. — 1993. — **27**, № 3. — С. 3—19.
8. Мелosh Г. Образование ударных кратеров: геологический процесс. — М.: Мир, 1994. — 336 с.
9. Пилюгин Н. Н., Виноградов Ю. А., Ермолаев И. К. Форма ударного кратера при высокоскоростном ударе // Астрон. вестн. — 2001. — **35**, № 6. — С. 549—558.
10. Królikowska M., Sitarski G., Soltan A. M. How selection and weighting of astrometric observations influence the impact probability. The case of asteroid (99942) Apophis // Mon. Notic. Roy. Astron. Soc. — 2009. — **399**, N 4. — P. 1964—1976.
11. Królikowska M., Sitarski G. Note about the impact possibilities of asteroid (99942) Apophis // arXiv:009.2639. — 2010.
12. Öpik E. J. Interplanetary encounters // Close-range gravitational interactions / Eds Z. Kopal, A. G. W. Cameron. — Amsterdam, Oxford, New York, 1976. — 155 p.

Надійшла до редакції 21.07.11

A. M. Kazantsev

CORRECTION OF THE ORBIT OF THE POTENTIALLY DANGEROUS ASTEROID APOPHIS

The asteroid Apophis can be dangerous on account of falling on the Earth's surface in the future. To prevent such a fall, some correction of the asteroid's orbit can be used through a bombardment of the asteroid's surface. Some model calculations are performed to determine optimal dates for such bombardment and to determine the direction and value of an additional impulse. The most suitable time for the orbit correction may be January, 2013. For the asteroids, an additional heliocentric velocity of 5 mm/s will be sufficient. The necessary correction can be carried out through a fall of a body with a mass of about 5 t on the asteroid's surface or through an explosion with a power of no less than 100 t of TNT.

АКИМЕНКО Петро Олександрович — директор комітету аерокосмічних технологій Аерокосмічного товариства України.

Напрямок науки — аерокосмічні системи дистанційного зондування Землі, аналіз надзвичайних ситуацій та теорія прийняття рішень.

АМАТА Ермано (Amata, Ermanno) — завідувач відділу Інституту фізики міжпланетного простору (I.N.A.F.), Рим, Італія.

Напрямок науки — фізика іоносфери та магнітосфери.

ДЕДЕНОК Віктор Петрович — директор Державного підприємства науково-дослідний і проектний інститут “Союз”, Заслужений діяч науки і техніки України, доктор технічних наук, професор.

Напрямок науки — адаптивна обробка інформації у складних системах.

ДЕЙНЕКО Валерій Миколайович — провідний науковий співробітник наукового центру Харківського університету Повітряних Сил, кандидат технічних наук, старший науковий співробітник.

Напрямок науки — системи супутникової навігації, обробка ГНСС-спостережень.

КАЗАНЦЕВ Анатолій Михайлович — старший науковий співробітник Астрономічної обсерваторії Київського національного університету імені Тараса Шевченка, кандидат фізико-математичних наук.

Напрямок науки — динаміка і еволюція малих тіл Сонячної системи.

КОКО Іджіно (Coco, Igino) — науковий співробітник Інституту фізики міжпланетного простору (I.N.A.F.), Рим, Італія.

Напрямок науки — фізика іоносфери та магнітосфери.

КОПАЧЕВСЬКИЙ Іван Михайлович — інженер I категорії Державної установи «Науковий центр аерокосмічних досліджень Землі Інституту геологічних наук Національної академії наук України».

Напрямок науки — обробка та інтерпретація даних дистанційного зондування Землі, аналіз ризиків пов'язаних з надзвичайними ситуаціями техногенного характеру.

КОСТЮЧЕНКО Юрій Васильович — провідний науковий співробітник Державної установи «Науковий центр

аерокосмічних досліджень Землі Інституту геологічних наук Національної академії наук України», кандидат фізико-математичних наук.

Напрямок науки — гідрогеологія, дослідження процесів енергомасообміну в геосистемах методами математичного моделювання, обробка даних космічної зйомки з метою вирішення природоохоронних та природоресурсних задач.

КУЛАБУХОВ Анатолій Михайлович — завідувач кафедри систем автоматизованого управління фізико-технічного факультету Дніпропетровського Національного університету імені Олеся Гончара, Україна, кандидат технічних наук, доцент.

Напрямок науки — динаміка, балістика та керування рухом літальних апаратів.

ЛЕВИНСЬКИЙ Станіслав — старший науковий співробітник Центру космічних досліджень Польської академії наук.

Напрямок науки — алгоритми обробки та автоматизованої класифікації супутникових зображень.

МАКАРОВ Олександр Леонідович — Головний конструктор-начальник конструкторського бюро космічних апаратів, систем та комплексів Державного підприємства «Конструкторське бюро «Південне» ім. М. К. Янгеля», кандидат технічних наук, лауреат Державної премії України.

Напрямок науки — ракетно-космічна техніка.

МОЗГОВИЙ Дмитро Костянтинович — старший викладач факультета фізики, електроніки та комп'ютерних систем Дніпропетровського Національного університету імені Олеся Гончара, Україна.

Напрямок науки — балістика та керування рухом космічних апаратів, оброблення даних ДЗЗ.

ОЛЬШЕВСЬКИЙ Олександр Лаврентійович — начальник відділу антено-фідерних та НВЧ-пристроїв конструкторського бюро космічних апаратів, систем та комплексів Державного підприємства «Конструкторське бюро «Південне» ім. М. К. Янгеля», лауреат Державної премії України.

Напрямок науки — антенно-фідерні пристрої та засоби мікрохвильової техніки.

ПЕТРЕНКО Григорій Васильович — заступник Головного інженера — начальник служби, Державного підприємства

емства «Конструкторське бюро «Південне» ім. М. К. Янгеля», лауреат Державної премії України.

Напрямок науки — ракетно-космічна техніка.

ПОЛЮШКІНА Тетяна Миколаївна — старший науковий співробітник Інституту сонячно-земної фізики Сибірського відділення Російської академії наук, Іркутськ, Росія.

Напрямок науки — фізика магнітосфери.

ПОПЕЛЬ Валерій Михайлович — заступник начальника відділу антено-фідерних та НВЧ-пристроїв конструкторського бюро космічних апаратів, систем та комплексів Державного підприємства «Конструкторське бюро «Південне» ім. М. К. Янгеля».

Напрямок науки — антенно-фідерні пристрої та засоби мікрохвильової техніки.

ПОТАПОВ Олександр Сергійович — виконувач обов'язків заступника директора Інституту сонячно-земної фізики Сибірського відділення Російської академії наук, Іркутськ, Росія.

Напрямок науки — фізика магнітосфери.

РЕЗНІКОВ Юрій В'ячеславович — науковий співробітник наукового центру Харківського університету Повітряних Сил, кандидат технічних наук.

Напрямок науки — системи супутникової навігації, обробка ГНСС-спостережень.

РИЖАКОВА Лариса Володимирівна — старший викладач Національного дослідного Іркутського технічного університету, Іркутськ, Росія.

Напрямок науки — фізика магнітосфери.

СОЛОВЙОВ Дмитро Маркович — науковий співробітник Морського гідрофізичного інституту Національної академії наук України.

Напрямок науки — морська гідрофізика та гідроекологія, обробка та дешифрування даних ДЗЗ.

ТКАЧЕНКО Андрій Олексійович — начальник науково-дослідної лабораторії наукового центру Харківського університету Повітряних Сил, кандидат технічних наук, старший науковий співробітник.

Напрямок науки — системи супутникової навігації, обробка ГНСС-спостережень.

ХОДА Олег Олександрович — старший науковий співробітник Головної астрономічної обсерваторії Національної академії наук України, кандидат фізико-математичних наук.

Напрямок науки — глобальні навігаційні супутникові системи.

ХОРОШИЛОВ Віктор Сергійович — начальник сектору конструкторського бюро космічних апаратів, систем та комплексів Державного підприємства «Конструкторське бюро «Південне» ім. М. К. Янгеля», доктор технічних наук, професор.

Напрямок науки — динаміка, балістика та керування рухом літальних апаратів.

ЧЕРЕМНИХ Олег Костянтинович — заступник директора Інституту космічних досліджень Національної академії наук України та Національного космічного агентства України, доктор фізико-математичних наук, професор.

Напрямок науки — фізика ближнього космосу.

ЮЩЕНКО Максим Володимирович — провідний інженер Державної установи «Науковий центр аерокосмічних досліджень Землі Інституту геологічних наук Національної академії наук України».

Напрямок науки — географія, картографічна адаптація супутникових знімків, дистанційне дослідження Землі.

- Акименко П. О. — див. Костюченко Ю. В. (б)
- Актан О. Ю., Забашта Ю. Ф., Черняк В. Я., Орловська С. Г., Свечнікова О. С., Карімова Ф. Ф., Шкоронадо М. С. Фізичні основи конструювання двигуна на парафіновому паливі для гібридних ракет. Кінетика плавлення і горіння // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 3. — С. 28—33.
- Аллер М. Ф. — див. Вольвач А. Е.
- Аллер Х. Д. — див. Вольвач А. Е.
- Андрієвський С. М. — див. Вавилова І. Б.
- Андронов І. Л. — див. Вавилова І. Б.
- Антонов А. В., Герасимов Ю. М. Оценка влияния солнечных вспышек на тропосферу Земли // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 1. — С. 47—51.
- Артеменко И. Г. — див. Федоровский А. Д.
- Артюшенко М. В., Дугин С. С., Федоровский А. Д. Моделирование и синтез орбитальной группировки космических аппаратов зонального наблюдения территории Украины // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 5. — С. 50—57.
- Афанасьев И. Россия, Украина и дальний космос // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 5. — С. 80—82.
- Барабаш В. В. — див. Черногор Л. Ф.
- Беляев Ю. В., Катковский Л. В., Крот Ю. А., Хвалей С. В., Хомицевич А. Д. Исследование и оптимизация угловых характеристик фотоспектральной системы // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 1. — С. 65—69. (а)
- Беляев Ю. В., Крот Ю. А., Катковский Л. В., Роговец А. В., Хвалей С. В. Организация и использование белорусского подспутникового полигона для полетных калибровок оптических систем космических аппаратов // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 1. — С. 80—83. (б)
- Беляев С. М., Корепанов В. Є. Використання магнітометра системи навігації мікросупутника для вимірювань геомагнітного поля // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 2. — С. 3—9.
- Блюм О. Б. — див. Шаврина А. В.
- Богомаз О. В. — див. Пуляев В. О.
- Бонкала Я. — див. Дудник А. В.
- Борман Г. В. — див. Вольвач А. Е. (в)
- Бреус В. В. — див. Вавилова І. Б.
- Бушуев Ф. И., Калужный Н. А., Сливинский А. П., Шульга А. В. Использование сигналов вещательных FM-станций для исследований численности метеоров // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 3. — С. 60—70.
- Вавилова И. Б., Пакуляк Л. К., Процюк Ю. И., Вирун Н. В., Шляпников А. А., Кашуба С., Пихун А. И., Андрієвський С. М., Мажаяев А. Э., Казанцева Л. В., Шульга А. В., Золотухина А. В., Сергеева Т. П., Мирошніченко А. П., Андронов І. Л., Бреус В. В., Вирнина Н. А. Украинская виртуальная обсерватория (УкрВО). Современное состояние и перспективы развития объединенного архива наблюдений // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 4. — С. 74—91.
- Вавилова И. Б. — див. Вольвач А. Е. (в)
- Велесь А. А. — див. Шаврина А. В.
- Виллата М. — див. Вольвач А. Е.
- Вирнина Н. А. — див. Вавилова І. Б.
- Вирун Н. В. — див. Вавилова І. Б.
- Волошенко О. Л., Пироженко А. В., Храмов Д. А. Космические тросовые системы — перспективное направление космической техники и технологии // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 2. — С. 32—44.
- Волошин А. В. — див. Макаров А. Л. (б)
- Вольвач А. Е., Кардашев Н. С., Ларионов М. Г. РТ-22 КрАО: подготовка научной программы и проведение тестовых наземных РСДБ-экспериментов в рамках проекта «РадиоАстрон» // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 1. — С. 70—75. (а)
- Вольвач А. Е., Костенко В. И., Ларионов М. Г., Вольвач Л. Н. Тестирование наземного сегмента миссии «РадиоАстрон». Интерферометр Симеиз — Пушино на длинах волн 6 см и 1.35 см // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 2. — С. 45—50. (б)
- Вольвач А. Е., Ларионов М. Г., Вольвач Л. Н., Кутькин А. М., Виллата М., Раитери К. М., Лахтеенмаки А., Торникоски М., Саволайнен П., Тамми Дж., Аллер М. Ф., Аллер Х. Д., Сергеев С. Г., Дорошенко В. Т., Ефимов Ю. С., Климанов С. А., Назаров С. В., Борман Г. В., Пушкарев А. Б., Жданов В. И., Федорова Е. В., Вавилова И. Б., Чеснок Н. Г. Вспышечная активность блазара 3C454.3 в период 2004—2010 гг. от гамма- до радиодиапазонов длин волн // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 2. — С. 68—76. (в)
- Вольвач Л. Н. — див. Вольвач А. Е. (в)
- Вольвач Л. Н. — див. Вольвач А. Е. (б)

- Гбурек С. — див. Дудник А. В.
 Герасимов Ю. М. — див. Антонов А. В.
 Голубничий П. И., Решетняк Д. В., Филоненко А. Д., Хорошун А. Н. О природе короткопериодических вариаций радиопотока от Луны в сантиметровом диапазоне длин волн // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 1. — С. 76—79.
- Деденок В. П., Ткаченко А. А., Дейнеко В. М., Резников Ю. В. Мониторинг возмущений в локальной пространственно-временной области ионосферы по данным сети станций приема спутниковых радионавигационных сигналов // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 6. — С. 68—73.
- Дейнеко В. М. — див. Деденок В. П.
 Домнин И. Ф., Емельянов Л. Я., Пазюра С. А., Харитонova С. В., Черногор Л. Ф. Динамические процессы в ионосфере в течение весьма умеренной магнитной бури 20—21 января 2010 г. // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 4. — С. 26—40.
- Дорошенко В. Т. — див. Вольвач А. Е.
 Дугин С. С. — див. Артюшенко М. В.
 Дудник А. В., Подгурски П., Сильвестер Я., Гбурек С., Ковалински М., Сиарковски М., Плоциньск С., Бонкала Я. Исследования электронных поясов в земной магнитосфере с помощью рентгеновского спектрофотометра SphinX и спутникового телескопа электронов и протонов СТЭП-Ф: предварительные результаты // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 4. — С. 14—25.
- Емельянов Л. Я. — див. Домнин И. Ф.
 Ефимов Ю. С. — див. Вольвач А. Е.
- Єпішев В. П., Мотрунич І. І., Клімик В. У., Кудак В. І., Мацо Г. М. Стан засміченості захищеної зони геостационарної орбіти протягом 2007—2009 рр. // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 2. — С. 16—21.
- Жаборовський В. П. — див. Чолій В. Я.
 Жданов В. И. — див. Вольвач А. Е. (в)
 Жолобак Г. М. — див. Якимчук В. Г.
 Жук И. Т. — див. Парновский А. С.
- Забашта Ю. Ф. — див. Актан О. Ю.
 Закржевский А. Е., Хорошилов В. С. Динамика космического аппарата с гирогравитационной системой стабилизации при разворачивании упругой кольцевой антенны // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 5. — С. 3—18.
- Зельк Я. И., Кукуль Н. Н., Скакун С. В., Шелестов А. Ю. Оценка рисков стихийных бедствий на основе ансамблевой обработки и технологии слияния разнородных геопространственных данных // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 1. — С. 60—64.
- Золотухина А. В. — див. Вавилова И. Б.
- Ищенко М. В., Хода О. А. Репроцессинг СР5-наблюдений, выполненных на перманентных станциях региональной сети для СР5-недель 1390—1399 // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 5. — С. 40—49.
- Каблак Н. І. Моніторинг осадженої водяної пари на основі обробки ГНСС-даних // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 4. — С. 65—73.
- Казанцева Л. В. — див. Вавилова И. Б.
 Казанцев А. М. Корекція орбіти потенційно небезпечного астероїда Апофіс // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 6. — С. 77—83.
- Казанцев Т. А. — див. Кочубей С. М.
 Калюжный Н. А. — див. Бушуев Ф. И.
 Карачун В. В., Мельник В. Н. Проникающее акустическое излучение как фактор перехода инерциальных чувствительных элементов гиросtabilизированных платформ в импедансные. Смешанная краевая задача // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 2. — С. 22—31.
- Кардашев Н. С. — див. Вольвач А. Е. (а)
 Карімова Ф. Ф. — див. Актан О. Ю.
 Катковский Л. В. — див. Беляев Ю. В. (а)
 Катковский Л. В. — див. Беляев Ю. В. (б)
 Кашиба С. — див. Вавилова И. Б.
 Кислюк В. С. — див. Яцків Я. С.
 Кифоренко С. И. — див. Шаврина А. В.
 Климанов С. А. — див. Вольвач А. Е. (в)
 Клімик В. У. — див. Єпішев В. П.
 Кныш Л. И. Влияние геометрии концентратора на энергетические показатели системы приёма космической солнечной энергетической установки // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 5. — С. 19—23.
- Ковалински М. — див. Дудник А. В.
 Козак П. М., Рожило О. О., Тарануха Ю. Г., Кручиненко В. Г. Кінематичні характеристики вересневих метеорів за базисними телевізійними спостереженнями 2003 року // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 4. — С. 53—64.
- Козырев Е. С., Сибирякова Е. С., Шульга А. В. Телевизионные наблюдения низкоорбитальных космических объектов с использованием способа накопления кадров со смещением // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 3. — С. 71—76.
- Колос Л. Н. — див. Федоров О. П.
 Копачевський І. М. — див. Костюченко Ю. В. (а)
 Копачевський І. М. — див. Костюченко Ю. В. (б)
 Копачевський І. М. — див. Костюченко Ю. В. (в)
 Корепанов В. Є. — див. Беляев С. М.
 Костенко В. И. — див. Вольвач А. Е. (б)
 Костюченко Ю. В., Копачевський І. М., Ющенко М. В. Теоретико-методичні засади оцінки гідролого-гідро-

- геологічних ризиків за даними ДЗЗ // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 6. — С. 10—18. (а)
- Костюченко Ю. В., Копачевський І. М., Соловійов Д. М., Ющенко М. В., Акименко П. О. Використання даних супутникових спостережень для оцінки регіональних гідролого-гідрогеологічних ризиків // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 6. — С. 19—29. (б)
- Костюченко Ю. В., Ющенко М. В., Копачевський І. М., Левинський С. Методика комплексної оцінки ризиків ландшафтних пожеж за даними супутникових спостережень // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 6. — С. 30—44. (в)
- Кохан С. С. Застосування вегетаційних індексів на основі серії космічних знімків ІК.5-Ш ІЛ55-ІІІ для визначення стану посівів сільськогосподарських культур // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 5. — С. 58—63.
- Кочубей Г. С. — див. Шувалов В. А. (а)
- Кочубей Г. С. — див. Шувалов В. А. (б)
- Кочубей С. М., Казанцев Т. А. Использование деривативных вегетационных индексов для оценки содержания хлорофилла в растительности по данным измерений из космоса // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 3. — С. 54—59.
- Криводубський В. Н., Черемных О. К. О зятянувшемся во времени 23-м солнечном цикле // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 1. — С. 23—28.
- Криводубський В. Н. — див. Логинов А. А.
- Крот Ю. А. — див. Беляев Ю. В. (а)
- Крот Ю. А. — див. Беляев Ю. В. (б)
- Кручиненко В. Г. — див. Козак П. М.
- Кудак В. І. — див. Єпішев В. П.
- Кузнецов В. Д., Ружин Ю. Я., Синельников В. М. Геофизические эксперименты на МКС // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 1. — С. 12—16.
- Кулабухов А. М. — див. Макаров А. Л. (а)
- Кулагин С. Н. — див. Шувалов В. А.
- Куссиль Н. Н. — див. Зельяк Я. И.
- Кутькин А. М. — див. Вольвач А. Е. (в)
- Ларионов М. Г. — див. Вольвач А. Е. (а)
- Ларионов М. Г. — див. Вольвач А. Е. (б)
- Ларионов М. Г. — див. Вольвач А. Е. (в)
- Лахтеенмаки А. — див. Вольвач А. Е. (в)
- Левинський С. — див. Костюченко Ю. В. (в)
- Леонтьев А. Ю. — див. Лизунов Г. В.
- Лизунов Г. В., Леонтьев А. Ю. Приближённое дисперсионное уравнение для атмосферных гравитационных волн // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 1. — С. 43—46.
- Лищенко Л. П. — див. Федоровский А. Д.
- Логинов А. А., Сальников Н. Н., Черемных О. К., Криводубський В. Н., Маслова Н. В. Гидродинамическая модель генерации глобального полоидального течения Солнца // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 1. — С. 29—35.
- Мажаяев А. Э. — див. Вавилова И. Б.
- Макаров А. Л., Мозговой Д. К., Кулабухов А. М., Хорошилов В. С., Ольшевский А. Л., Петренко Г. В., Попель В. М. Технология спутниковой съемки в процессе перенацеливания // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 6. — С. 3—9. (а)
- Макаров А. Л., Тихонов В. Л., Волошин А. В., Храпач А. В. Калибровка блока измерения параметров движения, использующего чувствительные элементы, выполненные по МЭМС-технологии // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 2. — С. 10—15. (б)
- Маров М. Я. Предложения Российской Федерации по изучению и освоению Луны как основы стратегии космических исследований Солнечной системы на период до 2030—2040 гг. // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 5. — С. 77—80.
- Маслова Н. В. — див. Логинов А. А.
- Маслова Н. В. — див. Парновский А. С.
- Мацо Г. М. — див. Єпішев В. П.
- Мельник В. Н. — див. Карачун В. В.
- Микульская И. А. — див. Шаврина А. В.
- Мирошниченко А. П. — див. Вавилова И. Б.
- Мирошниченко Л. И. Проблема «Солнце — Земля»: современные концепции и физические механизмы // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 1. — С. 17—22.
- Мищенко А. В., Пироженко А. В. Анализ модели взаимодействия электродинамических тросовых систем с магнитосферой и ионосферой Земли // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 4. — С. 5—13.
- Мозговой Д. К. — див. Макаров А. Л. (а)
- Мотрунич І. І. — див. Єпішев В. П.
- Набивач В. Е., Опанасенко В. Н., Семенов О. В., Яценко В. А. Алгоритм ориентации космического аппарата с помощью звездного датчика // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 1. — С. 84—89.
- Назаров С. В. — див. Вольвач А. Е. (в)
- Носиков С. В. — див. Шувалов В. А.
- Ольшевский А. Л. — див. Макаров А. Л. (а)
- Опанасенко В. Н. — див. Набивач В. Е.
- Орловська С. Г. — див. Актан О. Ю.
- Пазюра С. А. — див. Домнин И. Ф.
- Пакуляк Л. К. — див. Вавилова И. Б.
- Парновский А. С., Полонская А. Ю., Шевченко В. Н., Жук И. Т., Маслова Н. В. Регрессионное моделирование индексов a_p и K_p : Первые результаты // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 1. — С. 36—38.
- Петренко Г. В. — див. Макаров А. Л. (а)

- Пироженко А. В. — див. Волошенюк О. Л.
 Пироженко А. В. — див. Мищенко А. В.
 Письменный Н. И. — див. Шувалов В. А.
 Пихун А. И. — див. Вавилова И. Б.
 Плоциньяк С. — див. Дудник А. В.
 Подгурски П. — див. Дудник А. В.
 Полонская А. Ю. — див. Парновский А. С.
 Попель В. М. — див. Макаров А. Л. (а)
 Порошукевич А. Ю. — див. Якимчук В. Г.
 Процюк Ю. И. — див. Вавилова И. Б.
 Пуляев В. О., Богомаз О. В. Імітація сигналів некогерентного розсіяння з урахуванням висотного розподілу іоносферних параметрів, динаміки плазми та завадових складових // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 5. — С. 24—28.
 Пушкарев А. Б. — див. Вольвач А. Е. (в)
- Раитери К. М. — див. Вольвач А. Е. (в)
 Резников Ю. В. — див. Деденок В. П.
 Решетняк Д. В. — див. Голубничий П. И.
 Роговец А. В. — див. Беляев Ю. В. (б)
 Рожило О. О. — див. Козак П. М.
 Ружин Ю. Я. — див. Кузнецов В. Д.
- Саволайнен П. — див. Вольвач А. Е. (в)
 Сальников Н. Н. — див. Логинов А. А.
 Сахацький О. І. — див. Якимчук В. Г.
 Свєчнікова О. С. — див. Актан О. Ю.
 Семенов О. В. — див. Набивач В. Е.
 Сергеева Т. П. — див. Вавилова И. Б.
 Сергеев С. Г. — див. Вольвач А. Е. (в)
 Сиарковски М. — див. Дудник А. В.
 Сибирякова Е. С. — див. Козырев Е. С.
 Сильвестер Я. — див. Дудник А. В.
 Синельников В. М. — див. Кузнецов В. Д.
 Скакун С. В. — див. Зелык Я. И.
 Скороход Т. В. Морфологическая структура и возможные источники акустико-гравитационных волн в ионосфере // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 2. — С. 61—67.
 Сливинский А. П. — див. Бушуев Ф. И.
 Соловйов Д. М. — див. Костюченко Ю. В. (б)
 Сумарук Ю. П. Залежність величини варіацій геомагнітного поля від початкового стану магнітосферно-іоносферної системи // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 1. — С. 39—42.
 Суханов К. Ю. — див. Федоровский А. Д.
- Тамми Дж. — див. Вольвач А. Е. (в)
 Тарануха Ю. Г. — див. Козак П. М.
 Тихонов В. Л. — див. Макаров А. Л. (б)
 Ткаченко А. А. — див. Деденок В. П.
 Токмак Н. А. — див. Шувалов В. А.
 Торникоски М. — див. Вольвач А. Е. (в)
- Федоренко А. К. Направления распространения акустико-гравитационных волн над полярными шапками Земли // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 3. — С. 34—44.
 Федорова Е. В. — див. Вольвач А. Е. (в)
 Федоров О. П., Колос Л. Н. Космическая деятельность Украины: подходы к созданию стратегии // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 1. — С. 3—11.
 Федоровский А. Д., Лищенко Л. П., Артеменко И. Г., Суханов К. Ю. Моделирование содержания CO₂ в атмосфере на основе космической информации ДЗЗ (на примере Никопольского горнопромышленного района) // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 2. — С. 56—60.
 Федоровский А. Д. — див. Артюшенко М. В.
 Филоненко А. Д. — див. Голубничий П. И.
- Харитонова С. В. — див. Домнин И. Ф.
 Хвалец С. В. — див. Беляев Ю. В. (а)
 Хвалец С. В. — див. Беляев Ю. В. (б)
 Хома О. А. Определение координат перманентных станций региональной сети: GPS vs GPS+ГЛОНАСС // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 6. — С. 45—53.
 Хома О. А. — див. Ищенко М. В.
 Хомицевич А. Д. — див. Беляев Ю. В. (а)
 Хорошилов В. С. — див. Закржевский А. Е.
 Хорошилов В. С. — див. Макаров А. Л. (а)
 Хорошун А. Н. — див. Голубничий П. И.
 Храмов Д. А. — див. Волошенюк О. Л.
 Храпач А. В. — див. Макаров А. Л. (б)
- Черемных О. К. Резонансная мода в термосфере Земли // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 6. — С. 74—76.
 Черемных О. К. — див. Криводубский В. Н.
 Черемных О. К. — див. Логинов А. А.
 Черногор Л. Ф. — див. Домнин И. Ф.
 Черногор Л. Ф., Барабаш В. В. Отклик средней ионосферы на солнечное затмение 4 января 2011 г. в Харькове: Результаты вертикального зондирования // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 4. — С. 41—52.
 Черняк В. Я. — див. Актан О. Ю.
 Чеснок Н. Г. — див. Вольвач А. Е. (в)
 Чолій В. Я., Жаборовський В. П. Методика обробки даних лазерної локації штучних супутників Землі // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 2. — С. 51—55.
- Шаврина А. В., Миккульская И. А., Кифоренко С. И., Шеминова В. А., Велесь А. А., Блюм О. Б. Исследование озона в приземном слое атмосферы Киева и его влияния на здоровье населения // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 1. — С. 52—59.
 Шевченко В. Н. — див. Парновский А. С.

- Шелестов А. Ю. — див. Зелык Я. И.
- Шелковенков Д. А. Многофункциональный программно-алгоритмический комплекс предварительной обработки ГНСС-наблюдений OSTAВА_PPA // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 3. — С. 16—27.
- Шеминова В. А. — див. Шаврина А. В.
- Шкоропато М. С. — див. Актан О. Ю.
- Шляпников А. А. — див. Вавилова И. Б.
- Шувалов В. А., Кулагин С. Н., Кочубей Г. С., Токмак Н. А. Моделирование эффектов МГД-взаимодействия тел с атмосферой Земли в потоке разреженной плазмы // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 5. — С. 29—39. (а)
- Шувалов В. А., Письменный Н. И., Кочубей Г. С., Носиков С. В. Потери мощности солнечных батарей космического аппарата в полярной ионосфере и в магнитосфере Земли // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 3. — С. 5—15. (б)
- Шульга А. В. — див. Бушуев Ф. И.
- Шульга А. В. — див. Вавилова И. Б.
- Шульга А. В. — див. Козырев Е. С.
- Ющенко М. В. — див. Костюченко Ю. В. (а)
- Ющенко М. В. — див. Костюченко Ю. В. (б)
- Ющенко М. В. — див. Костюченко Ю. В. (в)
- Якимчук В. Г., Жолобак Г. М., Порушкевич А. Ю., Сахачий О. І. Використання космічних і метеорологічних даних для оцінки врожайності озимої пшениці // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 5. — С. 64—67.
- Яценко В. А. — див. Набивач В. Е.
- Яцків Я. С., Кислюк В. С. Періодичні видання України з космічної тематики // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 2. — С. 77—81.
- Amata E. — see Potapov A. S.
- Burlak O. P., Mikheev O. M., Zaets I. Ye., de Vera J.-P., Lorek A., Koncz A., Foing B. H., KozYROVSKA N. O. Photosystem II of *Kalanchoe daigremontiana* sheltered by bacterial consortia under Mars-like conditions // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 3. — С. 45—53.
- Coco I. — see Potapov A. S.
- de Vera J.-P. — see Burlak O. P.
- Foing B. H. — see Burlak O. P.
- Koncz A. — see Burlak O. P.
- KozYROVSKA N. O. — see Burlak O. P.
- Lorek A. — see Burlak O. P.
- Mikheev O. M. — see Burlak O. P.
- Polyushkina T. N. — see Potapov A. S.
- Potapov A. S., Amata E., Polyushkina T. N., Coco I., Ryzhakova L. V. A case study of global ULF pulsations using data from space borne and ground-based magnetometers and a SuperDARN radar // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 6. — С. 54—67.
- Ryzhakova L. V. — see Potapov A. S.
- Zaets I. Ye. — see Burlak O. P.
- ## ХРОНІКА
- ДІЯЧІ КОСМІЧНОЇ НАУКИ (М. В. Келдишу — 100 років. Круглий стіл. Нова книга) // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 2. — С. 85—89.
- 3 Указу Президента України № 594/2011 // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 3. — С. 3—4.
- До 80-річчя від дня народження академіка НАН України В. І. Лялька // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 4. — С. 92—93.
- Bonnet Roger-Maurice. From F. G. W. Struve to James Webb (Бонне Роже-Моріс. Від Ф. Г. В. Струве до Джеймса Уебба. Редакційний переклад) // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 5. — С. 68—75.
- ДІЯЧІ КОСМІЧНОЇ НАУКИ Михайл Кузьмич Янгель (штрихи к портрету) // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 5. — С. 83—86.
- НОВИНИ КОСМІЧНИХ АГЕНТСТВ СВІТУ // Космічна наука і технологія. — 2011. — 17, № 5. — С. 87—88.
- Укладачі О. В. Клименко, В. М. Клименко