

**Редакционна колегия**

Б. Бонев (главен редактор),  
П. Велинов, П. Генев,  
Н. Дончева, Б. Маджаров,  
Г. Мардиросян (отговорен  
секретар), Д. Мишев,  
П. Неновски, Х. Спиридонов,  
Л. Филипов, С. Чапканов,  
З. Димитрова (отговорен  
редактор на броя)

**Editorial Board**

B. Bonev (Editor-in-Chief),  
P. Vellinov, P. Genov,  
N. Doncheva, B. Majarov,  
G. Mardirosian (Secretary),  
D. Mishev, P. Nenovski,  
H. Spiridonov, L. Philipov,  
S. Chapkanov, Z. Dimitrova  
(Technical Editor)

**Адрес**

Аерокосмически изследвания  
в България  
Институт за космически  
изследвания при БАН  
България, София 1000,  
ул. „Московска“ № 6

**Address**

Aerospace Research in Bulgaria  
Space Research Institute,  
Bulgarian Academy of Sciences  
6 Moskovska Str., Sofia 1000,  
Bulgaria

Издателство на Българската  
академия на науките

Редактор

*Н. Евтимова*  
Технически редактор  
*К. Иванова*  
Коректори: *Л. Събева,*  
*Е. Владимирова*  
Изд. индекс 12260  
Дадена за набор на  
5. VII. 1990 г.  
Подписана за печатна  
27. V. 1991 г.  
Излязла от печат на  
30. V. 1991 г.  
Формат 70/100/16  
Тираж 250  
Печатни коли 5,25  
Изд. коли 6,80  
Поръчка № 349

Печатница  
на Издателството  
на БАН — 1113 София,  
ул. „Акад.  
Г. Бончев“, бл. 5

Институт за  
космически  
изследвания при БАН  
©1991  
с/о Jusautor, Sofia

# АЕРО КОСМИЧЕСКИ ИЗСЛЕДВАНИЯ В БЪЛГАРИЯ

7

СОФИЯ . 1991

БЪЛГАРСКА АКАДЕМИЯ НА НАУКИТЕ

## Съдържание

**Н. В. Смирнова, О. Ф. Оглоблина, В. А. Власков, П. И. Велинов**  
— Одно улучшение модели нижней ионосферы по сравнению с международной справочной ионосферой (IRI) и с другими эмпирическими моделями/10

**П. И. Велинов, В. А. Власков, Н. С. Смирнова, О. Ф. Оглоблина, Хр. В. Спасов**  
— Моделирование профилей электронной концентрации и поглощения радиоволн в D-области ионосферы/22

**В. С. Стоянова, Н. К. Кацков** —  
Теоретична оценка на възможностите на дистанционната инфрачервена снимка за решаване на геолого-хидрогеоложки задачи/23

**Д. Н. Мишев, Г. Х. Мардиросян**  
— Комплексные синхронные и квазисинхронные измерения и наблюдения при дистанционном аэрокосмическом исследовании Земли/31

## Contents

**N. V. Smirnova, O. F. Ogloblina, V. A. Vlaskov, P. I. Vellinov**  
— An improvement of the low ionosphere model in comparison with the International Reference Ionosphere (IRI) and other empirical models/3

**P. I. Vellinov, V. A. Vlaskov, N. V. Smirnova, O. F. Ogloblina, Chr. Spasov**  
— Electron density profiles and radiowave absorption modelling in the ionospheric D-region/11

**V. S. Stojanova, N. K. Katskov**  
— Theoretical assessment of remote sensing infrared images as means for geological and hidrological problems solution/30

**D. N. Mishev, G. H. Mardirosian**  
— Complex synchronous and quasisynchronous measurements and observations in remote aerospace earth sensing/38

- Л. И. Миленова, Е. В. Станев  
— Исследование мезомасштабных процессов в Черном море при помощи космических изображений/39
- Д. Н. Мишев, Е. В. Станев, Л. И. Миленова, Н. И. Рачев  
— Анализ солености на поверхности западной части Черного моря на основе судовых и дистанционных данных/46
- В. С. Джела-Петрова  
— Учет передаточной функции атмосферы при дистанционном зондировании Земли по спектрометрическим спутниковым измерениям/53
- Хр. Ж. Петев  
— Исследване на системи за автоматично управление на ориентацията на орбитални станции/61
- Н. П. Петков  
— Двуканален ракетен фотометър с импулсен режим на работа/66
- С. К. Чапкънов, Ц. П. Дачев, И. Б. Иванова, Ю. Н. Матвейчук, В. И. Гайдарский, В. Н. Ораевский, В. В. Темный  
— Метод за определяне потенциала на космическия обект/70
- М. Х. Петрунова, Б. В. Бойчев  
— Система за автономни и комплексни изпитания на устройство за измерване на параметрите на електростатичното поле в йоносферата/75
- Д. К. Бенова  
— Изследване на мутагенното действие на фактори на космическия полет/82
- L. I. Milenova, E. V. Stanev  
— Black Sea meso-scale processes study with the help of space images/45
- D. N. Mishev, E. V. Stanev, L. I. Milenova, N. I. Rachev  
— Analysis of the salt content in the surface layers of the Black Sea west regions on the basis of *in situ* and remote sensing data/52
- V. S. Djepa-Petrova  
— Transmission function of the atmosphere determined by satellite spectrometer measurements for remote sensing of the Earth/60
- Cr. Zh. Petev  
— A system for orbital stations automatic orientation control study/65
- N. P. Petkov  
— Pulse mode two-channel rocket photometer/69
- S. K. Chapkanov, Ts. P. Dachev, I. B. Ivanov, Y. N. Matveitchuk, V. I. Gaidarskii, V. N. Oraevskii, V. V. Temni  
— A method for space object potential determination/74
- M. H. Petrunova, B. V. Boichev  
— A system for autonomous and complex testing of an ionosphere electrostatic field parameter measuring device/81
- D. K. Benova  
— Space flight mutation factors study/84

## An improvement of the low ionosphere model in comparison with the International Reference Ionosphere (IRI) and other empirical models

*N. V. Smirnova, O. F. Ogloblina, V. A. Vlaskov,  
P. I. Vellinov\**

*Polar Geophysical Institute, USSR Academy of Sciences, Murmansk  
\*Solar-Terrestrial Research Laboratory, Bulgarian Academy  
of Sciences, Sofia*

### Introduction

For the improvement of forecast methods in radiowave propagation and practical support of radiocommunications, it is necessary to know the distribution of the basic parameters, determining the character of radiodiffusion and, above all, to have an adequate model for electron concentration distribution in the low ionosphere (50-100 km). In spite of the numerous direct (*in situ*) and indirect experiments on the structure and composition of that region, there are no satisfactory photochemical models yet, complying with the experimental data. The process of low ionosphere modelling is mainly two-directional:

1. Empirical modelling on the basis of systematization, classification of experimental data and working out the dependency of the main ionosphere parameter — the electron concentration  $N$  from all factors, influencing the character of the  $N(h)$ -profile. Examples of such models are the International Reference Ionosphere (IRI) [7], the statistical model of McNamara [8], and the empirical model, created recently at the Scientific Research Institute of Radiophysics (NIRFI)-Gorki, USSR [1]. All above mentioned empirical models of electron density profiles  $N(h)$  require the following initial parameters: date, month, year, local time LT, solar zenith angle  $X$ , latitude, solar activity ( $R$ ,  $F_{10.7}$ ) and magnetic activity ( $K_p$ ,  $A_p$ ).

2. Theoretical modelling where the electron concentration is calculated by the ionization-recombination cycle of the D-region, including the ionization processes; the system of chemical processes of the ion transformation and the recombination processes. The quality of these models and their ability to reproduce the real conditions, observed in the ionosphere, are tested by a

comparison with the experimental data. The simplified models [9, 10], the detail models [11, 12, 13] and the ionization-recombination cycle model developed by us [2, 3, 14, 15] fall in that type of models.

### Theoretical model of the low ionosphere

Our model (Fig. 1) includes: four positive ions —  $\text{NO}^+$ ,  $\text{O}_2^+$ ,  $\text{Cl}_1^+$  and  $\text{Cl}_2^+$ ; four negative ions —  $\text{O}_2^-$ ,  $\text{O}^-$ ,  $\text{CO}_3^-$  and  $\text{NO}_3^-$  and electrons. The rate constants of the major processes in the scheme are presented in Table 1. A detailed reasoning of the model is given in [2, 3, 14]. Herewith, we shall mention only the peculiarities of our model differentiating it from the theoretical models developed earlier. The rates of the transformation processes of the primary positive ions  $\text{NO}^+$ ,  $\text{O}_2^+$  in cluster ions  $\text{Cl}_1^+$ ; of the simpler cluster ions  $\text{Cl}_1^+$  into most complex ones  $\text{Cl}_2^+$ , as well as of primary negative ions  $\text{O}_2^-$  and  $\text{O}^-$  into the intermediate ion  $\text{CO}_3^-$  are illustrated by the effective parameters  $B_{\text{O}_2^+}$ ,  $B_{\text{NO}^+}$ ,  $\beta$ ,  $B_{\text{O}_2^-}$ ,  $B_{\text{O}^-}$ . These effective parameters are deduced from the detailed schemes of ion transformation and include dependencies on the atmospheric temperature  $T$  and humidity [ $\text{H}_2\text{O}$ ], as well as from the small neutral constituents  $\text{O}$ ,  $\text{O}_3$  and  $\text{CO}_2$  concentration.

For example, the rate  $B_{\text{NO}^+}$  of the basic channel of formation of  $\text{Cl}_1^+$  from  $\text{NO}^+$  under normal and winter anomaly conditions has a temperature dependency  $T^{-14}$  in the range  $T=120 \div 230$  K and a greater degree of dependency  $T^{-20,4}$  in the range  $180 \div 240$  K, while under sufficiently high temperature conditions (i. e. in winter) it depends on the humidity of the atmosphere. Under disturbed conditions (auroral absorption AA, polar cap absorption PCA, post-storm effects PSE after magnetic storms SSC) the rate of  $B_{\text{O}_2^+}$  of the basic channel of formation of  $\text{Cl}_1^+$  from  $\text{O}_2^+$  depends on the concentration of  $\text{O}$  and  $\text{H}_2\text{O}$  under all temperature conditions and has a weaker temperature dependency  $T^{-4,4}$ . The same temperature dependency is characteristic of the transformation rate  $\beta$  of the cluster ions  $\text{Cl}_1^+$  with recombination coefficient  $\alpha(\text{Cl}_1^+) = 2 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  into more complex cluster ions  $\text{Cl}_2^+$  with recombination coefficient  $\alpha(\text{Cl}_2^+) = 10^{-5} \text{ cm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ .

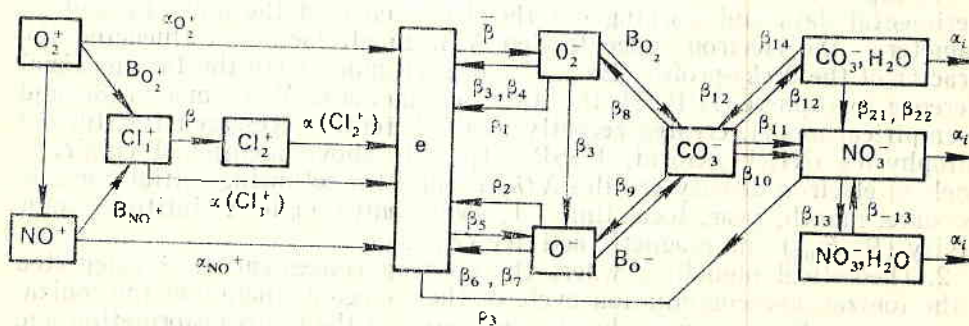


Fig. 1. The proposed theoretical ionization-recombination cycle model of the D-region

Table 1

Rate constant	Rate constant
$\beta_1 = 1,4 \cdot 10^{-29} \left(\frac{300}{T}\right) \exp\left(-\frac{600}{T}\right)$	$\beta_{13} = 7,5 \cdot 10^{-29} \left(\frac{300}{T}\right)^{13}$
$\beta_2 = 1,0 \cdot 10^{-31}$	$\beta_{13} = 5,4 \cdot 10^{-4} \left(\frac{300}{T}\right)^{14} \exp\left(-\frac{7350}{T}\right)$
$\beta_3 = 1,5 \cdot 10^{-10}$	$\beta_{14} = 1,2$
$\beta_4 = 2,0 \cdot 10^{-10}$	$\beta_{15} = 4,0 \cdot 10^{-31} \left(\frac{300}{T}\right)^5$
$\beta_5 = 9,1 \cdot 10^{-13} \left(\frac{300}{T}\right)^{-1,46}$	$\beta_{16} = 2,0 \cdot 10^{-29} \left(\frac{300}{T}\right)^5$
$\beta_6 = 1,9 \cdot 10^{-10}$	$\beta_{17} = 6,0 \cdot 10^{-10}$
$\beta_7 = 2,0 \cdot 10^{-10}$	$\beta_{18} = 9,0 \cdot 10^{-31} \left(\frac{300}{T}\right)^5$
$\beta_8 = 1,1 \cdot 10^{-10}$	$\beta_{19} = 3,1 \cdot 10^{-28} \left(\frac{300}{T}\right)^5$
$\beta_9 = 0,15$	$\beta_{20} = 5,3 \cdot 10^{-10}$
$\beta_{10} = 1,1 \cdot 10^{-11}$	$\beta_{21} = 7,0 \cdot 10^{-12}$
$\beta_{11} = 2,0 \cdot 10^{-10}$	$\beta_{22} = 1,5 \cdot 10^{-10}$
$\beta_{12} = 1,0 \cdot 10^{-28} \left(\frac{300}{T}\right)^{13}$	$\rho_1 = 0,33$
$\beta_{-12} = 7,95 \cdot 10^{-4} \left(\frac{300}{T}\right)^{14} \exp\left(-\frac{7100}{T}\right)$	$\rho_2 = 1,4$
	$\alpha_1 = 6,8 \cdot 10^{-7} T^{-0,4}$

$$\text{BO}_2^- = \beta_{15} [\text{O}_2]^2 + \beta_{16} [\text{CO}_2] [\text{O}_2] + \beta_{17} [\text{O}_3]$$

$$\text{BO}^- = \beta_{18} [\text{O}_2]^2 + \beta_{19} [\text{CO}_2] [\text{O}_2] + \beta_{20} [\text{O}_3]$$

Unlike the empirical models, our theoretical model requires the following input parameters: the neutral atmosphere model ( $T_n, M_n$ ); the small neutral constituents NO, H<sub>2</sub>O, O<sub>3</sub>, O, O<sub>2</sub> ( $\Delta g$ ) model; the solar radiation intensity model in some lines and ranges of the wavelength; a corpuscule ionization source model, especially when the high-latitude ionosphere is considered. Also, it is necessary for these parameters to depend on the input parameters, as it is with the empirical models: date,  $L, T, X, \theta, R, F_{10,7}, K_p, A_p$ . All input parameters of our model are given in [4].

### Accuracy of the $N(h)$ -profiles description on the basis of the theoretical and empirical models

Now we shall evaluate the possibilities of the empirical models [1, 7, 8] and our theoretical model [2-4, 14, 15] so as to render the experimental data  $N$  in the D-region under different heliophysical conditions. For that purpose we are going to use the data bank of NIRFI [1]. In that bank more than 500 electron density profiles are included for a 60-90 km height with 5 km altitude step for the middle latitudes under day conditions.

These data is obtained using different methods: cross-modulation, partial reflection, rocket measurements, etc. As a criterion for the precision of the different models we are defining the reduced logarithmic total error

$$\bar{D} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |\ln N_{\text{ex}}/N_{\text{m}}|_i,$$

where  $N$  is the electron concentration,  $n$  is the number of the compared data in the bank; the index "ex" denotes an experimental value, and "m" — model value.

Before considering the results, we shall note that according to the review [16], where a comparative precision of the  $N$  measurement through a number of methods is given, the value of the electron concentration is fixed with precision to the factor from 0,5 to 3. Furthermore, the data concerning the 60-65 km altitudinal interval are given with the lowest precision. That is why, if the data are collected under different heliophysical conditions, it is difficult to expect their representation by the models, with a precision greater than that factor (and, above all, at low altitudes).

The  $D$  values, calculated using the IRI [7], M c N a m a r a [8], NIRFI [1] and our theoretical models for the whole bulk of data set [1], are presented in Table 2.

Table 2

Model	Height, km						
	60	65	70	75	80	85	90
[7]	2,03	0,89	0,747	0,698	0,758	1,04	1,05
[8]	0,722	0,586	0,617	0,602	0,728	0,884	0,899
[1]	1,18	0,775	0,654	0,836	0,923	1,22	1,24
[4,15]	0,926	0,849	0,674	0,680	0,736	0,834	0,845
Case number	107	167	289	405	468	350	266

It can be noted, that on the whole our model describes the data bank better than the empirical models. A certain preference can be given to the model of McNamara for the 60-65 km altitudes. The higher precision of description of the data on these altitudes is explained by the fact that McNamara's model is built up on the basis of a great amount of cross-modulation data — at 60 km they represent about half of the total amount of data, and the values of  $N$  are considerably greater, as compared to the other methods. The chosen values of  $D$  using different methods of measurement show that, if we consider only rocket data (accepted by the COSPAR Symposium on Structure and Methods of Low Ionosphere Measurements — 1973 as most precise and reliable), our model describes experimental data better than the other models [1, 7, 8] for all altitudes, including that at 60-65 km altitude.

Up to now we have considered the possibilities of the models to reproduce  $N$  for the whole data bank, (the profiles are collected in the quiet D-region). Now we are going to present the results obtained by low ionosphere disturbances modelling.

Let us consider several cases of different type: polar cap absorption (PCA), post-storm effects (PSE) and winter anomaly (WA). The chosen cases have input parameters necessary for calculation as follows: data for the particle fluxes and their respective electron production rates (PCA, PSE); data for NO and the temperature  $T$  (WA). In Fig. 2 the results from the calculation of 9 cases of PCA (proton flares on August 4th-5th, 1972; November 2nd-4th,

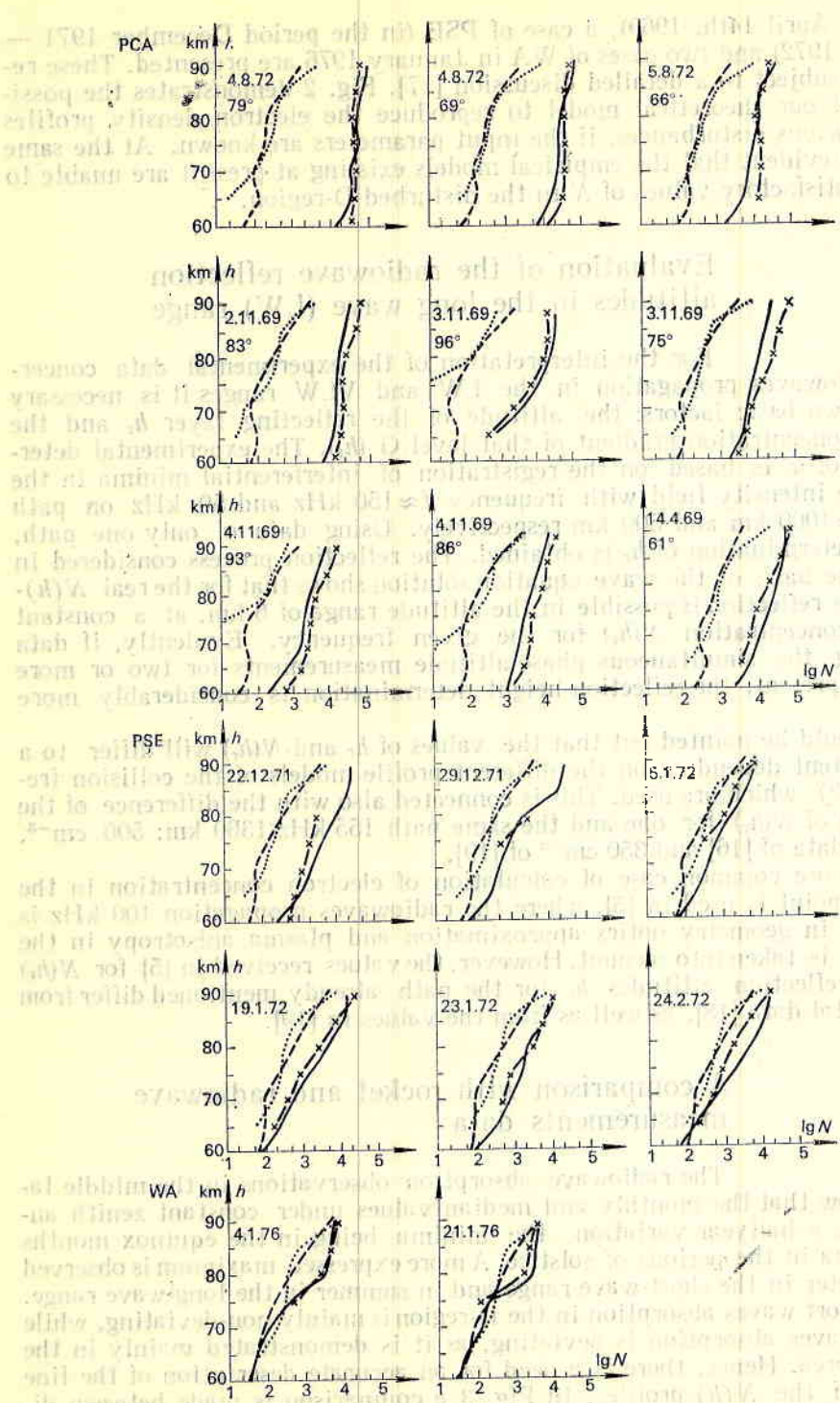


Fig. 2.  $N(h)$ -profiles under different ionospheric disturbances  
 PCA — polar cap absorption; PSE — post-storm effects; WA — winter anomaly;  
 ... IRI [7]; --- [8]; — our theoretical model; ×—× NIRFI [1]



1969 and April 14th, 1969), a case of PSE (in the period December 1971 — February 1972) and two cases of WA in January 1976 are presented. These results are subject to a detailed discussion [17]. Fig. 2 demonstrates the possibilities of our theoretical model to reproduce the electron density profiles during various disturbances, if the input parameters are known. At the same time it is evident that the empirical models existing at present are unable to present satisfactory values of  $N$  in the disturbed D-region.

### Evaluation of the radiowave reflection altitudes in the long wave (LW) range

For the interpretation of the experimental data concerning radiowaves propagation in the LW and VLW ranges it is necessary to know two basic factors: the altitude of the reflecting layer  $h_r$  and the electron concentration gradient of that level  $G(h_r)$ . The experimental determination of  $h_r$  is based on the registration of interferential minima in the radiowave intensity field with frequency  $f \approx 150$  kHz and 50 kHz on path length  $l \approx 1000$  km and 500 km respectively. Using data of only one path, a rough determination of  $h_r$  is obtained. The reflection process considered in [16] on the basis of the wave equation solution shows that for the real  $N(h)$ -profiles the reflection is possible in the altitude range of 6 km, at a constant electron concentration  $N(h_r)$  for the given frequency. Evidently, if data concerning the simultaneous phase-altitude measurements for two or more paths are present, the reflection height determination is considerably more precise.

It should be pointed out that the values of  $h_r$  and  $N(h_r)$  will differ to a certain extent depending on the different profile models of the collision frequency  $\nu(h)$  which are used. This is connected also with the difference of the evaluation of  $N(h_r)$  for one and the same path 155 kHz/1360 km:  $500 \text{ cm}^{-3}$ , following data of [16] and  $350 \text{ cm}^{-3}$  of [19].

The more common case of calculation of electron concentration in the reflection point is used in [5], where the radiowaves propagation 100 kHz is considered in geometry optics approximation and plasma anisotropy in the ionosphere is taken into account. However, the values received in [5] for  $N(h_r)$  and the reflection altitudes  $h_r$  for the path already mentioned differ from experimental data [18], as well as from the values in [19].

### A comparison with rocket and radiowave measurements data

The radiowave absorption observations in the middle latitudes show that the monthly and median values under constant zenith angle  $X$  have a half-year variation, the minima being in the equinox months and maxima in the periods of solstice. A more expressed maximum is observed during winter in the short-wave range and in summer in the long-wave range.

The short waves absorption in the D-region is mainly non-deviating, while the long waves absorption is deviating, as it is demonstrated mainly in the reflection area. Hence, there is a need for an accurate description of the fine structure of the  $N(h)$ -profiles. In Fig. 3 a comparison is made between different profile models: the  $N(h)$ -distribution according to our theoretical model of the D-region, the rocket profile measured in the Volgograd ( $47^\circ \text{ N}$ ,

April,  $X=80^\circ$ , low solar activity) [6] and the profiles calculated according to the models of IRI [1], and Bremer and Singer [20]. Herewith, the altitude of radiowave reflection is also shown as obtained by means of the phase-altitude method via the simultaneous two-path long-wave experiment of 218 kHz/1463 km and 191 kHz/1278 km, with reflection point around Volgograd [6]. The reflection altitude corresponds to an electron concentration about  $550 \text{ cm}^{-3}$ .

It is evident that the theoretical model describes most precisely the experimental *in situ*  $N(h)$ -profile and much better than the other models corresponds to the results from the phase-altitude measurements.

An adequately precise evaluation of the radiowave reflection altitude in the long-wave range on the basis of our model is corroborated by the comparison between the  $h_r$  calculated for the Allouis (France) — Sofia ( $f_i=26 \text{ kHz}$ ) path and the results of the phase-altitude measurements for the Brashov-Kühlungsborn 155 kHz/1360 km ( $f_i=26 \text{ kHz}$ ). For example, for April, at a low solar activity our theoretical model gives (for  $X=78^\circ$  and  $68^\circ$ ) reflection altitudes of 76.5 and 74 km, as compared to the experimental data of 78 and 75.5 km respectively.

### Conclusion

Thus, the different tests of our theoretical model of the low ionosphere carried out on the basis of a major experimental dataset shows that our model allows considerably more precise reproduction of the experimental data according to the basic ionospheric characteristic, the  $N(h)$ -profiles, as well as to obtaining a better correspondence with them, as compared to the existing empirical models of IRI [7], Mc Namara [8], NIRFI [1] and others. Besides this, the advantages of our model as compared to the empirical models are proved both for indirect data concerning radiowave propagation and for the *in situ* rocket measurements. It is valid for quiet conditions (Fig. 3) and to a great extent for the different types of disturbed conditions (Fig. 2) in the solar-terrestrial relationships of ionospheric (PCA), magnetospheric (PSE) and meteorological (WA) character.

The advantages of our model (Fig. 1) are in the sufficiently correct calculation of the existing in the mesosphere diurnal, seasonal and 11-year variations of the temperature, humidity and concentration of the minor neutral constituents.

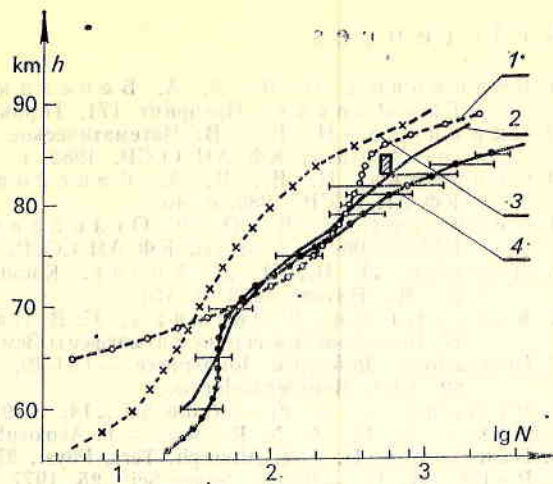


Fig. 3. A comparison between  $N(h)$ -profiles calculated following the IRI-79 model [7] (1), the theoretical model [2-4, 14, 15] (2), the experimental data model [20] (3); (4) rocket measurements [6], the phase-altitudinal method [6] — hatching

## References

1. Беликович, В. В., Е. А. Бенедиктов, В. Д. Вяхирев, Л. В. Гришквич. Препринт 171. Горький, НИРФИ, 1983, с. 51.
2. Смирнова, Н. В. — В: Математическое моделирование комплексных процессов. Апатиты, КФ АН СССР, 1982, с. 22.
3. Смирнова, Н. В., В. А. Власков. Препринт ПГИ 82-3-17. Апатиты, КФ АН СССР, 1982, с. 46.
4. Смирнова, Н. В., О. Ф. Оглоблина, В. А. Власков. Препринт ПГИ 84-08-36. Апатиты, КФ АН СССР, 1984, с. 31.
5. Дорман, Л. И., И. Д. Козин. Космическое излучение в верхней атмосфере. М., Наука, 1983, с. 151.
6. Косарт, Г. фон, Г. Энтциан, С. В. Пахомов, Д. А. Тарасенко. — В: Исследования верхней атмосферы Земли. М., Гидрометеоиздат, 1984, с. 191.
7. International Reference Ionosphere — IRI-79, World Data Center A, Report UAG-82, 1981, Boulder/Colorado.
8. McNamara, L. F. — Radio Sci., 14, 1979, No 6, p. 1165.
9. Mitra, A. P., J. N. Rowe. — J. Atmosph. Terr. Phys., 34, 1972, No 5, p. 795.
10. Danilov, A. D. — J. Atmosph. Terr. Phys., 37, 1975, No 6/7, p. 885.
11. Reid, G. C. — Planet. Space Sci., 25, 1977, p. 275.
12. Chakrabarty, D. K., P. Chakrabarty, G. Witt. — J. Atmosph. Terr. Phys., 40, 1978, No 4, p. 437.
13. Torcar, K. M., Friedrich. — J. Atmosph. Terr. Phys., 45, 1983, No 6, p. 369.
14. Vellinov, P. I., N. A. Smirnova, V. A. Vlasikov. — Adv. Space Res., 4, 1984, No 1, p. 123.
15. Vellinov, P. I., N. A. Smirnova, N. A. Vlasikov. — Handbook for MAP (Ed. by SCOSTEP/NASA, Univ. of Illinois, Urbana), 10, 1984, p. 70.
16. Thrane, E. V. — In: Methods of Measurements and Results of Lower Ionosphere Structure, Berlin, Akademie Verlag, 1974, p. 3.
17. Vellinov, P. I., V. A. Vlasikov, N. V. Smirnova, O. F. Ogloblina, Chr. W. Sprassov. — Аерокосмически изследвания в България, 7, 1991, с. 11.
18. Lauter, E. A., J. Taubenheim, G. Entzian et al. — HIM-STR-Report, 7, 1976, p. 83.
19. Bremer, J., K. Evers, J. Taubenheim. — Gerlands Beitr. Geophys./90, 1981, No 4, p. 296.
20. Bremer, J., W. Singer. — J. Atmosph. Terr. Phys., 39, 1977, No 1, p. 25.
21. Cossart, G. von, S. V. Pakhomov. — Handbook for MAP (Ed. by SCOSTEP/NASA, Univ. of Illinois, Urbana), 10, 1984, p. 34.

Одно улучшение модели нижней ионосферы по сравнению с международной справочной ионосферой (IRI) и с другими эмпирическими моделями

*Н. В. Смирнова, О. Ф. Оглоблина, В. А. Власков,  
П. И. Велинов*

(Резюме)

Предлагается теоретическая модель нижней ионосферы, включающей четыре положительных иона ( $O^+$ ,  $O_2^+$ ,  $Cl_1^+$ ,  $Cl_2^+$ ), четыре отрицательных иона и электроны. Она учитывает зависимость скоростей основных процессов от температуры, влажности атмосферы и концентрации малых нейтральных составляющих. Проверка разработанной теоретической модели на большом массиве экспериментальных данных (свыше 1000  $N(h)$ -профилей) показывает, что она лучше воспроизводит эмпирические модели, чем известные сезонные и суточные вариации  $N(h)$ , а также профили во время различных ионосферных возмущений.

## Electron density profiles and radiowave absorption modelling in the ionospheric D-region

P. I. Vellinov, V. A. Vlaskov\*, N. V. Smirnova\*  
O. F. Ogloblina\*, Chr. Spasov\*\*

*Solar-Terrestrial Research Laboratory, Bulgarian Academy of Sciences, Sofia*

*\*Polar Geophysical Institute, USSR Academy of Sciences, Murmansk*

*\*\*Institute of Geophysics, Bulgarian Academy of Sciences, Sofia*

### 1. Introduction

The ionospheric D-region situated in the altitudinal interval 50-90 km influences considerably the radiowave propagation in a wide frequency range: very long (VLW), long (LW), middle (MW) and short (SW) waves included. In this respect of great importance is the problem of such modelling which will adequately describe the distribution of the basic parameters, determining the character of radiowave propagation and, above all, the behaviour of the basic ionosphere parameter — the electron concentration  $N$  under different conditions and states of the solar-terrestrial relationships. Such a model should define the  $N(h)$ -profiles dependency on the solar activity, season, time, the geographical situation, the level of magnetic, ionospheric and meteorological disturbances or, in other words, all factors influencing the character of the  $N(h)$  distribution in the D-region. This is necessary for the improvement of the radiowave propagation forecast methods and the practical support of radiolinks. For this purpose a theoretical quadri-ionic model has been developed [1, 2, 6], which proved more reliable than the empirical models [7, 8], and, compared to the detailed schemes, e. g. [9, 10], has the advantage of simplicity and greater speed of calculation.

The purpose of the present work is to test the developed theoretical model [1, 2, 6] on a considerable bulk of experimental data, as well as to demonstrate the possibilities of the model to describe the various disturbed conditions in the ionosphere (polar cape absorption PCA, auroral absorption PAA, winter anomaly WA, post-storm effect PSE, etc.), as well as to continue our previous studies [11, 12].

## 2. Fine structure of $N(h)$ -profiles modelling

An important characteristic of the  $N(h)$ -profiles is their shape, i. e. their non-monotonousness, presence of extrema — maximums and minimums of electron density and their heights, as well as the gradient value  $dN/dh$ . Herewith, we are going to distinguish between two altitude regions in the D-regions: under and above 75 km. First, we are going to consider experimental data, and then the possibilities of the different models to explain the peculiarities of the profiles in both altitude intervals.

### 2.a. 60-75 km region modelling

For this region rocket measurements give predominantly monotonous profiles lacking in expressed minimums and maximums of  $N$ . The profiles obtained through cross-modulation display an expressed minimum at about 70 km height and a growing value of  $N$  at 60-65 km height, the same being interpreted as "cosmic ray layer" (CR-or C-layer) in the low ionosphere [3]. The model profiles formed on the basis of data concerning VLW, LW and MW propagation do not offer a single solution for the profile character under 75 km. For example, in models [3, 13, 14] the C-layer at 60-65 km is present and at 68-70 km a minimum is observed.

But, the model profiles [4, 15] (the last are obtained using data about

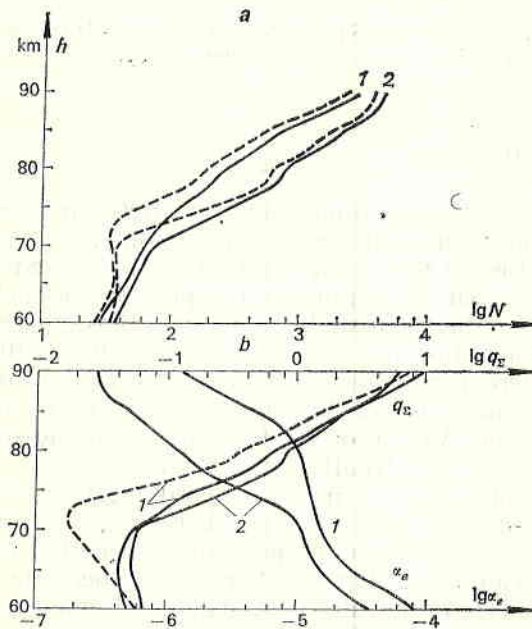


Fig. 1. Electron concentration profiles  $N$  (a), electron production rate  $q_e$  and the effective recombination coefficient  $\alpha_e$  (b) under summer (1) and winter (2) conditions:  $X=78,5^\circ$ ,  $F_{1,07}=200$   
 — calculations taking into account electron precipitation; --- without taking into account the particles

radio paths in the frequency range from 16 kHz to 2,5 MHz) are monotonous. Furthermore, the calculations in [16] showed that the use of the IRI-79 model [7] — a smooth profile extrapolation under 70 km, and the model [14] with a C-layer model demonstrate different VLW reflection coefficients within the frames of accuracy measurement of these parameters. The electron concentration variation 10 times in the 51-61 km interval leads to variation only in separate components in the reflection coefficient matrix. It came out that reliable conclusions concerning the  $N$  value for the low D-region can be made measuring all four components of the reflection coefficient matrix components, while in practice only one or two parameters are measured.

Now we are going to consider the profiles obtained in our theoretical model [1, 2, 6] under quiet summer and winter conditions at latitude  $50^\circ\text{N}$ ; solar zenith angle

$X=7,85^\circ$ ; and high solar activity  $F_{10,7}=200$ . These  $N(h)$ -profiles are presented in Fig. 1. The profiles designated by dotted line demonstrate an expressed minimum at height 72 km in summer and 70 km in winter. This minimum is received from the electron production rate  $q$  minimum (Fig. 1) as a result of: a) galactic cosmic rays ionization drop with height, and b) low intensity of the Ly-alpha line on these heights, which is nearly absorbed by the atmosphere [3]. The profiles designated by an uninterrupted line are of monotonous character. They are obtained taking into account the additional ionization source: the precipitating high-energy electrons. The background fluxes data under quiet conditions differs considerably. In our calculations minimal values of ionization rate of that source are used from available data. It should be noted that the consideration of the additional ionization source is substantial only for adequately high values of  $X$ . At  $X < 70^\circ$  the solar radiation ionization exceeds the electron precipitation ionization to such an extent, that the monotonous growth of  $N(h)$  with the altitude is provided even without counting this additional source.

### 2.b. Modelling of the region above 75 km

Rocket experiments and partial reflection method measurements give electron density profiles with large gradient  $dN/dh$  at altitudes 80-85 km. The cross-modulation method using the new way for obtaining  $N$  from experimental data results in an insignificant  $N$  gradient, not observed in profiles obtained until 1971-1972. The height of that gradient and its value change in dependence with the observation conditions: in summer at middle latitudes under daytime quiet conditions 83-85 km, about 87 km at high latitudes, and up to 90 km when noctiluscent clouds are observed; in winter under normal conditions 82 km, in winter anomaly 77 km (and even 72 km); at night the gradient height is greater as compared to day values (up to 90-92 km) and is marked by a drastic fall under disturbed conditions.

Let us consider the possible reasons for the occurrence of that gradient of  $N$  on the basis of the ionization balance equation [3]

$$q_{\Sigma} = \alpha_e N^2, \quad \alpha_e = (1 + \lambda) (\alpha_d + \lambda \alpha_i)$$

It can be supposed that  $dN/dh$  occurs either as a result of the growth in ionization rate  $q$  or due to the effective recombination coefficient change.

The calculations show a comparatively smooth total electron production rate  $q_{\Sigma}$  profile above 70 km (Fig. 1b). At the same time, the available ion composition mass-spectrometer measurements in the D-region (about 40 rocket experiments) show a coincidence between the gradient  $N$  height and the  $h_p$ -height, changing abruptly its prevailing positive ion composition: from cluster ions  $H^+$  ( $H_2O$ ) below the transition level height  $h_p$  to simple molecular ions  $NO^+$ ,  $O_2^+$  above  $h_p$ . Let us remind that subject of discussion are altitudes above 70 km, where the negative ions are comparatively small in number ( $\lambda < 1$ ) and the value of  $\alpha_e$  is determined by positive ions composition:

$$\alpha_e = \alpha_d = \frac{\alpha(NO^+, O_2^+) + f^+ \alpha(Cl^+)}{1 + f^+},$$

$$\alpha(NO^+, O_2^+) = 2 \cdot 10^{-7} \text{ cm}^3 \cdot \text{s}^{-1},$$

$$\alpha(Cl^+) \approx (2 \div 10) \cdot 10^{-6} \text{ cm}^3 \cdot \text{s}^{-1},$$

$$f^+ = \frac{[Cl^+]}{[NO^+] + [O_2^+]}$$

Table 1

Conditions	Height $h_p$ , km			
	experiment			model [1, 2, 6]
	$f^+=0,1$	$f^+=1$	$f^+=10$	
Summer, daytime				
Equator	84,5	82,5	76,5	85,5 ( $X=28^\circ$ )
Middle latitudes	87	85	80	
High latitudes	89	87	83,5	
Winter, daytime middle latitudes				
Quiet conditions	—	—	—	82
Winter anomaly	79	77	75	76—77
Strong anomaly	75	72	—	72
Winter high latitudes				
Night, quiet cond.	94	92	85	>90
Night, weak PAA	86	82,5	75	82
Day/night PCA	76	72,5	69	73

The greatest changes of  $\alpha_c$  are caused by the ion content change, corresponding to the  $h_p$  transition from  $f^+=1$  to  $f^+=0,1$ . As shown in Table 1 [17] where mass-spectrometric measurements data are summarized, such a change of  $f^+$  takes place in an interval about 2 km. This causes the reduction of  $\alpha_c$  five times from  $1,6 \cdot 10^{-6}$  to  $3 \cdot 10^{-7}$   $\text{cm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , while the transition of  $f^+=10$  to  $f^+=1$  reduces  $\alpha_c$  only 1,5-3 times and this process takes place in an interval of about 5-6 km. Thus, in an interval of 2 km of the transition height (equal to the  $N$  gradient height) the electron density should grow 2,3 times only due to the decrease of  $\alpha_c$ .

### 3. Winter profiles modelling

Let us begin with the model  $N(h)$ -profiles. Fig. 2 (dotted line) shows the profiles [18] obtained following data of radiowaves propagation in a wide frequency range from 50 kHz to 2,75 MHz under low solar activity  $F_{10,7}=70$ , latitude  $50^\circ\text{N}$ ,  $X=78,5^\circ$ . The summer profile 1 features a small  $N$  gradient at altitudes above 85 km. But the winter profile 2 is characterised by a rather high gradient at altitudes of 82-85 km ( $N$  changes 7 times). Also, in Fig. 2 the  $N(h)$ -profiles calculated on the basis of the theoretical model under the same latitude conditions, zenith solar angle and solar activity (uninterrupted line) are compared. A good correspondence between the summer profiles obtained using the theoretical model and the model [18] is noticed, while the winter profiles differ considerably: our profiles under quiet conditions feature a comparatively small  $N$  gradient.

The absence of a marked  $N$  and  $\alpha_c$  gradient in our model profiles is explained by the fact that, when calculating  $N$  with step in height 1 km, all input parameters — temperature, density and concentration of the minor neutral constituents — were given with smooth approximation of their model values, which are given, as a rule, with step in height 5 km (e. g. the CIRA —

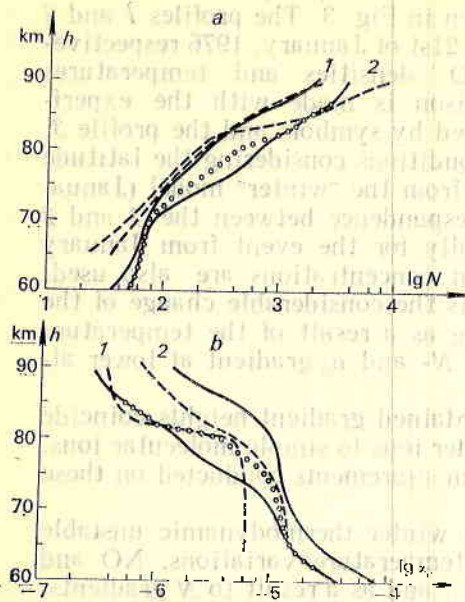


Fig. 2. Water vapours concentration influence on the  $N(h)$ -profiles (a) and  $\alpha_e(h)$ -profiles (b) under summer (1) and winter (2) conditions  
 — calculation for constant  $k=5 \cdot 10^{-6}$ ;  $\circ$  — for  $k=5 \cdot 10^{-6}$  (under 80 km) and  $k=1 \cdot 10^{-6}$  (over 80 km); — — — model [18]

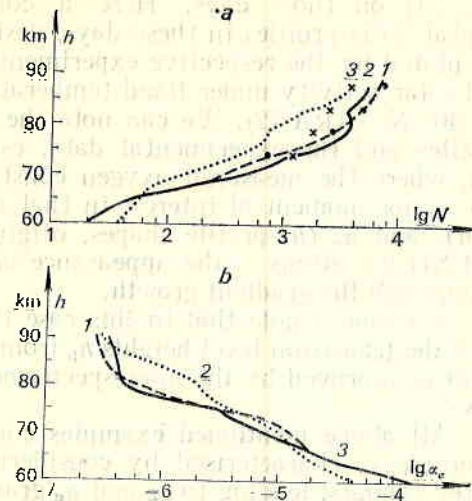


Fig. 3.  $N(h)$ -profiles (a) and  $\alpha_e(h)$ -profiles (b) under normal (3) and anomalous (1, 2) winter conditions  
 1 — WA 4. 01. 1976; 2 — WA 21. 01. 1976; 3 — normal day,  $X: -66^\circ$   
 — — —, — — —, . . . model calculations;  
 $\bullet$ ,  $\times$  — experimental

72 model). The testing of the model by unit points demonstrates a relatively true representation of the transition level heights  $h_p$  from cluster to simple ions (Table 1) and of the altitude distribution of  $\alpha_e$  and  $f^+$  under different geophysical conditions. It is obvious that the considerable gradients of  $\alpha_e$ ,  $f^+$  and, consequently, the  $N$  gradient occur as a result of the gradients presence in the distribution of the minor constituents, which are influenced most strongly by the dynamic processes. These neutral constituents include:  $H_2O$ ,  $NO$ ,  $O$ .

The influence of the  $H_2O$  gradient at altitudes 80-82 km on the  $N(h)$ - and  $\alpha_e(h)$ -profiles can be followed in Fig. 2. Let us compare the winter profiles 2, designated by an uninterrupted line and circles. The first profile is obtained at a constant mixing coefficient  $k=[H_2O]:[M]=1 \cdot 10^{-6}$  along the whole altitude interval; the second — at a drastic coefficient change from  $k=5 \cdot 10^{-6}$  (at  $h=80$  km) to  $1 \cdot 10^{-6}$  over 80 km. In the last case a considerable  $N$  gradient is obtained and the  $\alpha_e$  profile approximates the values [18] following data concerning LW propagation. The  $k$  coefficient profile used corresponds according to [19] to a transition from turbulence absence regime in the layer under 80 km (summer conditions) to strong diffusion over 82 km (winter conditions). As it is known, the winter atmosphere is characterised by dramatic dynamic and thermal regime variations. This leads to considerable variations of  $N$  and the short-wave absorption under equal solar activity and solar zenith angle conditions. This is proved by the winter anomaly phenomenon of short-wave absorption. The electron concentration enhancement causing unusually high radiowave absorption during WA is due to ionization rate growth as a result of ionizing component  $NO$  growth and  $\alpha_e$  decrease under higher



neutral gas temperatures. The influence of these two input parameters on the shape of the  $N(h)$ - and  $\alpha_e(h)$ -profiles is shown in Fig. 3. The profiles 1 and 2 for the anomalous winter days of the 4th and 21st of January, 1976 respectively are calculated using the measured NO densities and temperatures [20, 21] on those days. Here a comparison is made with the experimental  $N(h)$ -profiles in these days, designated by symbols and the profile 3, calculated for the respective experimental conditions considering the latitude and solar activity under fixed temperatures from the "winter" model (January, 40° N, CIRA-72). We can note the correspondence between the 1 and 2 profiles and the experimental data, especially for the event from January 4th, where the measured oxygen constituent concentrations are also used. The major moment of interest in that case is the considerable change of the  $N(h)$ - and  $\alpha_e(h)$ -profile shapes, originating as a result of the temperature and NO variations – the appearance of the  $N$ - and  $\alpha_e$ -gradient at lower altitudes and the gradient growth.

We should note that in this case the obtained gradient heights coincide with the transition level heights  $h_p$  from cluster ions to simple molecular ions. That is approved by the mass-spectrometer measurements conducted on these days.

All above mentioned examples concern winter thermodynamic unstable atmosphere, characterised by considerable temperature variations, NO and water vapours, leading to  $q_z$  and  $\alpha_e$  gradients, and as a result to  $N$  gradients.

#### 4. Summer profiles modelling

Quite different is the situation in the summer upper atmosphere. Then the adequately stable thermodynamic regime ensures relative stability of the height distributions of minor neutral constituents. Besides, under low summer temperatures in the mesosphere the ion-molecular processes system acts in

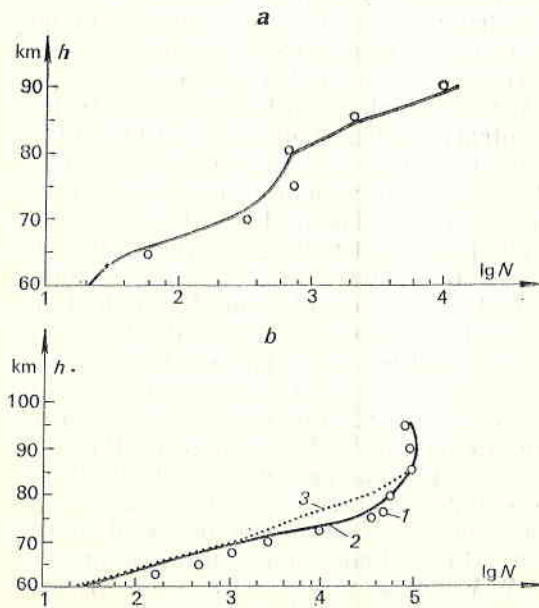


Fig. 4  $N(h)$ -profiles under different conditions

*a* – summer daytime conditions,  $X=38^\circ$ ; — model calculation,  $\circ$  – experiment on 23.07.1970, Sardinia island; *b* – high auroral absorption; 1 – experiment, 2 – model calculations under high [O], 3 – calculations under low [O]

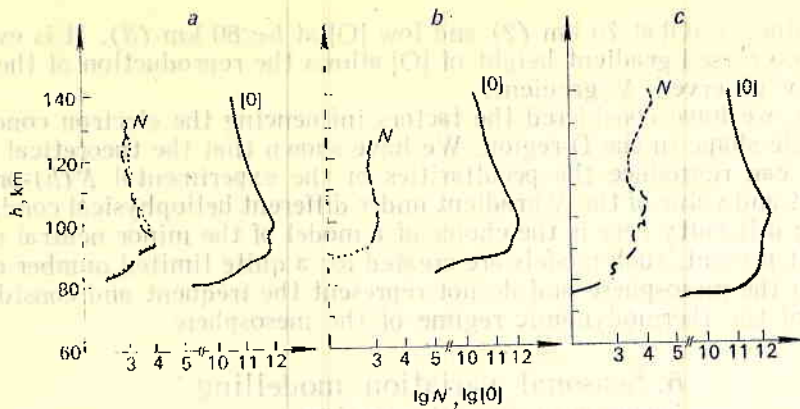


Fig. 5. Simultaneous measurements of  $[O](h)$  and  $N(h)$ -profiles under night conditions  
*a* — 1. 04. 1974,  $X=114.6^\circ$ ; *b* — 8. 09. 1975,  $X=117^\circ$ ; *c* — 7. 02. 1977,  $X=126^\circ$

such a way that neither the small temperature variations up to  $\pm 20$  K, nor the water vapour concentration influence considerably the cluster ion formation rate, and hence they do not influence the  $N$  and  $\alpha_e$  values. These two factors explain the absence of marked  $N$  fluctuations in the quiet summer ionosphere under equal heliogeophysical conditions and the great smoothness of the summer  $N(h)$ -profiles as compared to the winter ones. This can be illustrated by Figs 2 and 4. For example, in Fig. 4a a  $N(h)$ -profile is shown measured in the summer middle-latitude ionosphere (designated by circles) and a profile calculated for the same conditions (uninterrupted curve) from our model. The experiment was conducted on July 23rd, 1970 in Sardinia, at  $X=38^\circ$ .

### 5. Night profiles modelling

Here, the basic factor, determining the  $N(h)$ -profile shape under quiet conditions is the atomic oxygen height distribution  $[O](h)$ . As it is evident from the results obtained by the synchronous  $N(h)$  and  $[O](h)$ -profiles measurements and in Sout Wist ( $57^\circ$  N) — Fig. 5a, b, c [22], the electron density sharp gradient height (75-85 km) coincides with the sharp growth height  $[O]$ . The atomic oxygen concentration under night conditions at 75-85 km height can vary up to 3 orders. In the night period (unlike the day period) the  $[O](h)$ -profile is determined mainly by the dynamic processes. Then, a three-fold change of the turbulent diffusion coefficient leads to growth of  $[O]$  with more than an order for 75 km [23]. Even greater changes of  $[O]$  — up to three orders — are obtained for the same height in the calculations [19], exclusively owing to changes of the dynamic regime.

The second factor causing the atomic oxygen concentration increase in the night high-latitude mesosphere can be the precipitation of the high-energy particles. According to calculations [5] under a night disturbance with duration 1 hour, the atomic oxygen concentration grows  $10^5$  times at  $h=60$  km and  $10^2$  times at  $h=70$  km. The influence of the growth of  $[O]$  during the night disturbance on the  $N(h)$ -profile shape can be seen in Fig. 4b. Here, a comparison is made between the experimental profile (1) of the night auroral absorption on February 21st, 1976 in Kiruna [24], and the profiles calculated with

higher values of [O] at 75 km (2) and low [O] at  $h < 80$  km (3). It is evident, that the decreased gradient height of [O] allows the reproduction of the experimentally observed  $N$  gradient.

Thus, we have considered the factors influencing the electron concentration profile shape in the D-region. We have shown that the theoretical model [1, 2, 6] can reproduce the peculiarities of the experimental  $N(h)$ -profiles: the height and value of the  $N$  gradient under different heliophysical conditions. The main difficulty here is the choice of a model of the minor neutral constituents. At present, such models are created for a quite limited number of conditions in the mesosphere and do not represent the frequent and considerable changes of the thermodynamic regime of the mesosphere.

## 6. Seasonal variation modelling in radiowave absorption

Now, on the basis of our theoretical model we are going to try to reproduce and explain the seasonal variations in the radiowave absorption  $L$ . As it has been established during the observations of long standing, for the middle

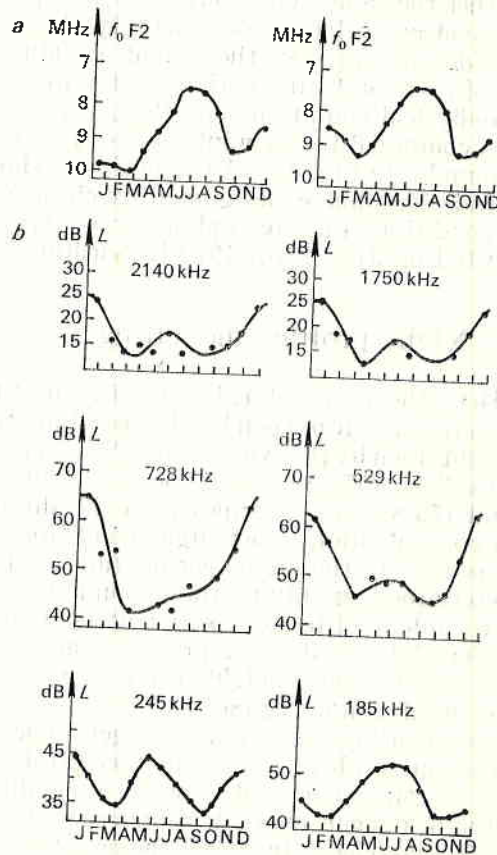


Fig. 6. Seasonal variations of critical frequencies  $f_0F2$  of the F2 layer (a), and  $L$  absorption under various frequencies (b).

latitude LW, MW and SW paths (using the methods A3 and A1), the monthly median absorption values at constant solar zenith angle  $X$  have a half-year variation with a minimum in the equinox months and a maximum in the solstice periods (Fig. 6) [18]. At the same time, in the SW range the greatest maximum is observed in winter (WA) and in LW — in (summer anomaly — SA). At the top of Fig. 6 the season variations of the maximum median critical frequencies  $f_0F2$  under moderate solar activity for 1971-1972 and 1983 are shown and the mean  $f_0F2$  values for the whole period of observation (1962-1983), following data of the Sofia ionospheric station. As a whole,  $f_0F2$ - and  $L$ -courses are reverse, illustrating the synchronous seasonal redistribution of the electron concentration between the upper and the lower ionosphere, depending on solar activity too.

#### 6.a. Winter anomaly in short-wave absorption

The essence of this phenomenon is that the short waves absorption  $L$  under equal conditions (solar activity and  $X$ ) in winter is greater than in summer. This is the regular WA. But in certain days or groups of days (e. g. the discussed above events from 4th and 21st January, 1976) the absorption grows considerably even in comparison with the mean winter absorption of the WA. These are the anomaly days of the WA, or the so called anomalous WA. As the electron concentration is the basic parameter determining the radiowaves absorption value (predominantly non-deviating in the D-region and deviating in the E-layer), the above mentioned absorption variations winter-summer and during WA (normal and anomalous) are caused by the respective  $N$  variations at altitudes 75-80 km.

The calculations using the theoretical model [1, 2, 6] were conducted under equal winter and summer  $[NO](h)$ -profiles; neutral gas temperature and density values are taken from the CIRA-72 model for the months January and July, for latitudes  $40^\circ$  and  $50^\circ$  N, corresponding to the middle radiowaves reflection point of the used for comparison nine middle-latitude paths [6].

The calculated relations of the winter-to-summer absorption under low solar activity,  $X=60^\circ$  ( $\cos X=0,5$ ) and  $X=78,5^\circ$  ( $\cos X=0,2$ ) for the two models of  $[H_2O](h)$ -distributions are presented in Table 2. It illustrates the correspondence between experimental data and the results from the theoretical model. The greater values of winter absorption as compared to summer results from the correspondingly greater winter  $N$  than the summer ones (Fig. 2). The latter is determined by the fact that under high winter mesosphere temperatures the formation rate of a quickly recombining cluster ions rate is smaller than under lower summer temperatures, hence the  $\alpha_e$  value is smaller. Present results enrich and summarize our initial quantitative estimation of WA, obtained in [11, 12].

Table 2

$[I_2O]_w$	$[H_2O]_s$	$L_w/L_s$	
		$40^\circ N;$ $\cos X=0,5;$ $X=60^\circ$	$50^\circ N;$ $\cos X=0,2;$ $X=78,5^\circ$
$1 \cdot 10^{-6}[M]$	$1 \cdot 10^{-6}[M]$	1,5	1,8
$1 \cdot 10^{-6}[M]$	$5 \cdot 10^{-6}[M]$	2,0	2,2

### 6.b. Summer anomaly in long-wave absorption

In that case, under low equivalent frequencies  $f_1 = f \cos i < 100$  kHz the radiowave absorption is deviating in the D-region and is determined by the electron density gradient and the collision frequency of the reflecting layer. We have calculated the profiles for latitudes  $40^\circ$  and  $50^\circ$  N,  $X = 66^\circ$  and  $78,5^\circ$  for low  $F_{10,7} = 70$  and high  $F_{10,7} = 200$  solar activity (Figs 1-3).

For determining the reflecting layer height of the path Allouis-Sofia 164 kHz/1720 km, the electron concentration necessary for reflection was determined for a collision frequency profile given as  $\nu(h) = 6,3 \cdot 10^5 p(h)$ , where  $p$  is the pressure, N/m<sup>2</sup>. The results from the calculation of the winter-to-summer absorption relation  $L_s/L_w$  and the reflection heights are shown in Table 3, and experimental data for  $L_s/L_w$  in the period 1977-1981 are given in Table 4. It can be noted that the calculated summer absorption excess over the win-

Table 3

Latitude N	$F_{10,7}$	$X$	$\frac{L_s}{L_w}$	Height, km	
				summer	winter
40°	200	66°	1,55	74,3	71,6
	70		1,4	75	72,5
50°	200	78,5°	1,7	77,5	74
	70		2,0	78,3	74,5

Table 4

$X$	$L_s/L_w$					
	1977	1978	1979	1980	1981	Average
66°	2	1,4	1,8	1,77	1,5	1,7
78,5°	2	1,4	1,9	1,8	1,45	1,7

ter absorption for LW is in reasonable correspondence with experimental data. The received seasonal variations in reflecting layer height ( $h_r$  in summer are 3 km higher than in winter) and the reflecting layer rising with the solar activity decrease also corresponds to experimental data [25]. As our model calculations show, the summer absorption excess of LW over the winter absorption results from the smaller  $dN/dh$  gradient in summer, as compared to winter.

## 7. Conclusion

The test of the theoretical quadri-ionic model of the D-region [1, 2, 6] conducted in the present work over a large bulk of the *in situ* and ground-based data shows that it represents experimental data with greater precision, as compared to the existing empirical models for the  $N(h)$ -profiles and for the radiowaves absorption  $L$  in various frequency ranges. For example, describing the seasonal  $L$  variations, the IRI-79 model [7] gives higher values for the LW absorption in winter, and lower values for SW. Thus, neither the observed values of WA at high frequencies nor the SA at low frequencies can be reproduced. Our theoretical model explains the seasonal variations of  $N$  (normal WA constituent) and the separate strong variations  $dN/dt$  in winter (anomalous

WA constituent) by means of seasonal and non-regular temperature and minor neutral constituents variations in winter. But that model describes quantitatively all other ionospheric disturbances and anomalies (PCA, PAA, PSE, etc.), if the respective input parameters are known. This proves the adequately precise counting of the hybrid quadri-ionic scheme [1, 2, 6] of the basic processes and dependencies from the control parameters  $T$ ,  $[H_2O]$ ,  $[O]$ , etc. as it is in the detailed schemes [9, 10]. The advantages of the quadri-ionic scheme are in the simpler calculations, while the computations following detailed schemes require considerable amount of machine time, leading to more difficult input parameters variation necessary for the different ionosphere disturbances modelling. It is clear that at present the ionization-recombination cycle of the theoretical model is well balanced and the focus of study will pass to the investigation of such parameters as the concentration of minor neutral constituents, corpuscule sources of ionization (especially at high latitudes), variations of the composition and temperature of the basic atmosphere components and a specification of the CIRA-72 model.

## References

1. Смирнова, Н. В., В. А. Власков. Препринт ПГИ 82-3-17. Апатиты, КФ АН СССР, 1982, с. 46.
2. Смирнова, Н. В., О. Ф. Оглоблина, В. А. Власков. Препринт ПГИ 84-08-36. Апатиты, КФ АН СССР, 1984, с. 31.
3. Веллинов, П. И., Г. Т. Несторов, Л. И. Дорман. Воздействие космических лучей на ионосферу и распространение радиоволн. С., БАН, 1974.
4. Краснушкин, П. Е., Т. А. Князева. — Геомагнетизм и аэрономия, 10, 1970, № 6, с. 993.
5. Смирнова, Н. В., С. И. Козлов, В. А. Власков, Ц. А. Овчинников. — Космические исследования, 12, 1984, № 4, с. 565.
6. Vellinov, P. I., N. A. Smirnova, V. A. Vlaskov. — Adv. Space Res., 4, 1984, No 1, p. 123.
7. International Reference Ionosphere — IRI-79, World Data Center A, Report UAG-82, Boulder/Colorado, 1981.
8. McNamara, L. F. — Radio Sci., 14, 1979, No 6, p. 1165.
9. Reid, G. C. — Planet. Space Sci., 25, 1977, p. 257.
10. Торкар, К. М., М. Friedrich. — J. Atmosph. Terr. Phys., 45, 1983, No 6, p. 369.
11. Smirnova, N. V., V. A. Vlaskov, P. I. Vellinov. — Compt. rend. Acad. bulg. Sci., 36, 1983, No 10, p. 1307.
12. Vellinov, P. I., V. A. Vlaskov, N. A. Smirnova. — Compt. rend. Acad. bulg. Sci., 36, 1983, No 1, p. 73.
13. Deeks, D. G. — Proc. Roy. Soc., A 291, 1966, p. 413.
14. Bain, W. C., M. D. Harrison. — Proc. IEE, 1972, No 7, p. 790.
15. Bremer, J., W. Singer. — J. Atmosph. Terr. Phys., 39, 1977, No 1, p. 25.
16. Ramana murty, Y. V. — Adv. Space Res., 2, 1983, No 10, p. 205.
17. Корр, Е. — Invited Review Paper 7.4.7. COSPAR, Budapest, 1980.
18. Bremer, J., K. Evers, J. Taubenheim. — Gerlands Beitr. Geophysik, 90, 1981, No 4, p. 296.
19. George, J. D., S. P. Zimmerman, T. J. Keneshea — Space Res., 12, 1972, p. 695.
20. Beran, D., W. Bangert. — J. Atmos. Terr. Phys., 41, 1979, p. 1091.
21. Becker, M., J. Bate et al. — J. Atmos. Terr. Phys., 41, 1979, p. 1075.
22. Dickinson, P. H. G., W. C. Sain et al. — Proc. Roy. Soc., A 369, 1980, p. 379.
23. Keneshea, T. J., S. P. Zimmerman, C. R. Philbrick. — Planet. Space Sci., 27, 1979, No 4, p. 385.
24. Bjorn, L. G., F. Arnold, D. Krankowsky et al. — J. Atmos. Terr. Phys., 41, 1979, No 12, p. 1185.
25. Lauter, E. A., J. Taubenheim, G. Entzian et al. — HHI-STP-Report, 7, 1976, p. 83.

## Моделирование профилей электронной концентрации и поглощения радиоволн в D-области ионосферы

*П. И. Велинов, В. А. Власков, Н. В. Смирнова,  
О. Ф. Оглоблина, Хр. В. Спасов*

(Резюме)

На основе разработанной теоретической модели D-области ионосферы, включающей четыре положительных и отрицательных иона и электроны, смоделирована тонкая структура профилей электронной концентрации (форма профиля, его немонотонность, наличие максимумов и минимумов  $N$  и их высоты, наличие градиентов  $dN/dh$ ). Выделены две области высот: ниже и выше 75 км. Показаны возможности моделей по воспроизведению и объяснению особенностей профилей в этих двух высотных интервалах в дневных и ночных условиях в зависимости от сезона. На основе теоретической модели также объяснены сезонные вариации поглощения  $L$  радиоволн: зимняя аномалия поглощения коротких волн и летняя аномалия поглощения длинных волн.

## Теоретична оценка на възможностите на дистанционната инфрачервена снимка за решаване на геолого- хидрогеоложки задачи

В. С. Стоянова, Н. К. Кацков\*

Комитет по геология

\* Научно-изследователски институт по полезни изкопаеми

В общия комплекс на дистанционните изследвания все по-голямо значение придобиват методите, в основата на които лежи използването на невидимата област от спектъра на електромагнитното излъчване на природните обекти. Към тях се отнасят инфрачервената (ИЧ) и радиолокационната снимка и пасивната свръхвисокочестотна радиометрия.

Въпреки немного богатия практически опит от използването на тези методи за геоложки цели може с увереност да се твърди, че посредством тях изследователите на природните ресурси получават качествено нова информация, която съществено допълва тази от фотоснимките, а в някои случаи дори я заменя.

Интензивността на излъчването на природните образувания, било то в инфрачервената или в радиовълновата област, е в строга зависимост от физико-химичните свойства, химичния състав и състоянието на повърхността на тези образувания.

В статията се обосновават перспективността и възможностите за използване на топлинната ИЧ-снимка при решаване на геоложки задачи. Като обект за такава обосновка е избран Влахинският блок [2].

Теоретичната разработка на този въпрос е причинно обусловена от развитието на дистанционните методи и се явява като предхождащ етап на всяка практическа реализация.

### Теоретични основи и технически средства на ИЧ-снимка

ИЧ-снимка регистрира електромагнитното излъчване от природни обекти, чиято температура се отличава от температурата на абсолютно черно тяло (0 К).



Интегралната мощност на емисията, която се излъчва от единица повърхност на тялото, се определя по закона на Стефан—Болцман

$$(1) \quad R = \int_0^{\infty} r_{\lambda, T} d\lambda = \varepsilon \sigma T^4,$$

където  $r_{\lambda, T}$  е спектралната плътност на емисията,  $W/m^2 \cdot \mu m$ ;  $\lambda$  — дължината на вълната,  $\mu m$ ;  $T$  — абсолютната температура,  $K$ ;  $\varepsilon$  — интегралният коефициент на излъчване;  $\sigma$  — константата на Стефан—Болцман ( $5,67 \cdot 10^{-8} W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$ ).

Дължината на вълната  $\lambda_{max}$ , на която съответства максимална интензивност на излъчване, се определя по закона на Вин

$$(2) \quad \lambda_{max} = \frac{C_{\lambda}}{T},$$

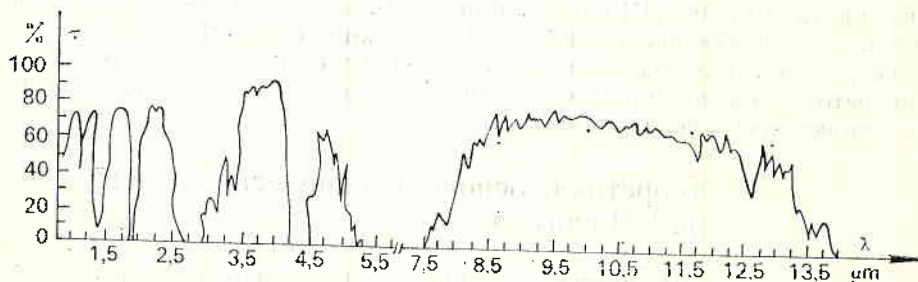
където  $C_{\lambda} = 2898 \mu m \cdot K$ .

От закона следва, че при средна температура на земната повърхност около  $300 K$  максималната стойност на топлинното излъчване от природните образувания е в интервала  $8-10 \mu m$ .

Земната атмосфера, която най-често изпълнява роля на разделяща среда (ако самата тя не е обект за изследване), при дистанционните методи взаимодействия с излъчването на природните обекти, като изменя спектралната, ъгловата и пространствената му структура. За електромагнитните вълни от ИЧ-област влиянието на атмосферата има спектрално-селективен характер, който се проявява в наличието на т. нар. прозорци на пропускане, в които отслабването на излъчването е незначително (фиг. 1).

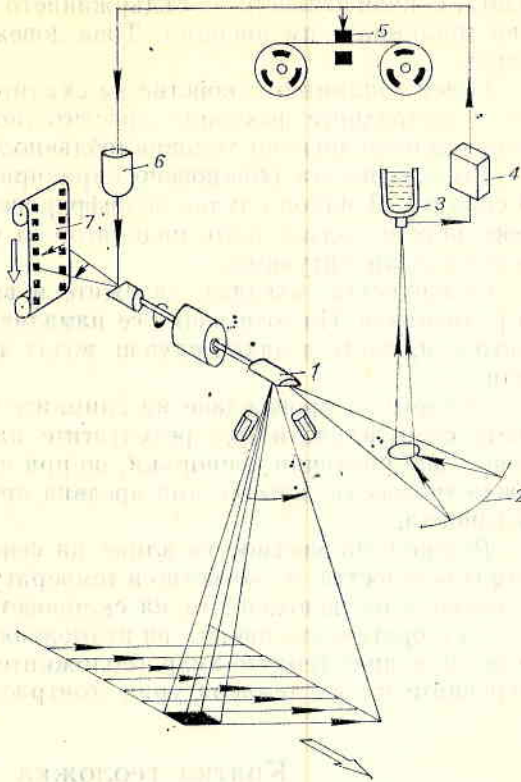
При осъществяване на ИЧ-снимка са установени два работни диапазона:  $3-5$  и  $8-14 \mu m$ . Изборът им е свързан с наличието на прозорци на пропускане и с факта, че максимумът на топлинното излъчване от природните образувания се намира в посочените интервали. При топлинната снимка за повечето природни обекти по-информативен е диапазонът  $8-14 \mu m$  (следствие от закона на Вин). За обекти с повишена термална дейност по-национално е да се използва диапазонът  $3-5 \mu m$ .

В техническо отношение ИЧ-снимка се осъществява с помощта на тепловизори, установени на борда на самолета или на космическия кораб. Тепловизорите се състоят от следните основни възли: сканиращо устройство, усилвателно-преобразуващ тракт, регистриращо устройство и спомагателни системи — охладителни, синхронизиращи, захранващи и др.



Фиг. 1. Зависимост на пропускателната способност на атмосферата  $\tau$  от дължината на вълната  $\lambda$  [9]

(фиг. 2). Постъпващата от терена радиация се отразява от сканиращо огледало 1 в две системи пречупващи огледала и от тях попада в параболично фокусиращо огледало 2. Транзисторните детектори 3 са монтирани във фокалната точка на параболичното огледало и представляват индиево-антимонов или живачно-кадмиево-телурови смеси. За да се получи добра разрешаваща способност, е необходимо те да се охлаждат до работна температура (77 К) с течен азот. Сигналят преминава през усилватели 4, записва се на магнитна лента 5 и се подава към източник на светлина 6. Този вид изход се модулира от сигнала и в резултат на това се получава видеосигнал, който се записва на фотофилм 7. Магнитното записване на изображението има редица предимства пред непосредствената фоторегистрация: удобство при обработване, съхраняване и предаване на информацията, а също така при разширяване на динамичния диапазон на системата, т. е. отношението на



Фиг. 2. Схема на линейно-сканираща система

максималната към минималната стойност на регистрирания сигнал. Чувствителността на съвременните топовизори е такава, че с тях могат да се зафиксират и разделят от фона геотоплинни аномалии от порядъка на  $10 \text{ W/m}^2$  [7]. Теоретично обусловено е, че скали, имащи еднаква възраст и близък литоложки състав, при сходни обстоятелства се характеризират с еднакви топлинни характеристики: топлопроводимост  $K$ , топлинен капацитет  $C$ , топлинна инерция  $P$ , плътност  $\rho$ , влажност  $B$  и др.

Като се отчита това условие и способността на всяко тяло да пренася и задържа топлина, то чрез ИЧ-изображение се регистрират температурните контрасти на различните обекти от земната повърхност.

Топлинната инерция на скалите и почвите е важен фактор, влияещ върху изображението, и най-точно отразява температурните различия на подстилащата повърхност. Тя е непосредствено свързана с плътността на скалите и тази зависимост се изразява със следната формула:

$$(3) \quad P = \sqrt{\rho K C},$$

където  $\rho$  е плътността на обекта,  $\text{kg/m}^3$ ;  $K$  — коефициентът на проводимост,  $\text{W/m.K}$ ;  $C$  — топлинният капацитет,  $\text{J/kg.K}$ .

Чрез тази формула маже да се изчисли топлинната инерция на всички скали.

Установено е, че най-разпространен обект с голяма топлинна инерция е водата. С повишаването на съдържанието ѝ в скалите и в почвите се увеличава топлинната им инерция. Това довежда до по-контрастно ИЧ-изображение.

Освеи топлинните свойства на скалите върху ИЧ-снимка оказват влияние и природните фактори — растителност, сезон, време в денонощието, релеф, метеорологични условия (облачност, мъгла, наличие на вятър) и др.

Растителността обикновено скранира собственото топлинно излъчване на скалите. В някои случаи дешифрирането на определен тип растителност може да се използва като индикатор за установяване на конкретни геолого-географски ситуации.

Облачността, мъглата, валежите и вятърът намаляват интензивността на радиацията. По този начин се намаляват стойностите на температурните контрасти, които в някои случаи водят до формирането на „лъжливи“ аномалии.

Времето за провеждане на снимките в зависимост от сезона и денонощието също влияе върху резултатите на ИЧ-снимка. В литературата се срещат най-различни препоръки, но при използването им трябва да се подхожда творчески, като се има предвид преди всичко конкретната геоложка обстановка.

Релефът на местността влияе на формирането на изображенията, тъй като осветеността, а съответно и температурата на природните обекти силно се изменят от изложението на склоновете.

За теоретичната оценка на възможностите на ИЧ-снимка е необходимо да се типизират геолого-хидрогеоложките обекти по генезис и характер на свързаните с тях температурни контрасти.

### Кратка геоложка характеристика

*Геоложки строеж.* В строежа на Влахинския блок [2, 3] участват следните скални комплекси: докамбрийски метаморфен комплекс, изграден от разнообразни гнайси, мигматити и амфиболити; старопалеозойски комплекс, включващ Влахинско-Осоговски комплекс (амфиболити, двуслюдени гнайси, шисти, мрамори); диабаз-филитоиден комплекс (метаморфизирани диабази, шисти, филити и мраморни лещи); Струмска диоритова формация (габро, габродиорити, диорити, гранодиорити); Осоговски едропорфирен гранит; девонски аргилити, пясъчници, конгломерати и варовици; триаски конгломерати, пясъчници, алевролити, мергели, доломити; палеогенски пясъчници, туфи, туфобрекчи, варовици и магматични скали (гранодиоритови порфирити и гранитпорфири); неогенски глинести пясъчници, конгломерати и маломощни кватернерни елувиални и алувиално-пролувиални образувания.

Влахинският блок е заключен между Кюстендилския (70°) и Брежанския (165°) разлом. От Полетинския разломен спол той се разделя на два блока — западен Осоговски и източен Влахински. Основните гънкови структури са Осоговската и Лисийската антиклинала с посока на осите 145—160°. Преобладаваща част от разломните структури следва посоките на оградните разломи. Разседи с посока 170° ограничават два големи грабена — Пианечки и Падежки.

*Полезни изкопаеми.* Районът е един от най-перспективните за полиметални и медни орудявания.

Към полиметалния тип орудявания се отнасят находищата Лебница

и Руен и рудопроявленията Мали Руен, Осогово, Гюешево. Главните рудни минерали са галенит, сфалерит, церусит, малахит, лимонит, хематит и тепаит. Орудяването се съпровожда с хидротермални промени на вместващите скали — окварцязване, серицитизация, каолинитизация, пиритизация и др.

Регистрирани са и голям брой медни, медно-пиритни и медно-никелови рудопроявления (Лумбева махала, Бобошево, Кутугерци, Търсино, Малките лисичи дупки, Вучковци, Пастух и др.). Минерализацията е представена от халкопирит, борнит, малахит, азурит, халкозин и пирит.

Вместващите скали са биотитови и двуслюдени гнайси, триаски варовици и доломитизирани пясъчници и материали на Струмската диоритова формация.

*Хидрогеоложка характеристика.* Водите в района са подразделени на подземни, повърхностно течащи и термални [6].

Подземните води в зависимост от условията на залягане се делят на диаклазни, алувиални и карстови. Най-широко разпространени са диаклазните води, които са привързани към разломни нарушения. Наличието им благоприятства за образуване на извори с дебит от 0,1 до 2,2  $\text{dm}^3/\text{s}$  и с минерализация от 0,5 до 0,12  $\text{g}/\text{dm}^3$  (в околностите на с. Раненци, Саждепик, Цървена ябълка). Алувиалните води са се формирали в резултат на инфилтрацията на атмосферните води. Те обикновено са слабо минерализирани и са в пряка зависимост от климатичните условия. Карстовите води в района имат локално проявление. Съществуват карстови извори, привързани към докамбрийските метаморфити (с. Пелатиково) и триаските доломити (с. Страдалово), с дебит 10  $\text{dm}^3/\text{s}$  и минерализация 0,53  $\text{g}/\text{dm}^3$ .

Повърхностно течащите води са от басейна на р. Струма и се отличават с малък дебит и непостоянен режим.

Най-голям интерес безусловно представлява наличието на множество термални източници, привързани към разломните нарушения. Те са високотемпературни (до 75° C), с дебит до 35  $\text{dm}^3/\text{s}$  и са обикновено слабо минерализирани.

### Топлинна типизация на геолого-хидрогеоложките обекти в района

В зависимост от вида на източника, предизвикващ топлинните аномалии, геолого-хидрогеоложките обекти в района условно са разделени на две групи. В първа група са включени обекти, чиито термални проявления са свързани с вътрешни източници на топлина — действащи термални извори и зони на окисляване на сулфидните руди. Към втората група са отнесени обекти, нагряващи се само за сметка на слънчевото излъчване — различните типови скали, недълбоко залягащи подземни води, повърхностни водни басейни и др.

Обектите от първа група се характеризират с висока и сравнително постоянна във времето температура, различаваща се рязко от фонвата. Така например, ако температурата на фона е 300 K, а температурата на термалния източник е 350 K\*, то енергетичният контраст между тях ще бъде 273  $\text{W}/\text{m}^2$  при коефициент на излъчване  $\varepsilon=0,7$ .

\* Има се предвид термалният източник с най-висока температура в района.

Като се използват уравненията на топлопроводимостта за стационарен случай [4], е изчислена температурната разлика  $\Delta T$ , която възниква в резултат на екзотермичните процеси на окисляване на сулфидните руди с вместиците скали. Ако температурната разлика е 8 K, то аномалният топлинен поток възлиза на  $34,3 \text{ W/m}^2$ .

Обектите от втора група се характеризират със силно изменяща се във времето температура, близка по стойност на фоновата. Абсолютната стойност на температурния контраст е сравнително малка и силно зависи от множество фактори — време в депоноцията, растителност, релеф, метеорологични условия и др. Най-голямо значение при формирането на топлинните контрасти за обектите от тази група имат параметрите алbedo и топлинна инерция. Албедото [1,7] за повечето природни обекти е в границите 10—40% и влиянието му в диапазона 8—14  $\mu\text{m}$  е незначително.

Таблица 1

Топлинна инерция на скалите, рудните минерали и водата при температура 20°C

Изследван обект	Плътност, $\rho$ kg/m <sup>3</sup>	Коефициент на топлопроводимост $K_1$ W/m. K	Топлинен капацитет $C$ , J/kg. K	Топлинна инерция $P$ , J/m <sup>2</sup> . s <sup>1/2</sup> . K
Диорит	2810	2,20	1134	2650
Гранодиорит	2630	2,11	1057	2420
Кварцдиорит	2780	3,00	1214	3180
Гранит	2580	2,40	946	2420
Гнайс-гранит	2610	2,00	1113	2410
Мигматит	2650	3,26	1021	2970
Биотитов гнайс	2630	2,94	991	2768
Двуслоден гнайс	2600	2,02	978	2290
Амфиболит	2950	2,22	1134	2720
Мрамор	2700	2,56	857	2430
Кварцит	2750	5,26	991	3790
Доломит	2600	3,24	1088	3030
Баровик	2720	2,40	887	2400
Габро	2950	2,28	1005	2600
Диабаз	2790	2,50	860	2450
Туфи	1800	2,36	1056	2120
Шисти	2300	2,46	1096	2490
Аргилит	2680	1,22	866	1680
Пясъчник	2690	1,66	972	2080
Конгломерат	2100	1,92	796	1790
Алевролит	2690	1,49	880	1880
Мергел	2700	1,92	1634	2910
Глина	2000	1,49	1240	1920
Пирит	5000	30,8	930,4	11970
Магнетит	5170	5,30	586,1	3950
Халкопирит	4200	4,08	534,3	4007
Лимонит	3700	4,21	921,1	3790
Малахит	4000	18,2	430,5	5590
Сфалерит	3950	26,7	510,2	7310
Вода, спокойна	1000	0,48	6100	134000
Спокоен поток*	—	—	—	330000
Бързо течащ поток*	—	—	—	710000
Окваряване*	2650	—	—	—
Серицитизация*	2550	—	—	—
Каолинитизация*	2620	—	—	—

\* Физичните свойства на този тип обекти не са изучени.

В табл. 1 са представени изчислени от авторите стойности на топлинната инерция за скалите, рудните минерали и водата, участващи в геоложкия строеж на района. От получените резултати следва, че реалният интервал на изменението им е от 1500 до 4000  $J/m^2 \cdot s^{1/2} \cdot K$ , като за водата и рудните минерали топлинната инерция е с порядък и повече по-голяма. Съществува методика [5, 10], с помощта на която теоретично могат да бъдат определени депоициите вариации на температурата на земните обекти с различна топлинна инерция конкретно за дадения район и респективно да се изчисли очакваният аномален топлинен поток. От приведените данни следва, че скалите и хидрогеоложките обекти в района се диференцират по стойността на създавания от тях аномален топлинен поток.

### Изводи

Физичните основи на метода, техническото му реализиране и конкретната геолого-хидрогеоложка обстановка благоприятстват използването на ИЧ-снимка за решаване на някои геоложки задачи:

1. Изучаване на термалната дейност в района.
2. Търсене и картиране на термални води.
3. Картиране на изходи на подземни води.
4. Установяване на разломни нарушения, които се характеризират с повишена влажност.
5. Фиксиране на участъци с интензивно окисляване на недълбоко залегащи сулфидни руди и други екзотермични процеси.
6. Геоложко картиране на скалните типове на базата на различието им в термалната инерция.

Теоретичната обосновка ще спомогне за практическото осъществяване на експерименталните работи на топлинната ИЧ-снимка у нас.

### Л и т е р а т у р а

1. Антыпко, А., А. Садов. Применение тепловой инфракрасной съемки в гидрогеологии и инженерной геологии. М., ВИЭМС, 1979, с. 49.
2. Бончев, Е. Проблеми на българската геотектоника. С., Техника, 1971, с. 204.
3. Йовчев, Й. Тектонски строеж на България. С., Техника, 1971, с. 558.
4. Лыков, А. Теория теплопроводности. М., Высшая школа, 1967.
5. Лялько, В., М. Митник. Исследование процесса переноса тепла и вещества в земной коре. Киев, Наукова думка, 1978.
6. Спириев, Б. Термоминерални води в Южна България. — Сп. Бълг. геол. д-во, 22, 1960, № 2.
7. Шилин, Б. Тепловая аэросъемка при изучении природных ресурсов. Л., Гидрометеониздат, 1980, с. 247.
8. Шилин, Б., Е. Наварко и др. Геологические предпосылки инфракрасной аэросъемки. — В: Применение новых видов аэросъемки при геологических исследованиях. Л., Недра, 1976, 91—101.
9. Sabins, F. Remote sensing principles and interpretation. San Francisco, W. H. Freeman and Co, 1978, p. 425.
10. Warwick, D., P. Hartopp, R. Viljoen. Application of thermal infrared linescanning technique to engineering geological mapping in South Africa. — Q. J. Engng. Geol., 12, 1979, 159-179.

Theoretical assessment of remote sensing infrared images as means for geological and hydrological problems solution

*V. S. Stojanova, N. K. Katskov*

(S u m m a r y)

On the basis of a concrete geological and hydrological situation thermal typization of the natural objects and evaluation of the expectant temperature contrasts are conducted.

The existing conditions are favourable for the use of infrared image for the solution of some geological and hydrological problems: prospecting, mapping and study of thermal and underground waters in the region; finding of breaks; differentiation of rock varieties; fixing of sections of intensive oxidations of the superficially situated sulphide ores.

## Комплексные синхронные и квази- синхронные измерения и наблюдения при дистанционном аэрокосмическом исследовании Земли

Д. Н. Мишев, Г. Х. Мардиросян

*Институт космических исследований БАН*

### 1. Введение

Для качественной и эффективной обработки и интерпретации данных, полученных в результате дистанционных аэрокосмических исследований Земли, необходимо большое количество информации о физико-химических, геометрических, биометрических и оптико-физических характеристиках природных объектов и образований. Она получается наземными измерениями и используется в качестве контрольной и априорной информации для идентификации вида и состояния исследуемых объектов и условий, при которых проводятся исследования [1, 2]. Наземные измерительные комплексы занимают основное место в сложной, многозвеньевой системе, посредством которой проводится синхронный аэрокосмический эксперимент дистанционного исследования Земли [3]. Этот эксперимент оказывается более эффективным при его проведении с трех уровней (этажей):

— искусственными спутниками Земли (ИСЗ), пилотируемыми космическими кораблями (ПКК) и орбитальными научно-исследовательскими станциями и комплексами (ОНИЛ и ОНИК);

— самолетными и вертолетными лабораториями (СЛ и ВЛ);

— наземными измерительными комплексами (НИК).

Объектами наземных измерений являются сравнительно большие по количеству и разнообразные по характеру параметры природных и являющихся следствием антропогенного воздействия явлений и процессов. В общем случае их можно классифицировать в следующие три группы [4]:

1. Явления и процессы, независимые от человека и не контролируемые им:

а) нормальные, регулярные, периодические и циклические - явления и процессы, связанные с Солнцем и Луной, и, на первом месте, все восходно-заходные эффекты Солнца;



б) смущения, аномальные и стихийные явления и процессы — атмосферные и ионосферные смущения, магнитные аномалии, наводнения, землетрясения и т. д.

II. Запланированные, организованные и спровоцированные человеком процессы и явления — посредством их различными способами воздействуют на отдельные природные параметры с целью их планомерного изменения: изменение влажности почвы посредством орошения, химического состава поверхностного почвенного и водяного слоев, уровня и скорости течений водных пространств, вызывание акустических, сейсмических и водяных волн в результате взрывов, изменение содержания аэрозольных частиц в приземном атмосферном слое и т. д.

III. Процессы и явления, порожденные комбинированным воздействием, цель которого оказать влияние на их направление, регулирование, усиление или ограничение.

Синхронному аэрокосмическому эксперименту дистанционного исследования Земли присущи некоторые характерные особенности, более важные среди которых заключаются в следующем:

1) проведение их в тот интервал времени, когда Солнце находится в зените;

2) из-за большой скорости движения СЛ и ВЛ, и в особенности ИСЗ, ПҚҚ, ОНИЛ и ОНИК, его продолжительность очень короткая — до нескольких минут;

3) в связи с разнообразием и сложностью параметров и условий, при которых они измеряются, каждый эксперимент уникален и практически неповторим.

Важным является вопрос о синхронности комплексных измерений и наблюдений при дистанционном аэрокосмическом исследовании Земли. В принципе, трудно разграничить синхронные измерения и наблюдения от квазисинхронных. Это зависит от высоты и скорости ИСЗ, ПҚҚ, ОНИЛ, ОНИК, СЛ и ВЛ, от условий измерения и возможностей измерительной аппаратуры, но прежде всего — от скорости изменения измеряемых параметров (см. п. II). Вот почему при данном комплексном эксперименте дистанционного аэрокосмического исследования Земли для одних параметров этот эксперимент может быть синхронным, а для других — квазисинхронным. В принципе, для более медленно изменяющихся параметров можно принять, что измерения и наблюдения синхронные, а для быстро изменяющихся — квазисинхронные.

## II. Измеряемые параметры

Параметры, являющиеся объектом наземных измерений при синхронном аэрокосмическом эксперименте, очень разнообразны и находятся в прямой зависимости от конкретных целей и задач эксперимента и от условий его проведения. Несмотря на это, возможна, а и ниже представлена наиболее общая классификация.

### 1. Спектральные характеристики:

1.1. Спектральные отражательные характеристики,

1.2. Спектральные излучательные характеристики,

1.3. Спектральный состав прямой, рассеяной и отраженной солнечной радиации.

### 2. Температура:

2.1. Температура поверхностного почвенного слоя,

- 2.2. Температурный профиль почвы в глубину,
- 2.3. Температурный профиль приземного и приподнятого атмосферного слоя.
- 3. Влажность:
  - 3.1. Влажность поверхностного почвенного слоя,
  - 3.2. Влажность почвы в глубину,
  - 3.3. Влажность приземного атмосферного слоя.
- 4. Геомагнитные параметры:
  - 4.1. Низкочастотная составная часть напряженности геомагнитного поля,
  - 4.2. Высокочастотная составная часть напряженности геомагнитного поля.
- 5. Электропроводимость:
  - 5.1. Электропроводимость поверхностного почвенного слоя.
- 6. Ветер:
  - 6.1. Скорость,
  - 6.2. Направление.
- 7. Гидрологические параметры:
  - 7.1. Уровень воды,
  - 7.2. Скорость течений,
  - 7.3. Температура воды,
  - 7.4. Соленость воды,
  - 7.5. Кислотность воды,
  - 7.6. Электрическая проводимость воды,
  - 7.7. Прозрачность, мутность и окраска воды,
  - 7.8. Волнение.
- 8. Сейсмические параметры:
  - 8.1. Амплитуды и периоды микросейсмического шума,
  - 8.2. Амплитуды, периоды и фазы сейсмических волн.
- 9. Аэрозольные частицы в приземном атмосферном слое:
  - 9.1. Концентрация,
  - 9.2. Плотность,
  - 9.3. Химический состав.
- 10. Снежный покров:
  - 10.1. Высота,
  - 10.2. Плотность,
  - 10.3. Степень покрытия,
  - 10.4. Характер.
- 11. Метеорологическая видимость.
- 12. Атмосферное давление.

Классифицированные таким образом параметры, являющиеся объектом наземных полигонных измерений, имеют широкий динамический диапазон. В общем случае, однако, для большинства параметров можно принять динамический диапазон в 2—3 порядка. При аномальных и стихийных природных явлениях и процессах некоторые параметры (например, амплитуды сейсмических волн) могут достичь диапазона в 5 и более порядков. Все это определяет необходимый динамический диапазон измерительной аппаратуры.

Намного больше разница в скорости изменения отдельных параметров: некоторые изменяются в течение часов и дней (например, температура почвы в глубину), а другие — десятки раз в секунду (например, высокочастотная составная часть геомагнитного поля). Это определяет частоту и продолжительность измерений.

Независимо от того факта, что наземные измерения при синхронном

Таблица 1

№	Виды исследования	Измеряемые параметры	Единицы измерения	Динамический диапазон	Абсолютная точность измерения	Интервал измерения, мин	Продолжительность измерения, с	Число измерительных точек
1	Спектрометрические	спектральные отражательные характеристики спектральные излучательные характеристики спектральный состав прямой, рассеянной и отраженной солнечной радиации	% % W/m <sup>2</sup> · мп. ст	— — 0+ 400	> 2 > 2	15 15	~60 ~60	1 1
2	Термометрические	температура приземного воздушного слоя температура приземного слоя температура поверхности почвы	°C °C °C	-20+ +40 -20+ +40 -10+ +50	> 3 ± 0,1 ± 0,1	15 15 15	~60 5 5	1 1 5
3	Гидрометрические	температурный профиль в глубину (до 100 см) влажность приземного атмосферного слоя влажность приземного почвенного слоя профиль влажности в глубине электропроводимость поверхностного почвен- ного слоя	% % % % %	30+ +100 30+ +80 30+ +80	± 0,1 ± 5 ± 5	30* 15* 15* 30*	10 10 10 20	5 5 2 4
4	Электропроводимость	электропроводимость поверхностного почвен- ного слоя	mS/m <sup>2</sup>	0+ 1000	± 5	30*	5	1
5	Геомангнитные	напряженность геомагнитного поля	нТ	35000+ 60000	± 1	10	30	1(3)**
6	Барометрические	атмосферное давление	hPa	800+ 1100	± 7,5	30	10	1
7	Ветер	скорость	м/с	0+ 12	± 0,5	5	1	1
8	Сейсмологические	направление амплитуда движения грунта скорость	α° мм мм/с	0+ 360 0+ 1	± 5 ± 0,02	5 60	1 30**	1 1(3)**
9	Гидрологические	ускорение уровень воды скорость течений температура воды соленость воды кислотность воды электрическая проводимость волнение	мм/с <sup>2</sup> см м/с °C ‰ рН μS/cm <sup>2</sup>	0+ 20 0+ 150 — 0+ 5 0+ 30 0+ 25 3+ 9 0+ 4000	± 0,7 ± 3 ± 1 ± 0,5 ± 0,1 ± 0,2 ± 0,5 ± 5	60 60 60 30 15 60 30 30	30** 30** 30** 5 10 10 1 1	1(3)** 1(3)** 1(3)** 1 1 1 1 1
10	Аэрозольные ча- стицы	концентрация плотность химический состав	м <sup>-3</sup> — %	— 0+ 10 0+ 20 —	— ± 0,2 ± 1 —	— 30 30 30	— — — —	— 1 1 1

\* — Для нормального солнечного дня, без осадков во время наблюдений; \*\* — непрерывная регистрация; \*\*\* — в одной точке можно измерять до 3 компонент (x, y, z).

эксперименте проводятся на специальных полигонах, подобранных таким образом, чтобы они содержали все типичные для данного района физико-географические, климатические, геологические и другие [2] характеристики, представительность результатов, полученных при измерении в одной физической точке, очень различна. Измеряемый параметр в данной точке может быть представительным для различных по величине площадей и объемов — от  $\text{см}^2$  и  $\text{см}^3$  до сотен и даже тысяч  $\text{м}^2$  и  $\text{м}^3$ . Это определяет расположение датчиков, структуру и организацию измерений.

Некоторые параметры природных образований, и в первую очередь спектральные характеристики, зависят не только от свойств самих образований, но и от ряда внешних, случайно изменяющихся и смущающих факторов [1]. Такие параметры можно определять с необходимой точностью на основе статистической обработки данных большого количества измерений. Это же определяет необходимую повторяемость и число измерений одного и того же параметра в одной и той же точке.

Сказанное выше дает основание сделать попытку систематизировать параметры, являющиеся объектом синхронных аэрокосмических исследований, предложить циклограммы и способ организации исследований, а также определить необходимые технико-эксплуатационные характеристики измерительной аппаратуры. В табл. 1 даны отдельные измеряемые параметры, единицы измерения, динамический диапазон, абсолютная точность измерения, интервал и продолжительность измерения и число измеряемых точек при синхронном измерении для наиболее общего случая. Разумеется, при определении динамического диапазона учитывается не возможный динамический диапазон в аномальных и экстремальных случаях вообще, а для нормального солнечного дня, без осадков, позволяющий проведение комплексного синхронного аэрокосмического эксперимента.

### III. Измерительная аппаратура

Многообразие параметров, являющихся объектом наземных полигонных измерений при синхронном аэрокосмическом эксперименте, их большой динамический диапазон, большая разница в скоростях изменения, небольшая продолжительность и уникальность экспериментов требуют применения разнообразных, с большим динамическим диапазоном, быстродействующих и высоконадежных измерительных аппаратов и систем. Охват и чувствительность измерительной аппаратуры определяются динамическим диапазоном измеряемых параметров.

В общем случае наземные измерения при синхронном аэрокосмическом эксперименте могут проводиться:

а) специально разработанными аппаратами и системами — они в большой степени могут удовлетворять специфическим требованиям, но не являются экономически выгодными;

б) стандартными аппаратами и системами, применяющимися в физике, геофизике, химии, геохимии, метеорологии, гидрологии и т. д. Они не в состоянии полностью удовлетворять специфическим требованиям синхронного аэрокосмического эксперимента, однако обладают большими возможностями взаимозаменяемости. Кроме того, данные и результаты, полученные ими, вполне сопоставимы и могут непосредственно использоваться для нужд науки и практики в соответствующих областях.

В зависимости от способа учета результатов можно использовать аппараты:

- а) с непосредственным визуальным учетом результата;
- б) с автономной регистрацией без электрического тракта;
- в) с электрическим трактом: с автономной регистрацией или исходным сигналом.

К первым двум видам относятся классические измерительные аппараты, широко используемые в геофизике, метеорологии, гидрологии, физике и т. д. Для проведения высокоэффективных исследований и комплексной регистрации данных наиболее подходящими являются аппараты (датчики и преобразователи) третьего вида из-за больших возможностей, которые предоставляет электрический сигнал: усиление, регулирование, фильтрация, телеметрический перенос, полная автоматизация процесса измерения и регистрации и т. д. Здесь необходимо добавить, что опыт категорически подтвердил целесообразность существования индикации, посредством которой возможно проведение визуального контроля измерения, несмотря на наличие электрического тракта и регистрации.

Для некоторых измеряемых параметров, однако, современный технологический уровень все еще недостаточно высок, чтобы реализовались датчики и преобразователи с электрическим выходом, обладающие точностью и надежностью классических аппаратов (гидрометр, барометр и др.), а для других параметров (некоторые гидрологические параметры) датчики и преобразователи пока не разработаны.

Преимущества и недостатки аналоговой и цифровой индикации и регистрации данных хорошо известны, поэтому здесь мы не будем комментировать их, а только утверждать, что необходима цифровая регистрация и индикация, которая гарантирует современный научно-технический уровень наземных полигонных измерений.

#### IV. Наземный измерительный комплекс — НИК

НИК могут быть стационарными или мобильными. По ряду понятных функциональных, технико-эксплуатационных и, не на последнем месте, экономических соображений наиболее целесообразными являются мобильные НИК (МНИК). Для обеспечения высокоэффективных измерений они должны удовлетворять ряду специфических требований [4, 5].

В общем случае аппаратурное укомплектование каждого МНИКа можно подразделить на следующие основные группы:

- 1) система электропитания — первичная и вторичная;
- 2) аппаратура для определения местонахождения, включая средства точной геометрической привязки;
- 3) система единого точного времени и программно-временное устройство;
- 4) автономные регистраторы;
- 5) система сбора данных;
- 6) служебная радиосвязь, в т. ч. связь между отдельными звеньями исследовательского комплекса;
- 7) подсобная аппаратура.

Разумеется, самой существенной частью, от качества которой в большой степени зависят технико-эксплуатационные характеристики и эффективность всего МНИКа, является измерительная аппаратура — датчики и преобразователи (см. п. III).

Более подробные данные о технических характеристиках и эксплуатационных возможностях разработанного в Институте космических исследо-

ваний при Болгарской академии наук мобильного наземного измерительного комплекса (МНИК) даны в [4, 5, 7].

Компьютеризация и совершенствование математического обеспечения системы сбора данных [8] способствуют постепенному вытеснению специализированных систем точного времени [6], аппаратных программных устройств типа УПУГО [9] и др.

## У. Заключение

Как первый опыт, насколько известно авторам, эта классификация и систематизация являются наиболее общими. Это вызвано, прежде всего, следующим:

— до сих пор не было необходимости в синхронном определении столь много параметров, более того — не было готовности к их совместной обработке и интерпретации как самостоятельно, так и на основе данных наблюдений с СЛ, ВЛ и космических объектов;

— все еще не находят широкого распространения и применения необходимые аппаратные и программные средства измерения и регистрации.

Так как параметры, рассмотренные здесь, представляют интерес и для ряда гео- и агронаук, данная систематизация может быть использована и в планировании и проведении отдельных или комплексных экспериментов в области геофизики (магнитологии и сейсмологии), метеорологии, гидрологии, агрофизики, экологии и т. д.

С учетом отечественного и зарубежного опытов необходимо:

— разработать специализированные преобразователи с электрическим выходом;

— компьютеризовать в целом процесс измерений и регистрации;

— разработать необходимые для подобных измерений аппараты, системы и сооружения.

## Л и т е р а т у р а

1. Мишев, Д. Дистанционни изследвания на Земята от Космоса. С., БАН, 1981.
2. Горелик, И., А. Грин, Д. Цветков. Аэрокосмические полигоны, задачи исследований и состав наземных наблюдений. — В: Космические исследования земных ресурсов. М., Наука, 1976.
3. Дистанционное зондирование: количественный подход. (Под ред. Свейна и Дейвиса). М., Недра, 1983.
4. Мардиросян, Г. Кандидатска дисертация. С., ЦЛКИ-БАН, 1984.
5. Мишев, Д., Г. Мардиросян, Д. Инджева. Подвижна наземна станция за синхронни спътникови измервания. — Списание на БАН, 27, 1982, № 3.
6. Мардиросян, Г. Система за осигуряване на точно време в геофизични обсерватории. — Бълг. геофиз. сп., 5, 1979, № 2.
7. Mardirossian, G. Mobile ground complex for synchronous space experiments. — In: UN international workshop on remote sensing instrumentation, data acquisition and analysis. Sofia, 1985.
8. Mishiev, D. et al. Data logging system for synchronous and complex space and geonomic investigations. — Space Research in Bulgaria, 1988, No 6.
9. Mishiev, D., G. Mardirossian, S. Zhivkov. Universal programming device for geophysical observatories. — Compt. Rend. Acad. bulg. Sci., 33, 1980, No 4.

# Complex synchronous and quasi-synchronous measurements and observations in remote aerospace earth sensing

*D. N. Mishev, G.H. Mardirosian.*

(S u m m a r y)

Some of the basic problems of the complex synchronous and quasi-synchronous aerospace site measurements and observations in aerospace experiments for remote Earth sensing are considered. A classification of the parameters — subject of measurement in such experiments is made. The dynamic range is determined and the necessary precision, interval and duration of measurements and number of the measurement points are offered. Some problems of the equipment are object of comment.

On the basis of observations and experience in the exploitation of the complex conclusions and recommendations for the future development of methods and means for complex synchronous site measurements in remote aerospace Earth sensing are formulated.

## Исследование мезомасштабных процессов в Черном море при помощи космических изображений

Л. И. Миленова, Е. В. Станев\*

Институт космических исследований БАН  
\* СУ „Св. Климент Охридски“

Связь между оптическими свойствами морских вод и физическими полями дает ряд возможностей использования космических изображений Земли для анализа динамики морей и океанов. Дистанционные данные применяются для исследования трансформации речных вод в океане, фронтальных процессов, колец крупных течений, апвеллинга и др. Основным является определение точных количественных соотношений между параметрами космических изображений (оптической плотностью) и некоторыми параметрами термогалинной или динамической структуры водных масс. Часто такие соотношения имеют локальный характер, и их вид зависит от параметров используемой аппаратуры.

В [1] и [2] приводятся результаты совместного анализа судовых и дистанционных данных в северо-западной и западной частях Черного моря. Эти результаты показывают, что в исследуемых районах существует взаимосвязь между полями солености и прозрачности вод. Приведенный в [2] качественный анализ указывает на существование некоторых общих закономерностей в распределении оптической плотности космических изображений и поля солености на поверхности моря. Так как последнее тесно связано с динамическими процессами, можно предполагать, что космические изображения в западной части Черного моря дают полезную информацию о гидрофизических полях.

Экспериментальные и теоретические исследования, проведенные в последние годы [3], указывают на то, что процессы вихреобразования имеют существенное значения для динамики Черного моря. Наиболее интенсивно протекают они в области основного черноморского потока (ОЧП) и в прибрежных областях. Вследствие бароклинной неустойчивости струи ОЧП образуют меандры, и от него отрываются отдельные вихри. Расчеты показывают, что их размеры имеют радиус деформации 40—50 km.

Особенно активен процесс вихреобразования в западной части Черного моря. Обработка гидрологических данных показывает, что в этом районе горизонтальные градиенты солености и прозрачности морских вод особенно



велики. Это объясняется фактом, что по обеим сторонам ОЧП имеются течения с существенно различающимися термогалинными особенностями и концентрациями примесей. Этому способствует и проникновение в узкую прибрежную полосу распресненных дунайских вод.

Значительные горизонтальные градиенты прозрачности вод обуславливают наличие градиентов оптической плотности на космических изображениях [2]. По этой причине оказывается возможным интерпретировать особенности распределения оптической плотности как результат соответствующих особенностей фронтальной зоны. Вихревые образования в сторону открытого моря имеют преимущественно антициклонический характер. Они включают в себя шельфовые воды пониженной прозрачности и солености. На их периферии создаются большие градиенты прозрачности вод, что влияет на интенсивность излучения моря и на оптическую плотность космических изображений. Таким образом, используя эти изображения, можно судить об изменчивости течений в исследуемом районе. Использована информация, полученная при помощи научной аппаратуры „Болгария-1300-II“, установленной на ИСЗ „Метеор—Природа“ [4]. Эта информация включает сканерные изображения в двух спектральных интервалах (0,5—0,7  $\mu\text{m}$  и 0,7—1,0  $\mu\text{m}$ ) с разрешающей способностью 250 м. Обработка изображений проведена с использованием аналоговой системы преобразования и интерпретации аэрокосмической видеoinформации, разработанной в ИКИ-БАН [10].

На рис. 1 показана схема распределения вихревых образований, полученная на основе вышеуказанной обработки оптической плотности космического изображения в диапазоне 0,5—0,7  $\mu\text{m}$ . Район над ОЧП обхватывала большая облачная система, на востоке от которой располагалась серия вихрей, распространяющихся на юг и имеющих диаметр порядка 30—40 км. Более детальное визуальное дешифрирование структуры этих вихрей показывает, что вода в них движется по часовой стрелке.

Между Анатолийским побережьем и Крымским полуостровом расположена большая область с повышенными значениями оптической плотности. Очень часто в этих областях общая циклоническая циркуляция ослабевает. Существуют указания [6, 7], что часто в этой области движение вод антициклоническое. Приведенные в [3] результаты по изменчивости динамики Черного моря показывают возможность создания в ней антициклонического меандра или вихря ОЧП. Можно ожидать, что упомянутая особенность в распределении плотности оптического изображения связана с антициклоническим движением в центральных областях моря.

Особенно хорошо прослеживаются особенности вихревой структуры течений в областях с резкими градиентами оптических свойств морской воды. Как было упомянуто выше, эти градиенты особенно высоки для дельты реки Дуная и вблизи западного берега Черного моря. На рис. 2 хорошо прослеживается проникновение дунайских вод вдоль западного берега. Схемы, показанные на рис. 2, созданы на основе космического изображения в диапазоне 0,5—0,7  $\mu\text{m}$ . Особенности распределения оптической плотности указывают на то, что южнее распространение дунайских вод связано с формированием локальных вихрей в шельфовой зоне. Более детальный визуальный анализ космического изображения свидетельствует о том, что в этой зоне образование вихрей связано с меандрированием узкой прибрежной струи. Для дня исследования — 14. 08. 1982 г., было обработано и космическое изображение в диапазоне 0,7—1,0  $\mu\text{m}$ . В узком прибрежном слое, вблизи берега, наблюдаются полосы повышенной оптической плотности (рис. 3).

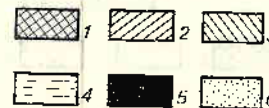
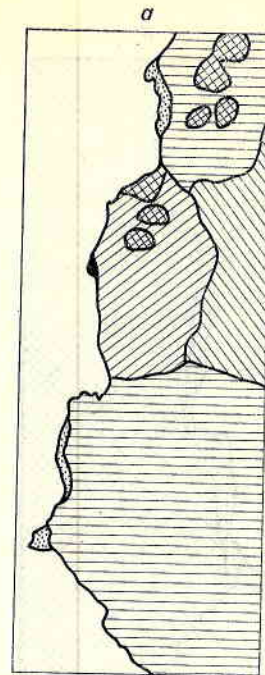
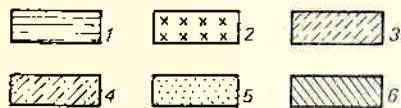
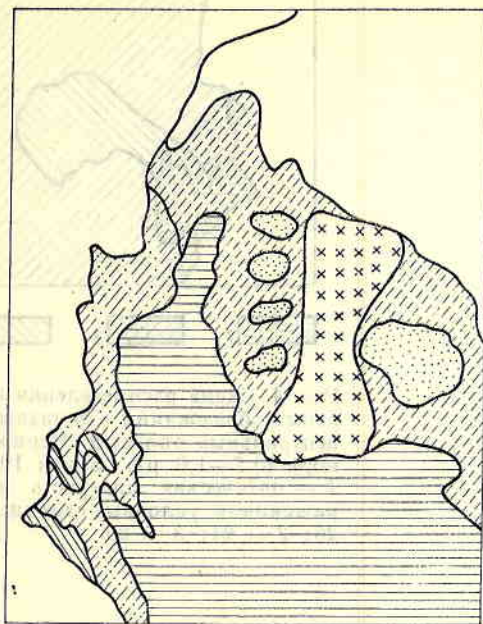


Рис. 1. Схема распределения вихревых образований в западных и центральных областях Черного моря (0,5—0,7 м, 25 мая 1982)  
1 — оптическая плотность изображения в условных единицах — 16; 2 — 20; 3 — 23; 4 — 29; 5 — 24; 6 — 30

Рис. 2. Схема проникания дунайских вод вдоль западного берега Черного моря (0,5—0,7 м, 14 августа 1982)  
1 — оптическая плотность изображения в условных единицах — 16; 2 — 17; 3 — 19; 4 — 20; 5 — 24; 6 — 27

Возможно, это связано с некоторыми локальными явлениями или же со специфической структурой тонкого поверхностного слоя.

Дистанционные данные дают полезную информацию об исследовании распространения примесей в прибрежных областях. Как показывают результаты теоретических и экспериментальных исследований, структура течений в этих областях довольно сложная. Результаты модельных расчетов, обсуждаемых в [7], показывают, что при определенных ветрах на шельфе западной части Черного моря создается система течений и противотечений. Часто между ними создаются и больше по размеру вихри [8]. В подтверждение вышесказанного можно рассмотреть рис. 1 (область между берегом и облачной системой). Южнее Бургасского залива водные массы проникают в узкий прибрежный слой в направлении Босфора. К западу от этого потока северное течение переносит воды с существенно различающимися оптическими характеристиками.

Оптическая плотность космических изображений позволяет определить

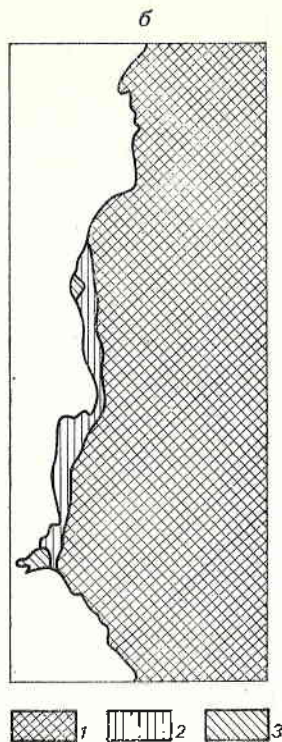


Рис. 3. Схема проникания дунайских вод вдоль западного берега Черного моря (0,7—1,0 мп, 14 августа 1982)  
1 — оптическая плотность изображения в условных единицах — 27; 2 — 29; 3 — 30

приблизительно размеры прибрежных течений. Так, например, из рис. 1 становится ясным, что северное противотечение проникает до параллели 42°, где наблюдается сильное антициклоническое завихрение. Течение поворачивает на восток и включается в ОЧП.

Анализ рис. 1 указывает на некоторое совпадение результатов о локальных особенностях течений на шельфе с результатами прежних работ [9]. У берега течение направлено на юг. Западнее этого южного течения создается северное противотечение. Между ним и ОЧП располагается область с антициклонической циркуляцией. Следует, однако, отметить, что струи, соответствующие гидрологической ситуации мая 1982 г., заметно шире, чем описанные в [9]. Очевидно, что система шельфовых течений изменяется во времени, что является результатом изменяющихся ветровых воздействий.

Изменчивость течений во времени хорошо иллюстрируется сравнением рис. 1 и 4. На последнем рисунке показано распределение оптической плотности в диапазоне 0,7—1,0 мп, т. е. на 20 дней раньше, чем на рис. 1. Оптическая плотность в прибрежных областях повышена. В обоих случаях в районе Бургасского залива оптическая плотность достигает наибольших значений. Однако форма области с положительными аномалиями за 20 дней заметно изменилась. В первом случае (рис. 1) эти воды проникают далеко на юг, а во втором (рис. 4) — на восток. Детальное рассмотрение изображений показывает, что в районе западной части Черного моря между прибрежными струями имеются вихревые образования.

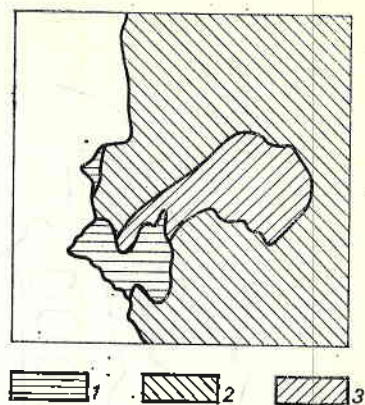


Рис. 4. Схема распределения вихревых образований в западных и центральных областях Черного моря (0,7—1,0 мп, 5 мая 1982)  
1 — оптическая плотность изображения в условных единицах — 26; 2 — 24; 3 — 20

Следует отметить, что анализ космических изображений в первой декаде мая дает возможность обнаружить горизонтальную микроструктуру вод на поверхности моря в районе вихрей (рис. 5). Оптическая плотность изображения, связанная с концентрацией примесей, имеет значительные градиенты на расстояниях порядка 30—40 км. Подобные эффекты иногда связаны с существованием внутренних гравитационных волн. Однако конфигурация распределения оптической плотности в данном случае имеет специфическую форму и, по-видимому, является результатом динамических явлений на поверхности моря.

Как было упомянуто выше, распределение оптической плотности в диапазоне 0,7—1,0 мкм дает представление о явлениях, протекающих на поверхности моря. Сравнение космических изображений в двух спектральных диапазонах указывает на заметные различия в оптической плотности. Очевидно, повышение оптической плотности в некоторых локальных прибрежных областях в диапазоне 0,7—1,0 мкм не означает обязательно понижение мутности воды. Возможно, это связано с оптическими свойствами примесей. Их распространение в сторону открытого моря находится в зависимости от метеорологических условий до космических съемок и во время их проведения. В период 5—15.08.1982 г. преобладающие ветры имели восточную



Рис. 5. Горизонтальная микроструктура вод на поверхности Черного моря

составляющую. Этот результат прослеживается на рис. 3. В период 15—25. 05. 1982 г. преобладали западные и юго-восточные ветры. Западная составляющая способствует выпуску прибрежных вод в сторону открытого моря.

Наиболее сложная метеорологическая картина наблюдается в первой декаде мая, когда трудно выделить преобладающее направление ветра. Однако и в этом периоде существует ряд случаев, когда ветер имеет западную составляющую, что способствует распространению примесей в сторону открытого моря.

## Выводы

1. По данным сканерных изображений можно выделить вихревые образования протяженностью в 30—40 км в западной и центральной частях Черного моря.

2. Выделяется антициклоническое движение водных масс в районе между Крымским полуостровом и Анатолийским побережьем.

3. Особенно хорошо прослеживаются вихревые структуры течений в областях с резким переходом градиентов оптических свойств морской воды (это касается прежде всего распространения пресных вод Дуная с высокой концентрацией наносов).

4. Данные дистанционных исследований дают важную информацию о распространении примесей различного происхождения в прибрежных областях и в районах Варненского и Бургасского заливов.

5. По оптической плотности сканерных изображений определяются приблизительные размеры прибрежных течений (здесь имеется в виду северное противотечение, где наблюдается сильное антициклоническое завихрение).

6. По сканерным данным хорошо прослеживается изменчивость течений 20-дневного периода при обязательном учете синоптической обстановки (скорости и направления ветра).

7. Анализ космических изображений дает возможность установить горизонтальную микроструктуру воды на поверхности в районе вихрей. Такой эффект можно связать с существованием внутренних гравитационных волн.

8. Поскольку детали гидрологического поля в исследуемой области пока еще недостаточно изучены по наземным данным, сочетание их с модельными расчетами и дистанционной информацией является особенно перспективными для выяснения этих процессов.

В заключение авторы выражают благодарность н. с. Б. Пееву за оказанную помощь в работе с аналоговой системой для обработки космических изображений.

## Л и т е р а т у р а

1. Гришин, Г. А., Ю. П. Ильин. Изменчивость океанографических полей северо-западной части Черного моря по данным спутниковых видеоизображений. Методы обработки космической океанологической информации. Севастополь, АН УССР, 1983.
2. Мишев, Д. Н., Е. В. Стаев, Л. И. Миленова, Н. И. Рачев. Анализ солености на поверхности западной части Черного моря на основе судовых и дистанционных данных. — Аерокосмически изследвания в България. 1989, № 7.

3. Блатов, А. С.; В. А. Булгаков, А. В. Иванов, А. Н. Косарев В. С. Тужилкин. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. Л., Гидрометеиздат, 1984.
4. Национална програма "БЪЛГАРИЯ-1300". С., 1979.
5. Зенкович, В. П. Черное и Азовское моря. — В: Океанографическая энциклопедия. Л., Гидрометеиздат, 1974.
6. Станев, Е. В. О поле течений Черного моря в зимний сезон. Диагностические расчеты. — Българско геофизично списание, 10, 1984, № 1.
7. Станев, Е. В. Влияние ветра на поле течений Черного моря и в районе болгарского побережья. — Българско геофизично списание, 10, 1984, № 2.
8. Трухчев, Д. И., Е. В. Станев. Численная модель течений западной части Черного моря. — Океанология, 23, 1983, вып. 1.
9. Станев, Е. В., Л. И. Миленова, В. М. Русенов, Е. К. Руменица. Дистанционные и модельные исследования динамики западной части Черного моря. — Исследование Земли из Космоса, 1986, № 1.
10. Micheli, D. N., V. P. Pchev. Electron system for image transformation and coding in conventional colours. — Compl. Rend. Acad. bulg. Sci., 31, 1978, No 11.

## Black Sea meso-scale processes study with the help of space images

*L. I. Milenova, E. V. Stanev*

### (Summary)

Co-analysis has been conducted of space images obtained via the scientific complex BULGARIA-1300 on board the METEOR-PRIRODA satellite and dynamics model research of the West Black Sea regions.

Some qualitative results were obtained, outlining the basic dynamics peculiarity of the coastal region waters, namely the vortical field structure and the coastal currents meandering.

This is of great importance for the study of formation processes and Black Sea waters exchange, as well as for the solution of problems concerning the distribution of coastal region admixtures.

## Анализ солености на поверхности западной части Черного моря на основе судовых и дистанционных данных

Д. Н. Мишев, Е. В. Станев\*, Л. И. Миленова  
Н. И. Рачев\*

Институт космических исследований БАН  
\* СУ „Св. Климент Охридски“

Существующие соотношения между оптическими параметрами морских вод и гидрологическими полями делают возможным использование космических изображений для анализа этих полей. Для этого необходимо исследовать количественные соотношения между оптической плотностью как одним из дешифровочных признаков космических изображений и некоторыми параметрами термогалинной или динамической структуры водных масс. Особенно перспективным оказывается применение космических изображений для районов с хорошо выраженными зависимостями между оптическими и термогалинными параметрами. В настоящей работе в качестве такого района рассматривается западная часть Черного моря.

В [5] на основе анализа квазисинхронных судовых данных о солености и космических изображениях с ИСЗ „ЛАНДСАТ“ в районе залива Сан-Франциско получена корреляционная зависимость

$$S=f(I_n), \quad n=1, 2, 3,$$

где  $S$  — соленость морской воды,  $I_n$  — интенсивность излучения в трех каналах. Подобное исследование для северо-западной части Черного моря проведено в [1]. Настоящая работа представляет расширение последнего исследования для района, расположенного на западном побережье Черного моря. В этом районе горизонтальные градиенты солености слабее, чем в северо-западном мелководном районе.

Для анализа поля солености на поверхности моря использованы данные стандартных гидрологических съемок. В качестве дистанционных данных использованы космические скаперные изображения, полученные в рамках проекта „Болгария-1300-II“ ИСЗ „Метеор-Природа“ в оптических диапазонах 0,5—0,7 мкм и 0,7—1,0 мкм. Для иллюстрации этих данных в настоящей работе использованы изображения западной части Черного моря, полученные 16 и 28 сентября 1982 г.

## Анализ распределения солености и прозрачности вод

В Черном море распределение солености создается под воздействием пресноводного стока и обмена вод через Босфор вследствие испарения и гидрометеорологических воздействий. В результате вертикальных движений и диффузии создается мощный галоклин, расположенный на глубинах 150—200 м. Во внутренних областях моря галоклин поднимается, а в прибрежных — опускается. Таким образом внутренняя область моря оказывается заполненной более солеными водными массами. Основной черноморский поток (ОЧП) разделяет внутренние и шельфовые водные массы. На поверхности моря это положение приблизительно совпадает с положением изогалины 18‰. В западной части моря пониженные значения солености в шельфовой зоне являются результатом и проликования на юг дунайских вод.

Внутренние и шельфовые воды Черного моря существенно различаются и по содержанию биологических примесей, суспензированных веществ, загрязнителей и т. д. Это особенно заметно в западной части моря, где проликование речных вод создает аномальные концентрации некоторых примесей. Это приводит к изменению прозрачности вод, что, со своей стороны, влияет на оптическую плотность космических изображений.

В [1] на основе обработки экспериментальных данных были найдены некоторые зависимости между соленостью вод в северо-западном мелководном районе Черного моря. Подобная задача ставится и в настоящей работе. Исследуемый район расположен в 100—200 км от западного побережья Черного моря.

На основе существующего экспериментального материала были созданы массивы данных о гидрологических съемках по месяцам и сезонам, а также среднегодовые массивы. Анализ показывает, что корреляция между прозрачностью морской воды, определенной по глубине видимости стандартного белого диска, и соленостью на поверхности моря изменяется в различные сезоны. Она достигает наибольших значений зимой и весной и уменьшается летом и осенью. Последнее является следствием более однородной структуры гидрологических полей в теплое полугодие. Коэффициент корреляции, рассчитанный для мая—июня, составляет 0,77, а для января — марта 0,75.

Данные обрабатывались и в зависимости от расположения станций (на шельфе или в глубоких водах). В качестве разделяющей линии использована изобата 75 м. Оценки показывают, что корреляция между соленостью на поверхности моря и глубиной видимости белого диска увеличивается для шельфовых станций, где изменения обоих параметров более значительны. С увеличением однородности полей в глубине корреляция уменьшается.

На рис. 1, а показаны измеренные глубины видимости белого диска ( $P$ ) и солености ( $S$ ) зимой и весной. Построена регрессионная кривая, описываемая уравнением

$$(1) \quad S = 12,9265 + 0,9349P - 0,0618P^2 + 0,0049P^3,$$

где  $S$  (‰),  $P$  (м)

На рис. 1б и 1в показаны аналогичные результаты только для зимы (1б) и только для весны (1в). Крутизна левой части регрессионных кривых значительно превышает крутизну правой части. Этот вывод находится в хорошем соответствии с результатами, представленными в [1]. Более детальный анализ данных показывает, что левая (крутая) часть регрессионной



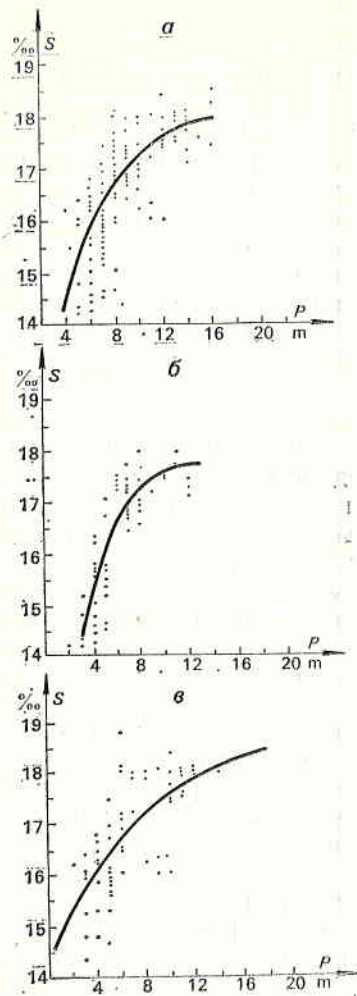


Рис. 1. Регрессионная кривая глубины видимости белого диска и солености воды зимой и весной (а), только для зимы (б) и только для весны (в)

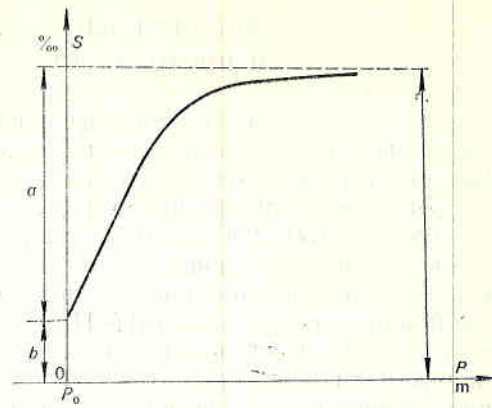


Рис. 2. Зависимость солености от прозрачности воды

кривой определяется полностью мелководными станциями, а правая — глубоководными. На шельфе прозрачность небольшая (6—8 м) и мало изменяется. Степень солености тоже небольшая, но изменяется в значительных пределах (14—17‰), в районе ОЧП изменение солености уменьшается (17—18‰), а прозрачности — увеличивается (8—20 м). Эти различия можно объяснить различным характером вод по обеим сторонам фронтальной поверхности (ОЧП). В сторону открытого моря горизонтальные градиенты прозрачности снова уменьшаются.

Эти исследования показывают, что зависимость  $S$  от  $P$  может быть выражена следующим образом [2, 3]:

$$S = a - \frac{k(P - P_0)}{1 + k(P - P_0)} + b,$$

где  $a + b = c$  (рис. 2),  $k = \text{const}$ , которая определяет наклон зависимости  $S(P)$ ,  $P = P_0$ ,  $P_0 = \text{const}$  — начальная величина зависимости  $S(P)$ .

Таблица 1

Фигура	$k$	$a$	$b$
1 а	0,212	6,43	13,25
1 б	0,396	7,00	11,50
1 в	0,09	6,00	15,00

Для представленных на рис. 1 кривых коэффициент  $k$  имеет значения, данные в табл. 1.

### Совместный анализ судовых и дистанционных данных

Регрессионную и прочие зависимости (1), которые мы получили после обработки судовых данных, можно использовать для восстановления поля солености на поверхности моря по данным о глубине видимости белого диска. В области фронтальной зоны ОЧП изменение глубины видимости белого диска порядка 1 м позволяет обнаружить изменение солености порядка 0,1‰. При значительной (15‰) распресненности вод в области шельфа изменение прозрачности порядка 1 м позволяет обнаружить изменение солености порядка 0,5‰.

Зависимость интенсивности излучения моря, определяющей оптическую плотность на космических изображениях, от прозрачности вод дает основание искать соотношения между оптической плотностью космических изображений и соленостью. В [5] показано, что для залива Сан-Франциско зависимость  $S=f(I)$  можно представить в виде

$$(2) \quad S = a_0 + \sum_{i=1}^n a_i I_i.$$

Коэффициенты в (2) носят локальный характер. Их уточнение для различных районов моря и для различных сезонов требует совместной обработки судовых данных и космических изображений. Мало вероятно, что зависимость (2) выполняется для любых условий. Как было показано выше, зависимость между соленостью и прозрачностью воды описывается кривой третьей степени. Поэтому можно ожидать, что для района западной части Черного моря соотношение между соленостью и интенсивностью излучения (или оптической плотностью изображений) имеет более сложный вид. Для уточнения этой зависимости необходимо располагать синхронными судовыми и космическими данными. Наши данные, с некоторым приближением, соответствуют этому условию. Ниже приводим некоторые качественные соображения, позволяющие предполагать, что для исследуемого района существует сильная связь между соленостью и оптической плотностью космических изображений.

Для иллюстрации этой идеи будем использовать космические изображения в двух диапазонах — 0,5—0,7 мкм и 0,7—1,0 мкм, полученные 16 и 28 сентября 1982 г. Предварительный анализ показал, что оптическая плотность в спектральном диапазоне 0,5—0,7 мкм, дающем информацию о более толстом поверхностном слое, имеет выраженный градиентный характер.

Дешифрирование космических сканерных изображений сделано при по-

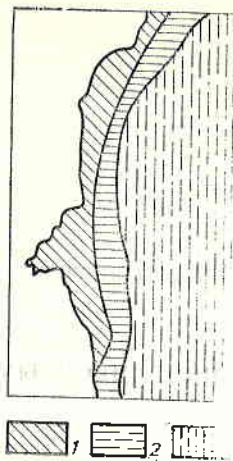


Рис. 3. Схема проникания дунайских вод вдоль западного берега Черного моря (0,5—0,7 дм, 16 сентября 1982)  
1 — оптическая плотность изображения в условных единицах — 21; 2 — 23; 3 — 24

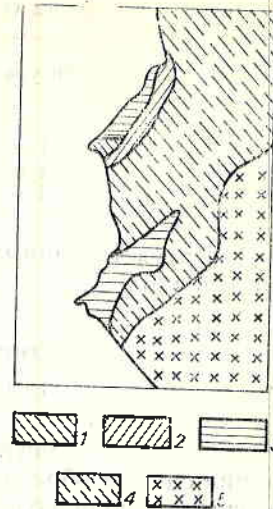


Рис. 4. Схема проникания дунайских вод вдоль западного берега Черного моря (0,5—0,7 дм, 28 сентября 1982)  
1 — оптическая плотность изображения в условных единицах — 24; 2 — 26; 3 — 27, 4 — 28, 5 — 29

мощи аналоговой системы для преобразования и интерпретации аэрокосмической видеоинформации, разработанной в ИКИ—БАН [6].

Во время интерпретации необходимо определять площади изображений, имеющих одинаковую оптическую плотность (градации серого фототона). В этом случае каждой градации серого фототона соответствуют признаки яркость, цвет и насыщенность цвета.

Использованная аналоговая система преобразования и интерпретации аэро- и космической видеоинформации включает специализированную камеру, при помощи которой выбирается масштаб и делаются преобразования, квантование и цветовое кодирование полученных изображений как отдельных изображений. Видеосигнал на выходе камеры усиливается, и квантование проводится на 31 уровне. Изображения представлены в трех условных цветах (красном, синем, зеленом), и для каждого цвета значения варьируют с 0 до 31. Полученное композиционное изображение визуализируется на экране цветного монитора.

После обработки космических изображений были составлены карты районов различной оптической плотности в условных единицах (рис. 3), из которых явствует, что в прибрежной зоне оптическая плотность понижена. Это является следствием того, что в данном районе расположены водные массы с пониженной прозрачностью. Они созданы в районе дельты реки Дунай и распространяются в узком пограничном слое вдоль румынского и болгарского побережья. Этот результат находится в качественном соответствии с выводом о понижении прозрачности вод в этих областях, полученном на основе обработки судовых данных.

Резкий градиент оптической плотности, наблюдаемый на рис. 2, является результатом специфической структуры течений в исследуемой области.

Можно ожидать, что его местоположение связано с фронтальной зоной. Как уже упоминалось, в области этой зоны соленость изменяется в диапазоне 17—18‰, или около 5%. Соответствующие изменения оптической плотности космических изображений порядка 10%. В таком случае определение солености по данным космических изображений представляется возможным.

Гидрологические исследования указывают на значительную временную изменчивость полей [4]. Ее можно проследить и при помощи космических изображений. На рис. 4 показана оптическая плотность космического изображения в диапазоне 0,5—0,7  $\mu\text{p}$ , измеренной 28 сентября 1982 г. в относительных единицах. Временной интервал между результатами, показанными на рис. 3 и 4, составляет 12 дней. В целом существующая закономерность (меньшая оптическая плотность изображения в шельфовой области) сохраняется, однако существуют заметные трансформации картины. Это является результатом эволюции гидрологических полей. Определение достаточно надежного соотношения между соленостью и плотностью космических изображений является предпосылкой регулярного составления карт поверхностной солености. Со своей стороны, эволюция поля солености на поверхности моря связана с общей эволюцией термогалинных полей и синоптической изменчивостью исследуемого района. Таким образом, дистанционные методы в сочетании с судовыми измерениями могут внести вклад в расширение познаний о динамике Черного моря.

В заключение авторы выражают благодарность н. с. Б. Песву за оказанную помощь в работе с аналоговой системой обработки космических изображений.

## Л и т е р а т у р а

1. Гришвин, Г. А., Ю. П. Ильин. Изменчивость океанографических полей северо-западной части Черного моря по данным спутниковых видеоизображений. Методы обработки космической океанологической информации. Севастополь, АН УССР, 1983.
2. Мишев, Д. П. Распознавание состояния основных параметров телевизионного тракта с целью создания адаптивных ТВ систем. — В: Распознавание образов, 1, Рига, Зинатне, 1974.
3. Мишев, Д. П. Дистанционные исследования на Землях от Космоса. С., БАН, 1981.
4. Блатов, А. С., П. П. Булгаков, В. А. Иванов, А. П. Косарев, В. С. Тужилкин. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря, Л., Гидрометеонздат, 1984.
5. K h o r r a m, S. Remote sensing of salinity in the San Francisco Bay delta. — In: Remote Sensing of Environment, 12, 1982, No 1.
6. M i s h e v, D. N., B. P. P e e v. Electron System for image transformation and coding in conventional colours. — Compt. Rend. Acad. bulg. Sci., 31, 1978, No 11.

Analysis of the salt content in the surface  
layers of the Black Sea west regions  
on the basis of *in situ* and remote sensing data

*D. N. Mishev, E. V. Stanev, L. I. Milenova, N. I. Rachev*

(S u m m a r y)

Results connected with territorial and season distribution of the salt content and transparency of sea water in the Black Sea West regions are presented.

On the basis of the BULGARIA-1300 scientific complex on board the METEOR-PRIRODA satellite space images and after respective data processing, values for transparency and salt content of the sea water have been obtained.

These initial results prove the reliability of the approach for distribution of salt content in the visible part of the electromagnetic spectrum.

## Учет передаточной функции атмосферы при дистанционном зондировании Земли по спектротрическим спутниковым измерениям

В. С. Джене-Петрова

*Институт космических исследований БАН*

Интенсивное развитие систем геокосмических исследований [1, 2, 3, 4] определяет разработку специализированных методов и средств для определения параметров подстилающей поверхности и атмосферы по спутниковым данным. Дистанционное зондирование (ДЗ) природных ресурсов из Космоса в оптическом диапазоне основывается на регистрации отраженного от Земной поверхности и рассеянного в атмосфере электромагнитного излучения, которое зависит: 1) от отражательной способности исследуемого участка; 2) от состава атмосферы; 3) от взаимного расположения источника излучения, облучаемой поверхности и датчика; 4) от отражательной способности поверхности, окружающей наблюдаемый участок.

Учет влияния атмосферы при ДЗ необходим при решении следующих задач: 1) выбора параметров системы регистрации (чувствительность, динамический диапазон); 2) редукции спутниковых измерений к подстилающей поверхности с учетом передаточной функции атмосферы (ПФА). Решение этих задач усложняется в оптическом диапазоне спектра из-за рассеяния и поглощения излучения аэрозольными частицами в атмосфере.

В данной работе определена передаточная функция атмосферы на основе численного моделирования уравнения переноса методом Монте-Карло. Коэффициенты аэрозольного рассеяния вычислены по спутниковым спектротрическим измерениям. Рассмотрен алгоритм коррекции спутниковой видеоинформации передаточной функцией атмосферы. Показаны результаты, полученные при обработке по предложенной методике спутниковых данных от спектротрической системы СМП-32, которая работала на ИСЗ „Метеор-Природа“.

## Передаточная функция атмосферы

Строгой математической формулировкой задачи определения ПФА при наличии подстилающей поверхности с неоднородным альбедо является решение интегрального уравнения переноса. Известны следующие основные тенденции определения ПФА при ДЗ: 1) эмпирические подходы, к которым относятся синхронные наземные и самолетные измерения (используются эталонные объекты и отражатели преобразования многоканальных изображений [1]); 2) решение уравнения переноса.

Из теории переноса [6] получено следующее выражение для интегрального уравнения переноса рассеянной радиации при ДЗ природных ресурсов в видимой и ближней инфракрасной области спектра:

$$(1) \quad I_{\lambda} = I_{1\lambda} + I_{d\lambda},$$

$$I_{1\lambda} = I_{0\lambda} P_{\lambda} e^{-m_{\theta} \tau_{\lambda}},$$

$$I_{d\lambda} = \int_0^H e^{-m_{\theta} \int_h^H \sigma_{\lambda}(z) dz} \sigma_{\lambda}(h) \frac{P_{\lambda}(h)}{4\pi} \left[ \int_{4\pi} I_{1\lambda}(h, \omega) \eta_{\lambda}(h, \omega) d\omega \right] dh$$

$$+ I_{s\lambda} \int_0^H e^{-(m_{\theta} + m_{\zeta}) \int_h^H \sigma_{\lambda}(z) dz} \eta_{\lambda}(h, \omega) \sigma_{\lambda}(h) P_{\lambda}(h) dh,$$

$\tau_{\lambda} = \int_0^H \sigma_{\lambda}(h) dh$  — оптическая толщина атмосферы в слое 0—H км,  $I_{\lambda}$  — регистрируемая интенсивность в спектральном интервале  $\Delta\lambda$ ,  $I_{0\lambda}$  — приземная величина интенсивности,  $I_{s\lambda}$  — интенсивность солнечной радиации вне атмосферы,  $I_{1\lambda}$  — рассеянная радиация в результате однократного рассеяния,  $I_{d\lambda}$  определяет интенсивность радиации за счет многократного рассеяния,  $\sigma_{\lambda}(h)$  — объемный коэффициент рассеяния на высоте  $h$ ,  $\sigma_{\lambda a}(h)$  и  $\sigma_{\lambda R}(h)$  — коэффициенты аэрозольного и релеевского рассеяния,  $P_{\lambda}$  — функция пропускания в спектральном интервале  $\Delta\lambda$ ,  $\eta(h, \omega)$  — индикатриса рассеяния,  $m_{\theta}$  — атмосферная масса в направлении наблюдателя,  $\theta$  определяет направление визирования,  $\zeta$  — зенитный угол Солнца.

### А. Определение коэффициента аэрозольного рассеяния

Обычно коэффициент аэрозольного рассеяния в (1) задается на основе некоторых из известных моделей [1, 2, 8, 9, 10]. Это вносит ошибки в определение ПФА. В данной работе предлагается в процессе обработки спектрометрических спутниковых измерений для определения  $\sigma_{a\lambda}(h)$  использовать узкие спектральные интервалы, в которых влияние атмосферы определяется главным образом молекулярным и аэрозольным рассеянием (окна в атмосфере) или функция поглощения атмосферных газов известна. В ближней инфракрасной области такими интервалами являются окно атмосферы ( $\lambda_2 = 0,74 \mu\text{m}$ ) и интервал поглощения молекулярного кислорода ( $\lambda_1 = 0,76 \mu\text{m}$  (с линиями  $0,7593$ — $0,7616 \mu\text{m}$  и  $0,762$ — $0,77 \mu\text{m}$ )). Функция пропускания кислорода в спектральном интервале  $\Delta\nu$  определяется выражением:

$$(2) \quad P_{O_2} = \frac{1}{\Delta v} \int_{v_1}^{v_2} e^{-c(mz + m_0)} \int_h^H p(z) \gamma_v(z) dz dv,$$

где  $c$  — относительная концентрация кислорода,  $\gamma_v(z)$  — коэффициент поглощения  $O_2$ ,  $p(z)$  — атмосферное давление на высоте  $z$ .

Объемный коэффициент рассеяния для степенного распределения аэрозольных частиц по размерам [9] можно представить зависимостью

$$(3) \quad \sigma_a = 0,434g\pi \int_{r_1}^{r_2} Q_{sc} r^2 \frac{1}{r^{v+1}} dr,$$

где  $Q_{sc}$  — фактор эффективности рассеяния [8], который представляет отношение сечения рассеяния к геометрическому сечению частиц,  $g$  — постоянная, значение которой зависит от концентрации,  $r$  — радиус частиц,  $v$  определяет наклон кривой распределения. Для типичных аэрозолей дымки подходят значения  $v$  от 3 до 4,  $v=3$  характерно для аэрозолей с радиусом  $0,3 \mu m < r < 2 \mu m$ ,  $v=4$  соответствует аэрозолям с радиусом  $0,1 \mu m < r < 0,3 \mu m$ , для туманов  $v=2$ . Как показано в [9], степенная форма оказывается достаточной репрезентативным представлением для аэрозольных частиц, имеющих различное происхождение и состав. При интегрировании в (3) удобно заменить переменную  $r$  на  $a = 2\pi r/\lambda$ , откуда для  $\sigma_{a\lambda}$  получено

$$(4) \quad \sigma_{a\lambda} = 0,434g\pi \left(\frac{2\pi}{\lambda}\right)^{v-2} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \frac{Q_{sc}}{a^{v-1}} da.$$

Для узкого спектрального интервала выражение (4) можно представить зависимостью

$$(5) \quad \sigma_{a\lambda} = \text{const} \frac{1}{\lambda^x}$$

по аналогии с формулой Релея [9], где объемный коэффициент молекулярного рассеяния с учетом анизотропии определяется как

$$(6) \quad \sigma_{RL} = \frac{8\pi^3 (n^2 - 1)^2}{3N\lambda^4} \left( \frac{6 + 3p_n}{6 - 7p_n} \right),$$

где  $n$  — показатель преломления,  $N$  — число молекул в единице объема, фактор деполяризации  $p_n = 0,035$ . Показатель степени  $x = v - 2$  в (5) может изменяться примерно от 4 (для релеевского рассеяния очень малыми частицами) почти до 0 (для рассеяния в тумане излучения видимого и ближнего инфракрасного диапазона). Из (5) и (6) получается следующая зависимость  $\sigma_{a\lambda}$  от  $\sigma_{RL}$ :

$$(7) \quad \sigma_{a\lambda} = \frac{\sigma_{RL} G}{\lambda^{(x-4)}},$$

где  $G$  — функционал, зависящий от радиуса частиц и эффективного фактора рассеяния  $Q_{sc}$ . Выражение (7) можно использовать в видимой и ближней инфракрасной области спектра (примерно до  $2 \mu m$ ). Для высотной зависимости коэффициента аэрозольного рассеяния  $\sigma_{a\lambda}(h)$  использована экспоненциальная аппроксимация. Вычисление  $\sigma_{a\lambda}(h)$  по спектрометрическим спутниковым измерениям сводится к следующей обратной задаче:



$$(8) \quad Ku=f, \quad u \in U, \quad f \in F,$$

где  $f=I_{\lambda_1}/I_{\lambda_2}$ , оператор  $K$  характеризует изменение интенсивности  $I_{s\lambda}$  за счет молекулярного рассеяния и поглощения атмосферными газами. Ищется функция аэрозольного рассеяния  $u$ . В области изменения  $\sigma_{a\lambda}(h)$ , степенного показателя  $\chi$  и коэффициента  $G$  вычисляется отношение

$$(9) \quad V(u) = \frac{\int_0^H A(I_{s\lambda_1}, h) u_{\lambda_1}(h) dh}{\int_0^H A(I_{s\lambda_2}, h) u_{\lambda_2}(h) dh},$$

где величина  $A(I_{s\lambda}, h)$  является ядром, которая в приближении однократного рассеяния представляется выражением

$$A(I_{s\lambda}, h) = I_{s\lambda} e^{-\frac{z}{H_0} \int_h^H (\sigma_{R\lambda}(z) + m_0) dz} P_{\lambda}(h, \xi),$$

где  $H_0$  — однородная атмосфера для молекулярного рассеяния ( $H_0 = 8$  км). Функция аэрозольного рассеяния  $u(\sigma_{a\lambda})$  определяется из минимума функционала:  $\Phi[u, f] = \|V(u) - f\|^2$ . Спектральная зависимость  $\sigma_{a\lambda}$  восстанавливается по (7).

На рис. 1 показаны спектральные зависимости коэффициента аэрозольного рассеяния  $\sigma_{a\lambda}(h)$  при земной поверхности и на высоте 4 и 8 км, полученные по спектрометрическим спутниковым измерениям с ИСЗ „Метеор-Природа“, выполненные системой СМП-32. Полученные значения для  $\sigma_{a\lambda}(h)$  используются как входные данные при решении уравнения переноса и восстановлении приземных яркостных характеристик с учетом влияния атмосферы.

### Б. Применение метода Монте-Карло для решения уравнения переноса

Процесс распространения света в атмосфере можно рассматривать как случайную марковскую цепь столкновений фотонов с веществом, которые приводят либо к рассеянию, либо к поглощению фотонов. Метод Монте-Карло заключается в моделировании траекторий движения фотонов в неоднородной среде и вычислении статистической оценки для

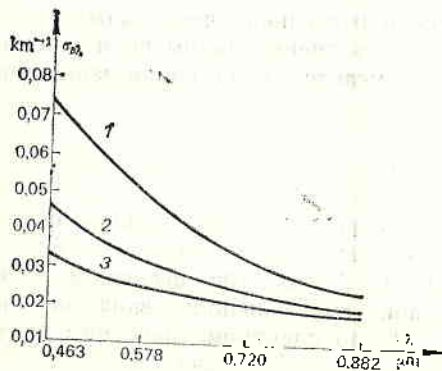


Рис. 1. Зависимости коэффициента рассеяния  $\sigma_{a\lambda}(h)$  от длины волны  $\lambda$ , вычисленные по спектрометрическим спутниковым измерениям системой СМП-32  
1 — на уровне земной поверхности; 2 — на высоте 4 км; 3 — на высоте 8 км

искомых функционалов. Для решения уравнения переноса (1) используется метод сопряженных траекторий [5], который заключается в основном в том, что траектории выходят из точки наблюдения непосредственно в интересующем нас направлении. Атмосфера высотой  $H$  разбита на  $L$  слоев, в каждом из которых заданы коэффициенты молекулярного  $\sigma_{RL}(h)$  и аэрозольного рассеяния  $\sigma_{aL}(h)$ , индикатрисы аэрозольного  $\eta_{aL}(\psi)$  и молекулярного  $\eta_{RL}(\psi)$  рассеяния и коэффициенты поглощения газовых компонент  $\sigma_{abl}(h)$ . Коэффициент молекулярного рассеяния  $\sigma_{RL}$  определяется по (6). Коэффициент аэрозольного рассеяния  $\sigma_{aL}(h)$  вычисляется по спутниковым измерениям. Индикатриса  $\eta_{RL}$  не зависит от высоты  $h$  и с учетом анизотропии молекул [9] определяется из

$$(10) \quad \eta_{RL}(\psi) = 0,7629(1 + 0,9324 \cos^2 \psi),$$

что удовлетворяет требованию нормировки:  $\frac{1}{4\pi} \int_0^{4\pi} \eta_{RL}(\psi) d\omega = 1$ . Полная индикатриса рассеяния вычисляется по формуле

$$\eta_L(\psi, h) = \frac{1}{\sigma_L(h)} [\sigma_{aL}(h) \eta_{aL}(\psi, h) + \sigma_{RL}(h) \eta_{RL}(\psi)].$$

Уравнение переноса (1) решается методом Монте-Карло путем моделирования траекторий частиц на ЭВМ по следующей схеме:

- 1) выбор начальной точки траекторий,
- 2) выбор длины свободного пробега  $l$ ,
- 3) проверка эффективности траектории по отношению к объекту наблюдения,
- 4) определение типа столкновения (поглощения или рассеяния),
- 5) вычисление координат очередной точки столкновения,
- 6) выбор типа рассеяния (молекулярное или аэрозольное),
- 7) моделирование нового направления траектории,
- 8) „переход“ к п. 2.

Если в п. 3 определяется вылет из среды, или в п. 4 поглощение, то к счетчику числа частиц прибавляется единица и моделируется новая траектория, начиная с п. 1. Величина свободного пробега  $l$  определяется из уравнения  $F(l) = \alpha$ , где функция распределения  $F(l)$  для  $l$  равна  $F(l) = 1 - e^{-\tau_L(l)}$ ,  $\alpha$  — случайное число.

Полученные вероятностные характеристики при решении уравнения (1) методом Монте-Карло позволяют оценить вклад многократного рассеяния при ДЗ природных ресурсов из Космоса, а также производить коррекцию спутниковых спектрометрических измерений с передаточной функцией атмосферы.

Редукция спутниковых спектрометрических измерений к уровню подстилающей поверхности

Редукция спутниковых измерений к уровню земной поверхности с учетом передаточной функции атмосферы является обратной задачей [7]. Для определения приземной яркостной характеристики  $I_{0ij}$  в точке  $(i, j)$  используется следующая итерационная процедура:

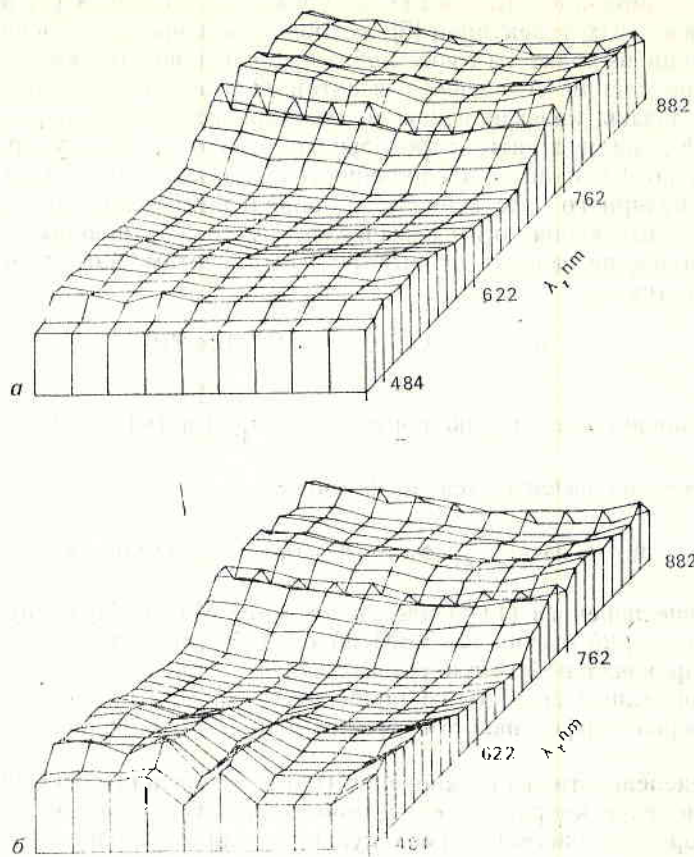


Рис. 2. Фрагмент земной поверхности  
 а — полученный системой СМП-32 с ИСЗ „Метеор-Природа“;  
 б — тот же самый фрагмент, скорректированный передаточной функцией атмосферы

$$(11) \quad I_{0\lambda ij}^k = I_{0\lambda ij}^{k-1} + \delta^k,$$

$k$  — номер итерации,  $\delta^k$  определяется из  $\delta^k = I_{\lambda ij} - \sum_{m=1}^M \sum_{n=1}^N I_{0\lambda mn}^{k-1} q_{mn}^{ij} - q_{13}^{ij} I_{\lambda s} - q_{22}^{ij} I_{\lambda ij}$ ,  $q_{mn}^{ij}$  — вероятность прихода частицы на поверхность Земли в точке  $(m, n)$  при наблюдении точки  $(i, j)$ ,  $q_{13}^{ij}$  — вероятностная характеристика, которая определяет количество частиц, рассеянных в направлении к Солнцу,  $q_{22}^{ij}$  определяет вероятность вылета частицы из исследуемой области рассеяния. Процедура выполняется до момента получения заданной величины  $\delta^k$  или номера итерации  $k$ . Первое приближение редуцированной к земной поверхности спектральной яркостной характеристики  $I_{0\lambda}^0$  определяется выражением

$$(12) \quad I_{0\lambda ij}^0 = \frac{1}{L_{ij}} \left( I_{\lambda ij} - \sum_{m=1}^M \sum_{n=1}^N I_{\lambda mn} q_{mn}^{ij} + I_{\lambda ij} q_{ij} - q_{13}^{ij} I_{\lambda s} - q_{22}^{ij} I_{\lambda ij} \right),$$

где  $q_{ij}$  определяет вероятность попадания частицы в исследуемый объект,  $L_{ij} = e^{-\tau_{ij} P_{ij}}$ .

Применение метода Монте-Карло для расчета переноса солнечного излучения в атмосфере с учетом реальных сечений аэрозольного рассеяния позволяет повысить точность редукиции спутниковых спектрометрических измерений к уровню подстилающей поверхности.

На рис. 2а показан фрагмент изображения в 32 спектральных диапазонах в интервале 0,463—0,882 мкм, полученный системой „СМП-32“ с „ИСЗ Метеор-Природа“. На рис. 2б показан тот же самый фрагмент после коррекции передаточной функцией атмосферы по рассмотренной выше методике. Скорректированные спектральные яркостные характеристики (рис. 2б) получены при  $\delta^* = 5\%$ , что вполне соответствует точности, требуемой при решении задач ДЗ.

### Заключение

Оптическое дистанционное зондирование Земли находит применение во всех научных дисциплинах, связанных с изучением земной поверхности. Это определяет актуальность решения задачи учета влияния атмосферы на регистрируемую со спутника рассеянную солнечную радиацию в видимой и ближней инфракрасной области спектра.

Предложенный способ коррекции спутниковых спектрометрических измерений передаточной функцией атмосферы позволяет повысить информативность и качество спутниковой видеоинформации и получить приземные яркостные характеристики исследуемых объектов, учитывая оптические свойства аэрозолей в атмосфере, вычисленные на основе спутниковых измерений.

Рассмотренная методика коррекции атмосферных искажений с учетом многократного рассеяния основана только на спутниковой информации и не требует наземных измерений. Это позволяет ее применение при глобальном решении задач дистанционного зондирования природных ресурсов из Космоса.

### Литература

1. Итоги науки и техники. Исследование космического пространства. 16, М., Наука, 1981.
2. Гоутц, А. Ф. Х., Дж. Б. Уэллман, У. Л. Барнс. Дистанционное зондирование Земли в оптическом диапазоне волн. — ТИИЭР, 73, 1985, № 6, 7—30.
3. Арвидсон, Р. Э., Д. М. Батлер, Р. Э. Хартли. ЕО; Система наблюдения Земли 90-х годов. — ТИИЭР, 73, 1985, № 6, 86—93.
4. Бредертон, Ф. П. Системные исследования Земли и дистанционное зондирование. — ТИИЭР, 73, 1985, № 6, 173—185.
5. Марчук, Г. И. Метод Монте-Карло в атмосферной оптике. Новосибирск, Наука, 1976.
6. Исимару, А. Распространение и рассеяние волн в случайно неоднородных средах. М., Мир, 1981.
7. Тихонов, А. П., В. А. Арсенин. Методы решения некорректных задач, М., Наука, 1979.
8. Дейрменджац, Д. Рассеяние электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами. М., Мир, 1971.
9. McCarthey Earl, J. Optics of the atmosphere. New York, 1976.
10. Yanev, T. K., V. Djepa-Petrova, D. N. Mishev. Estimation of the diffusion effect in atmosphere by constant transmission function. — Compt. Rend. Acad. bulg. Sci., 31, 1978, No 11, 1409—1412.

Transmission function of the atmosphere  
determined by satellite spectrometer  
measurements for remote sensing of the Earth

*V. S. Djepa-Petrova*

(Summary)

The paper deals with calculation of the transmission function of the atmosphere in visible and near-infrared spectral range on the basis of numerical solution of the transmission equation by the Monte Carlo method. The cross-section of aerosole scattering is obtained by spectrometric satellite measurements processing. The algorithm for correction of satellite data with the transmission function of the atmosphere and the determination of ground-based brightness characteristics are discussed. The method is used for determination of the atmospheric influence in remote sensing of the Earth.

The results from data processing of scientific space equipment aboard the METEOR-PRIRODA within BULGARIA 1300 project are presented.

## Изследване на системи за автоматично управление на ориентацията на орбитални станции

*Хр. Ж. Петев*

*Институт „Електрон“, Плевен*

Дълговременните обитасми орбитални станции (ДООС) в съчетание с автоматични космически лаборатории и обсерватории позволяват да се усъвършенстват космическите изследвания и да се осигури непрекъснато и редовно получаване на научна информация и практически данни. Това позволява да се провеждат сложни научно-технически и медико-биологични експерименти, както и изпращане на експедиции в далечния Космос.

Продължителният срок на съществуване на ДООС на орбита поставя изключително високи изисквания към апаратурата на системата за управление на станцията, към нейната ориентация и стабилизация и към други автоматизирани бордови системи. Особено тежки изисквания се поставят и към разхода на енергия, необходима за управление на ъгловото положение и корекция на орбитата.

Задачите за управление на ДООС и процесите на сближаване и стикване пораждаат много нови теоретични проблеми, изискват повишаване на ефективността и точността на методите за разчет и синтез на системи за управление. Основен критерий се явява минимизирането на разхода на енергия или гориво при запазване на зададени параметри на движението като ъгли и ъглови скорости.

Едно от възможните решения е използването на пасивни системи за стабилизация, притежаващи голяма простота и надеждност, които в настоящия момент са добре познати и изучени. Характерно за този вид системи е, че те не са в състояние да осигурят необходимата точност при триосна стабилизация и притежават твърде ниско бързодействие.

Перспективно решение е използването на моментен магнетопривод, създаващ независимо управление на ъгловото движение по два канала. Осигуряването на триосна стабилизация изисква допълнително използване на маховик при полет по полярна орбита или гравитационна система при полет по екваториална орбита.

Съгласно е [1] предавателната функция по сигнала на управлението има вида

$$(1) \quad W(p) = \frac{\omega_1^2}{p^2 + 2d_1 \omega_1 p + \omega_1^2}$$

Системата за управление може да се запише във вида

$$(2) \quad \begin{aligned} \frac{d\chi_1}{dt} &= \chi_2, \\ \frac{d\chi_2}{dt} &= -a_2 \chi_2 - a_1 \chi_1 - b u \chi_1, \end{aligned}$$

където  $a_1 = \omega_1^2$ ,  $a_2 = 2d_1 \omega_1$  и  $b = \omega_1^2$ .

Ще разгледаме синтеза на системата за управление в класа на линейните и нелинейните системи от вида на системите с променлива структура, характеризиращи се с настъпване на режим на хлъзгане във финалния стадий на преходния процес. Управляващото въздействие ще има следния вид:  
— за линейна система

$$(3) \quad u_1 = \alpha;$$

— за система с променлива структура [2]

$$(4) \quad u_2 = \begin{cases} \alpha & \text{за } \chi_1 \rho_{хл} > 0, \\ \beta & \text{за } \chi_1 \rho_{хл} < 0, \end{cases}$$

където  $\alpha > 0$  и  $\beta < 0$ ;

— за система с променлива структура с минимално преместване на изпълнителния механизъм [3, 4]

$$(5) \quad u_3 = \begin{cases} \alpha & \text{за } \chi_1 \rho_{инд} > 0 \text{ и } \chi_1 \rho_{хл} > 0, \\ \beta_1 & \text{за } \chi_1 \rho_{инд} < 0 \text{ и } \chi_1 \rho_{хл} > 0, \\ \beta_2 & \text{за } \chi_1 \rho_{инд} < 0, \end{cases}$$

където  $\alpha > 0 > \beta_1 > \beta_2$ ,  $C_{хл} > C_{инд} > 0$ ,  $\rho_{хл} = \chi_2 + C_{хл} \chi_1$ ,  $\rho_{инд} = \chi_2 + C_{инд} \chi_1$ .

Характерно за системите с променлива структура е, че движението в режим на хлъзгане се реализира върху хиперповърхнината, която се описва с уравнение от  $(n-1)$  ред, наречена хиперповърхнина на хлъзгане. В разглеждания случай тя е от първи ред, поради което преходният процес е аperiодичен. Уравнението  $\rho_{инд} = 0$  осигурява попадането на изображаващата точка в сектор, където е възможно възникване на режим на хлъзгане във фазовото пространство, около която точка трябва да се организира насрещно движение на фазовите траектории. Съотношенията, които осигуряват устойчивост на система с управление  $u_1$  и условията за попадане, възникване и устойчивост на режима на хлъзгане, са получени в [2, 3]:

$$(6) \quad \alpha > 0 > \frac{-C_{инд}^2 + C_{инд} a_2 - a_1}{b} > \beta_1,$$

$$(7) \quad \beta_1 > \frac{-C_{хл}^2 + C_{хл} a_2 - a_1}{b},$$

$$(8) \quad \beta = \beta_2 < \frac{-C_{хл}^2 + C_{хл} a_2 - a_1}{b}.$$

Ако се възползваме от квазирелейния запис на управленията  $u_2$  и  $u_3$  в режим на хлъзгане съгласно [2], се получава

$$(9) \quad u_2 = -\frac{\alpha + \beta}{2} \chi_1 + \frac{\alpha - \beta}{2} |\chi_1| \operatorname{sign} \rho_{\text{хл}}$$

и

$$(10) \quad u_3 = -\frac{\beta_1 + \beta_2}{2} \chi_1 + \frac{\beta_1 - \beta_2}{2} |\chi_1| \operatorname{sign} \rho_{\text{хл}}$$

От тези уравнения, като се вземат под внимание знаците на коефициентите, се стига до извода, че за управление  $u_2$  комутируемата съставка по знака на  $\rho_{\text{хл}}$  е по-голяма по стойност от некомутируемата, а при  $u_3$  е обратно. Това се дължи на факта, че при първия случай режимът на хлъзгане е съпроводен с качествено изменение на структурата от устойчива (устойчив фокус или възел и седло) в неустойчива, докато при  $u_3$  некомутируемата съставка е по-голяма от комутируемата, защото режимът на хлъзгане се реализира между две неустойчиви структури (седла), но с различни параметри. Установените зависимости водят до повишена шумозащитност на управление  $u_3$  спрямо  $u_2$  [4, 5], което може да се оцени със съотношението между некомутируемите съставки

$$(11) \quad K = \frac{|\beta_1| + |\beta_2|}{|\alpha| - |\beta|}$$

Бързодействието на система за управление, работеща в режим на хлъзгане, е винаги по-голямо от това на съответната линейна система. Това се дължи на факта, че бързодействието на системата се определя от най-малкия отрицателен корен на характеристичното уравнение, а при система с променлива структура отрицателният корен винаги е по-голям от този при линейна система, защото имаме и един положителен корен. Корени на системата (2) са:

-- за управление  $u_1$

$$(12) \quad \lambda_{1,2} = -\frac{a_2}{2} \pm \sqrt{\left(\frac{a_2}{2}\right)^2 - (a_1 + b\alpha)}, \quad \lambda_{1,2} = -0,5 \pm j 3,278;$$

-- за управление  $u_2$

$$(13) \quad \lambda_{1,2} = -\frac{a_2}{2} \pm \sqrt{\left(\frac{a_2}{2}\right)^2 - (a_1 + b\beta)}, \quad \lambda_{1,2} = -3,7; 2,7;$$

-- за управление  $u_3$

$$(14) \quad \lambda_{1,2} = -\frac{a_2}{2} \pm \sqrt{\left(\frac{a_2}{2}\right)^2 - (a_1 + b\beta_2)}, \quad \lambda_{1,2} = -3,7; 2,7.$$

От синтеза на динамична система с коефициенти  $a_1 = a_2 = b = 1$  за управленията  $u_1$ ,  $u_2$ ,  $u_3$  бяха получени следните стойности:

$$(15) \quad u_1 = \alpha - 10,$$

$$(16) \quad u_2 = \begin{cases} \alpha = 10 \\ \beta = -9 \end{cases} \text{ за } C_{\text{хл}} = 3,5,$$

$$(17) \quad u_3 = \begin{cases} \alpha = 10 \\ \beta_1 = -6 \\ \beta_2 = -9 \end{cases} \text{ за } \begin{cases} C_{\text{мид}} = 3,2 \\ C_{\text{хл}} = 3,5 \end{cases}.$$



От получените отрицателни корени на характеристичните уравнения се вижда, че бързодействието на система, работеща в режим на хлъзгане, е около 7 пъти по-високо от това на линейна система със същото управляващо въздействие. При отчитане на извода от [1], че силата на тока в моментния магнитопривод е пропорционална на квадрата на коефициента пред отклонението, се вижда, че системите, работещи в режим на хлъзгане, създават нови възможности за икономия на електроенергия. Това означава, че система с променлива структура със същото бързодействие като линейната (3) ще консумира около 49 пъти по-малко ток за магнитопривода.

Най-икономично с управление  $u_3$ , което притежава по-голяма некомутируема съставка от  $u_2$  и съответно по-голямо еквивалентно управление в режим на хлъзгане съгласно даденото определение от Уткин [6]. Една приблизителна оценка на отношението на еквивалентните управления в режим на хлъзгане може да се даде с отношението на некомутируемите съставки в режим на хлъзгане (11) като в случая  $K=15$ .

В заключение може да се направят следните изводи:

1. Системите за управление на ДООС, реализирани въз основа на режимите на хлъзгане, са перспективен клас системи за управление. Те се характеризират с висока точност, бързодействие и шумозащитеност.

2. Режимите на хлъзгане са инвариантни спрямо смущения и вариации на магнитното поле на Земята [8].

3. Системите с променлива структура се характеризират със сравнително проста реализация и малък разход на енергийни ресурси в сравнение с аналогичните, проектирани като линейни. Те са с опростена конструкция в сравнение с активните системи за управление, по-точни и по-бързодействащи от пасивните системи за стабилизация на ДООС [7].

## Л и т е р а т у р а

1. Боднер, В. А. Системы управления летательными аппаратами. М., Машиностроение, 1973.
2. Емельянов, С. В., Теория систем с переменной структурой. М., Наука, 1970.
3. Петев, Хр. Ж. Относно един метод на организиране на режим на хлъзгане в САУ с променлива структура. — Тех. мисъл, 1980, № 5.
4. Петев, Хр. Ж. Относно устойчивостта на свободните движения в СПС с минимално преместване на ИМ. — Тех. мисъл, 1981, № 2.
5. Петев, Хр. Ж. Изследване на един клас СПС при случайни смущения. — В: ЮНС на ВНВВУ „Г. Бенковски“ — май 1980.
6. Уткин, В. И. Скользящие режимы и их применение в СПС. М., Наука, 1974.
7. Петев, Хр. Ж. Системы автоматического управления ориентацией КЛА. — В: Тр. международной конференции „Проблемы комплексных систем управления 85“ — Варна, октомври 1985.
8. Петев, Хр. Ж. Синтез инвариантной системы управления судном по курсу. — В: XIII семинар на БИГС, Варна, 1984.

# A system for orbital stations automatic orientation control

Cr. Zh. Petev

(Summary)

Systems for orientation control with the help of instantaneous magnetic actuator with three control algorithms are discussed. The first algorithm is characteristic for a constant structure linear control system representing a fixed focus or unit. For the control of the second algorithm a sliding mode between two constant structures differing qualitatively is organised, i. e., focus or unit and saddle. The third control algorithm provides a sliding mode with minimum control effect change and sliding is realised between two unstable qualitatively similar structures — saddles.

In conclusion an assessment of the operation rate and energy consumption of the algorithms is given.

## Двуканален ракетен фотометър с импулсен режим на работа

Н. П. Петков

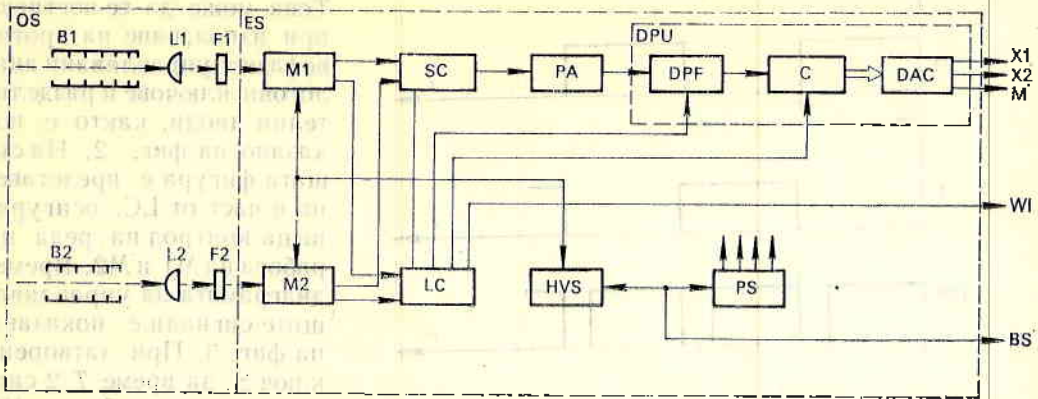
*Институт за космически изследвания, БАН*

За изследване на слаби оптични емисии в две и повече спектрални линии при ракетните и спътниковите експерименти обикновено се използва един фотопреобразователен тракт [1] или няколко фотопреобразователи с общ измервателен и обработващ тракт [2, 3]. Това се налага главно от необходимостта за малки габарити, тегло и консумирана мощност, малък брой телеметрични канали за предаване на информацията, а така също и за опростяване на калибровката. Използването на общ измервателен и обработващ тракт изисква осигуряване на надеждна комутация на фотопреобразователите към входа на общ усилвател и надежден контрол за реда на работата. В съвременните ракетни и спътникови фотометри се използва импулсен режим на работа на фотоумножители, което позволява постигане на по-висока чувствителност и заедно с това определя принципа за построяване на фотометъра като цяло.

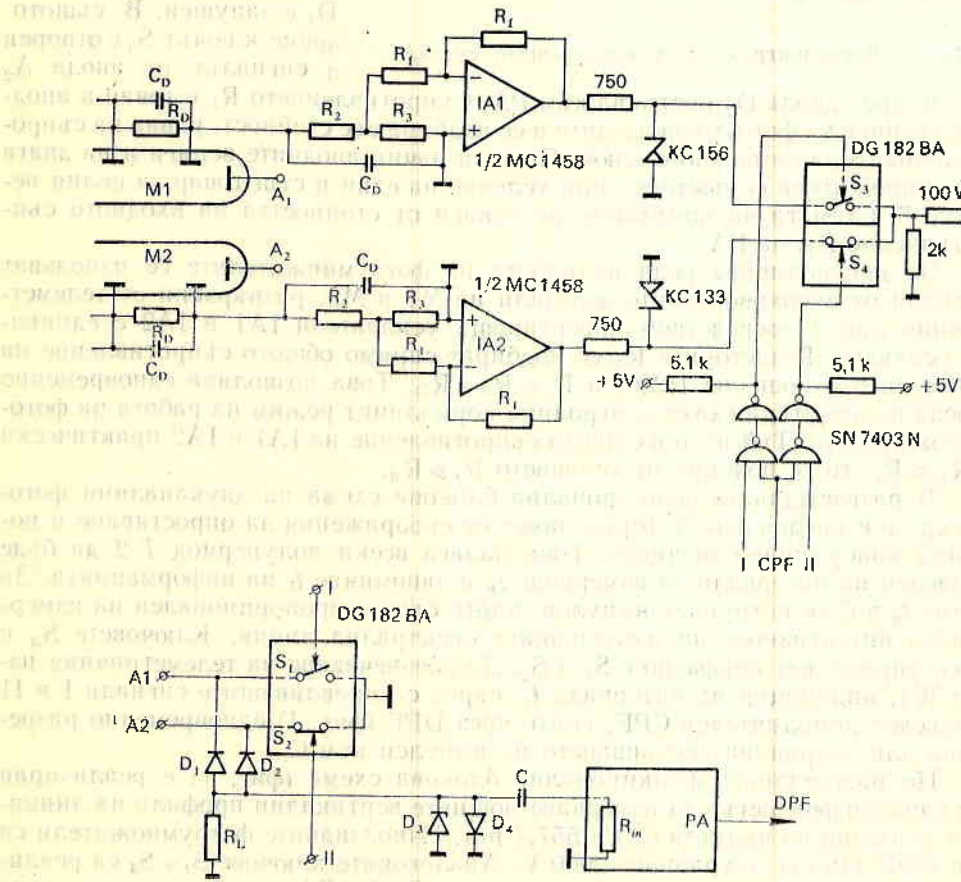
На фиг. 1 е показана примерна блокова схема на двуканален фотометър, използващ импулсен режим на фотоумножителите ( $M1$  и  $M2$ ) и общ измервателен и обработващ тракт. Оптичната система ( $OS$ ) съдържа защитни бленди ( $B1$ ,  $B2$ ), обективи ( $L1$ ,  $L2$ ) и интерференционни свстофилтри ( $F1$  и  $F2$ ) за отделяне на изследваните спектрални линии. Общият за двата оптични канала тракт се състои от: превключваща схема ( $SC$ ), импулсен усилвател ( $PA$ ) и блок за предварителна обработка ( $DPU$ ), съдържащ дискриминатор — формирова̀тел на импулси ( $DPF$ ), брояч ( $C$ ) и в зависимост от изискванията на телеметрията цифро-аналогов преобразовател ( $DAC$ ). Електронната система ( $ES$ ) на фотометъра включва още блок за логическо управление ( $LC$ ) на измерването, високоволтово захранване ( $HVS$ ) и захранващ източник ( $PS$ ).

При така посочената блокова схема и режим на работа се внася дискретизация по време при измерване интензивността на светене на изследваните спектрални линии. Периодът на дискретизация  $T$  се определя от скоростта на движение на обекта и лентата на пропускане на телеметричния канал, при което измерваната интензивност се преобразува в скорост на бросене на импулси. Динамичният обхват се определя изцяло от честотните качества на общия за двата канала тракт.

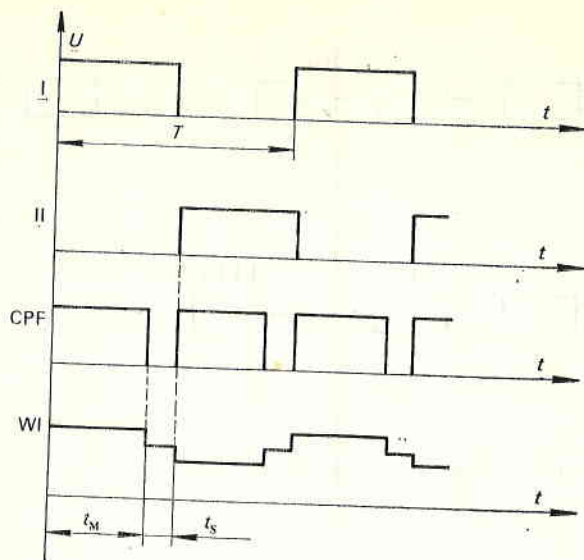
$SC$  трябва да удовлетворява едно основно изискване — отсъствие на влияние между изходите на  $M1$  и  $M2$  при комутацията им към входа на  $PA$ .



Фиг. 1. Примерна блокова схема на двуканален ракетен фотометър



Фиг. 2. Принципна схема



Фиг. 3. Времениаграма на управляващите сигнали

на M2 през диода  $D_2$  постъпва към РА. Съпротивлението  $R_L$  е товар в анодната верига на фотоумножителите и се подбира със стойност, равна на съпротивлението на затворения ключ. По този начин анодните вериги и на двата фотоумножителя се поставят при условие на един и същ товар за целия период  $T$ . Схемата на комутация не зависи от стойността на входното съпротивление  $R_{in}$  на РА.

За контролиране реда на работа на фотоумножителите се използват сигнали от високоволтовите делители на M1 и M2, развързани от телеметричния канал посредством инвертиращи усилватели IA1 и IA2 с единично усилване. Резисторите  $R_3$  се подбираат спрямо общото съпротивление на делителя в отношение 1:200, а  $R_2 + R_3 = R_D$ . Това позволява едновременно с реда на комутация да се контролира нормалният режим на работа на фотоумножителите. Тъй като входното съпротивление на IA1 и IA2 практически е  $R_{in} \approx R_L$ , то се подбира от условието  $R_1 \gg R_3$ .

В разглежданата функционална блокова схема на двуканалния фотометър не е предвидена буферна памет от съображения за опростяване и по-малка консумирана мощност. Това налага всеки полупериод  $T/2$  да бъде разделен на интервали за измерване  $t_M$  и запомняне  $t_S$  на информацията. За време  $t_M$  в С се натрупват импулси, чийто брой е пропорционален на измерваната интензивност на изследваната спектрална линия. Ключовете  $S_3$  и  $S_4$  се управляват синфазно с  $S_1$  и  $S_2$ . За обезпечаване на телеметричния изход WI, индикация на интервала  $t_S$ , наред с управляващите сигнали I и II е въведен допълнителен CPF, който чрез DPF (фиг. 1) едновременно разрешава или забранява постъпването на импулси към С.

По разглежданата функционална блокова схема (фиг. 1) е реализиран двуканален фотометър за измерване нощните вертикални профили на линиите с дължина на вълната 630 и 557,7 nm. Използваните фотоумножители са тип ФЭУ 119 със захранване 2000 V. Аналоговите ключове  $S_1 \div S_4$  са реализирани на базата на интегрална схема тип DG182BA със съпротивления на затворен и отворен ключ съответно  $10^2$  и  $10^{10} \Omega$ . Диодите  $D_1$  и  $D_2$  са 2Д509. РА е изпълнен на базата на макросхема тип  $\mu A733$  и нискоомен вход. При динамичен диапазон на всеки канал  $10^2$ , (5 ÷ 500) релей е използван 8-битов брояч с двукратно изменение на коефициента на броене. Изискванията на те-

Това може да се постигне при използване на противофазно управлявани аналогови ключове и разделителни диоди, както е показано на фиг. 2. На същата фигура е представена и част от LC, осигуряваща контрол на реда на работа на M1 и M2. Времениаграмата на управляващите сигнали е показана на фиг. 3. При затворен ключ  $S_1$  за време  $T/2$  сигналът от анода  $A_1$  на M1 се шунтира на „корпус“ през съпротивлението на  $S_1$ . Разделителният диод  $D_1$  е затворен. В същото време ключът  $S_2$  е отворен и сигналът от анода  $A_2$

леметричната система налагат използването на DAC. Той е реализиран на базата на преобразувател код — напрежение от паралелен тип със сумиране на токовете. Съдържа три скали — X1 (единици релен), X2 (десетици релен) и M, указваща двукратното изменение на мащаба на X1 и X2.

На изхода на всяка скала X измерваната интензивност се преобразува в напрежение съгласно израза

$$(1) \quad U_x = kRAI \sum_{i=1}^m a_i 2^{i-1},$$

където  $k$  е фотометричен коефициент;  $R$  — съпротивление, върху което се сумират токовете;  $\Delta I$  — стойност на тока, определена от най-младшия разряд;  $m$  — старши разряд;  $i$  — текущ разряд;  $a_i = \begin{cases} 0 \\ 1 \end{cases}$  са символи на двоичната система.

В диапазона  $0 \div +6$  V напрежението  $U_x$  приема стойности в 15 нива през 0,4 V. На изхода на скала M напрежението има стойност 0 или +5 V в зависимост от това в процеса на натрупване на импулси в брояча изменен ли е двукратно коефициентът му на бросне.

Описаният двуканален фотометър се отличава със следните преимущества:

— позволява постигането на чувствителност няколко релен въз основа на импулсен режим;

— общият тракт опростява схемата във функционално отношение и дава възможност експериментът да се реализира с малък брой телеметрични канали;

— използваният способ на комутация изключва влиянието между изходите на двата фотоумножителя поради високите стойности на съпротивленията съответно на отворен ключ и запушен диод.

Реализираният по описаната схема двуканален фотометър участва в комплекса апаратура на тежката геофизична ракета „Вертикал-10“ в края на декември 1981 г.

## Л и т е р а т у р а

1. Гогошев, М. М., Н. П. Петков. Апаратура для исследований внешней ионосферы. М., ИЗМИР, 1980, с. 186.
2. Гогошев, М. М., С. К. Чапкынов, Н. П. Петков, С. И. Сыргойчев. Измерение вертикальных профилей дневных эмиссий при помощи ракетных фотометров. — В: 2-ой межд. семинар науч. косм. приборостроение, Фрунзе, 1978.
3. Gogoshev, M. M., K. B. Serafimov, N. P. Petkov, S. K. Chapkunov, S. I. Sargoichev, Ts. N. Gogosheva, B. D. Taneva, I. B. Ivanov. — Bul. Geophys. Journ., 4, 1979, No 22.

## Pulse mode two-channel rocket photometer

*N. P. Petkov*

(Summary)

Assets of night emission vertical profiles measurements are discussed. The block diagram of a two-channel rocket photometer with common pulse operating mode for both channels is described. The requirements and peculiarities of the basic diagram blocks are defined.

## Метод за определяне потенциала на космическия обект

С. К. Чапкѝнов, Ц. П. Дачев, И. Б. Иванов,  
В. Н. Ораевский\*, В. В. Темный\*

Институт за космически изследвания, БАН  
\*ИЗМИР — АН СССР

Определянето на потенциала на космическия обект (космическия апарат — КА) е необходимо по следните причини:

1. Провеждането на сондови или други видове изследвания от борда (които са свързани с протичане на ток във веригата плазма—корпус на спътника—датчик—корпус на спътника—плазма) е свързано с непосредственото влияние на потенциалната разлика обект—плазма, т. е. с наличието на потенциал на обекта.

Има случаи, когато резултатите от измерванията могат да бъдат частично или напълно компрометирани, ако се оценява стойността на потенциала на обекта.

2. В условията на провеждане на активни плазмени експерименти, свързани с инжектиране на електронни или йонни потоци в околоспътниковата околност, обектът, на чийто борд са монтирани съответните инжектори (електронни или йонни оръдия), по принцип се зарежда до потенциала на активния електрод на инжектиращото устройство, който в повечето случаи е твърде висок.

3. Дори в условията на пасивни експерименти, но провеждани на борда на високоапогейни носители, например — на геостационарни обекти, проводящите части (а в общия случай — дори в по-голяма степен и изолираните повърхности, диелектриците и пр., монтирани на повърхността на КА устройства) се зареждат до твърде високи потенциали.

Особено важно е определянето на потенциала на обекта в случаите, когато на борда (на същия обект) се провеждат изследвания на вълновите процеси, които всъщност възникват и се развиват в условията на повишена потенциална разлика обект—плазма. От значение в случая е точното познаване на характера на измененията на потенциала, т. е. на неговата амплитудно-времева характеристика. При това активните експерименти изискват познаването на много кратките първоначални интервали на развитие на процеса на зареждане на обекта непосредствено след инжекцията, тъй като впоследствие характеристиките се „изглеждат“.

Известните методи за изследване на потенциала на обекта се свеждат до:

1. Определяне на температурата на електроните в близост до космическия обект. По волт-амперната характеристика на сонда на Ленгмюир, работеща на съответния обект, се определя електронната температура на плазмата по време на активното смущение, предизвикано от работата на инжектора. Сравняването на тези температурни стойности с температурата след прекъсване на инжекцията и определянето на разликата дава възможност да бъде изчислен потенциалът на КА [1].

2. Определяне на потенциалната разлика между две малки (в сравнение с размерите на обекта) сферични сонди. Потенциалът на КА се получава чрез интегриране на получената потенциална разлика по разстоянието, на което се осъществява падът на напрежението [2].

Такива методи [1] за определяне на потенциала на КА са използвани по време на полета на „Шатъл“ през 1983 г. в режим на инжекция на електронен сноп. Измерването на потенциала е било извършено с времево разрешение десетки стотици милисекунди (такива са били занижените изисквания на провеждащите експерименти). В момента на включване на инжектора стойността на потенциала на КА и динамиката на изменението му с разрешение в милисекунден интервал не са били определяни.

Близък до предлагания метод за определяне на потенциала на КА е методът, основан на измерване на максимума на енергийния спектър на електронния поток (обусловен от връщащите се след инжекция в околното пространство електрони обратно към повърхността на космическия апарат). Методът [2] се основава на пропускането на връщащите се електрони през анализиращо електрическо поле със стъпаловидно изменение на стойността на напрегнатостта му, монохроматизиране на потока на регистрираните електрони на всяко енергийно стъпало с продължителност няколко милисекунди. Тази продължителност се обуславя от допустимата стойност на напрежението на източника, създаващ полето. С времево разрешение, възлизащо на 0,4 s, определяно от продължителността на смяна на пълния цикъл на стъпаловидни напрегнатости на полето, са получени стойности на потенциала на КА около  $(6 \pm 20\%) E_0/q$ , където  $E_0$  е енергията на инжектираните електрони в ксV,  $q$  — зарядът на електрона.

Известно е, че при инжекция на електронен (йонен) поток от инжектор, монтиран на борда на КА, се наблюдава зареждане на обекта до положителен (респективно отрицателен) потенциал  $V$ , равен или по-нисък от стойността на отношението на енергията на частиците  $E$  към заряда им  $q$ . Намалението на  $V$  в сравнение с отношението  $E/q$  е за сметка на възникването около обекта на слой електрони (йони) под действие на установилия се потенциал. Потокът, компенсиращ  $V$ , се усилва значително след възникване на плазмено-лъчев разряд (ПЛР) около КА, при който значително се повишава концентрацията на токоносителни в околната плазма. Развитието на ПЛР започва след единици десетки микросекунди от началото на плазмената инжекция, т. е. много кратко време след „запалването“ на инжектора. Такива късопериодични събития изобщо не са били анализирани [2].

Този съществен недостатък е обусловен от недостатъчното времево разрешение на използваните досега способности за измерване на потенциала на КА. Очевидно е, че за 0,4 s (т. е. за време, много по-голямо от продължителността на развитие на ПЛР) се извършва частична компенсация на потенциала  $V$  от електроните от плазмата с повишена концентрация около КА (дължаща се отново на ПЛР). Намаляването на честотата на пълния цикъл на стъпаловидната напрегнатост на полето от 0,4 s до единици микросекунди би изисквало увеличаване на мощността на хранящия източник с около 2 порядъка. Това е недопустимо за бордово устройство.



При намаляване на времето разрешение със също толкова порядъка се намалява броят на регистрираните електрони и възстановяването на пълния им спектър с цел определяне на максимума на последния става невъзможно.

За да се повиши времето разрешение при определяне на потенциала на КА без съществено увеличаване на енергийните загуби, връщащите се електрони се пропускат през енергийно по-изгодно (в сравнение със стъпаловидното) синусоидално анализиращо електрическо поле с период около микросекунда (фактически по-малко от времето за развитие на ПЛР) и с удвоена амплитуда на напрегнатостта, осигуряваща анализ на целия енергиен диапазон на връщащите се електрони. При период на анализиращото поле десетки микросекунди може да се загуби информация за динамиката на потенциала при развитие на ПЛР. При този анализ се регистрира всеки електрон и в момент на регистрация се определя енергията му по стойността на фазата на анализиращото синусоидално напрежение.

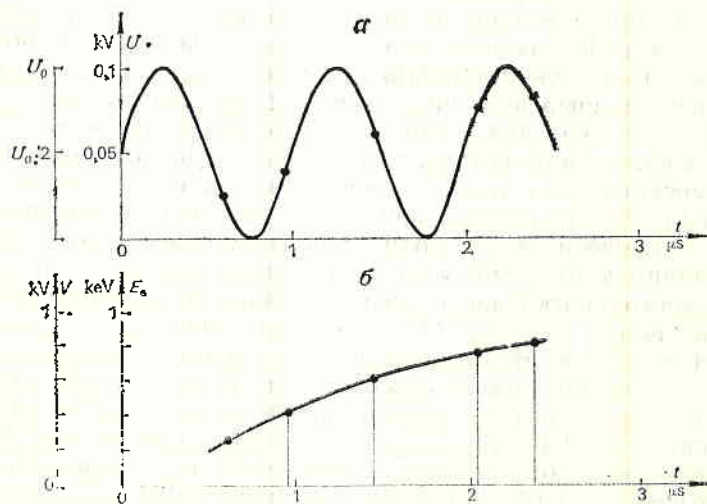
Получената времева последователност на изменение на енергията на регистрираните електрони се отъждествява с динамиката на потенциала на КА, под действие на който е придобита енергията на завръщащите се електрони.

Същността на предлагания метод се илюстрира на фиг. 1. На фиг. 1а е приведена времевата разбивка на 2,5 периода на анализиращото електрическо поле  $U_0 \sin \omega t$  от  $t=0$  (начален момент на инжекцията на снопа) и моментите на регистриране на завръщащите се електрони (означени с точки) при различни фази на анализиращото поле.

Енергията на регистрираните електрони в keV е  $E_e = kUq$ , където  $k$  е константа,  $q$  — заряд на електрона,  $U$  — анализиращо поле в kV.

На фиг. 1б е показана времевата последователност на завръщащите се електрони (вертикалните линии) и построената по тях крива на динамиката на изменение на потенциала на КА (плътна крива). Кривата е построена за период 2,5  $\mu s$ , т. е. по-малък от времето за развитие на ПЛР.

Предлаганият метод може да се реализира по следния начин. На борда на КА с инжектор на електронен поток с фиксирани енергии се монтира елек-



Фиг. 1. Времедиаграма, илюстрираща същността на предлагания метод

тростатичен анализатор, към който се прилагат потенциали от парафазен източник на напрежение (със синусоидална форма). Детекторът е открит тип, например — микроканална пластина. Той регистрира всеки пропуснат през анализатора завързващ се електрон (енергията на който е  $E \leq E$  на снопа, а честота  $f$ , много по-голяма от честотата на фоновите електрони). Получената в бордовото устройство за анализ на бързи времеви процеси времева последователност на енергиите на връщащите се електрони характеризира динамиката на потенциала на КА в първите микросекунди след включването на инжектора (електронното оръдие). Това позволява да се определи динамиката на потенциала на КА за период от началото на инжекцията до началото на ПЛР около КА при незначителни мощности  $P$  на захранващия източник на анализиращото напрежение със синусоидална форма:

$$P = C (U/2)^2 f / 2 Q,$$

където  $P$  — 200 mW при капацитет на електростатичния анализатор  $C = 200$  pF;  $U_0 = 100$  V,  $f$  е честотата на синусоидалното напрежение  $\sim 10$  Hz; коефициентът на полезно действие на захранващия източник е 0,5 при качествен фактор на изходната верига на контура на анализатора  $Q = 10$ , характеризиращ разхода на запасената енергия за период на колебанията  $1/Q$ .

При определена мощност на източника на стъпаловидно напрежение със същото времево разрешение (пълният разход на запасената в анализатора енергия се извършва за периода на цикъла на сканиране по енергии, т. е.  $Q = 1$ ) превключването на стъпалата трябва да се реализира с честота  $f$  и максимална амплитуда на анализиращото напрежение  $U_0$ . В резултат за определяне на  $V$  със същото времево разрешение би се наложило да се използва източник на стъпаловидно напрежение с мощност, възлизаща на 2 порядъка повече от онази, необходими за предлагания метод.

Това лесно може да се види от зависимостта

$$P = CU_0^2 f / 2,$$

където  $P \sim 20$  W, което за космически цели е недопустимо.

Следователно използването на енергийно по-изгодното синусоидално вместо стъпаловидно напрежение на източника позволява регистрирането на потенциала на КА с времево разрешение от порядъка на микросекунди при мощност на захранващия източник 20 mW.

## Л и т е р а т у р а

1. Beghin, C., J. P. Lebertin, B. N. Machlum, J. Troim, P. Ingary, J. L. Michan. Phenomena induced by charged particle beam. — Science, 225, 1984, 188-191.
2. Wilhelm, K., W. Studeman, W. Riedler. Elektron flux intensity distributions observed in response to particle beam emissions. — Science, 225, 1984, 186-188.

## A method for space object potential determination

*S. K. Chapkunov, Ts. P. Dachev, I. B. Ivanov,  
Y. N. Matveitchuk, V. I. Gaidanskii, V. N. Oraevskii,  
V. V. Temni*

### (S u m m a r y)

The existing methods for space object potential determination are described. The problems of the existence of a given object potential are connected with the space conditions in the presence of operating injectors on board the active objects, etc. and require the development and utilization of specialized devices for potential determination.

A method for potential determination has been described, where the potential value is determined, as well as its time characteristics in the first microseconds after the injection.

A unique analysing voltage sine scanning generator is used instead of the conventional step generators. In this case the energy consumption is twice lower, as compared to the contemporary methods.

## Система за автономни и комплексни изпитания на устройство за измерване на параметрите на електростатичното поле в йоносферата

*М. Х. Петрунова, Б. В. Бойчев*

*Институт за космически изследвания, БАН*

За измерване на параметрите на електростатичното поле в йоносферата се използват сондови методи. Методът с четири сонди-датчици позволява от борда на космически апарати да се получи оценка на вектора на полето в относителна координатна система в широк амплитуден и честотен диапазон.

Устройството за измерване на електростатичното поле в йоносферата е оформено като блок електроника и 4 изнесени на щанги сонди-датчици с вградени предусилватели.

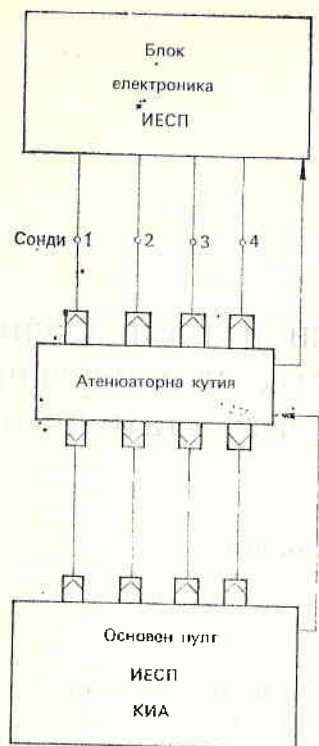
С цел установяване на работоспособността на устройството и неговото правилно функциониране се налага провеждане на автономни и комплексни изпитания в предстартовия период.

Изпитанията се провеждат със система, специализирана за проверка на устройството -- контролно-изпитателна апаратура (КИА), включваща основен пулт (фиг. 1), в който се осъществява комутация, затихване и обработка на всички входни и изходни сигнали на устройството, както и контрол на всички захранващи напрежения и консумирани токове от него.

Системата за изпитания КИА се включва към датчиците на устройството чрез съгласуващи резистори ( $10\text{ M}\Omega$ ) с цел имитация на реалните работни условия на средата, а всички останали вериги се включват директно.

Специфичните условия на експеримента създават известни проблеми при изпитание, свързани главно с много ниските нива на подаваните сигнали, широката честотна лента, голямата дистанция между основния блок на системата за изпитания и устройството и възможността за проникване на електромагнитни смущения от съседни обекти в комплекса. За провеждане на автономни и комплексни изпитания на прибора е необходимо системата да осигури следните условия:

1. Да се генерират и подават към прибора напрежения със следните параметри:



Фиг. 1. Схема на свързване на КИА и прибор ИЕСП при изпитания на прибора

1. Синусоидално напрежение с възможност за промяна на амплитудата от  $3 \mu\text{V}$  до  $300 \text{ mV}$  и на честота от  $0,5$  до  $15 \cdot 10^3 \text{ Hz}$ ;

2. Шумово напрежение в същите диапазони с възможност за наслагване върху синусоидалното;

3. Постоянно напрежение с амплитуда от  $-1,5 \text{ mV}$  до  $+1,5 \text{ V}$ ;

4. Тригонообразно напрежение;

II. Нивата на калибриращите напрежения да се променят през  $1 \text{ dB}$  в рамките на целия амплитуден диапазон и плавно в честотния.

III. Да съществува възможност калибриращите напрежения да се подават едновременно в права или в обратна полярност с възможност за промяна едновременно към четирите датчика на прибора.

IV. Разстоянието от КИА до датчиците на прибора при тестване да бъде от порядъка на  $20 \text{ m}$ .

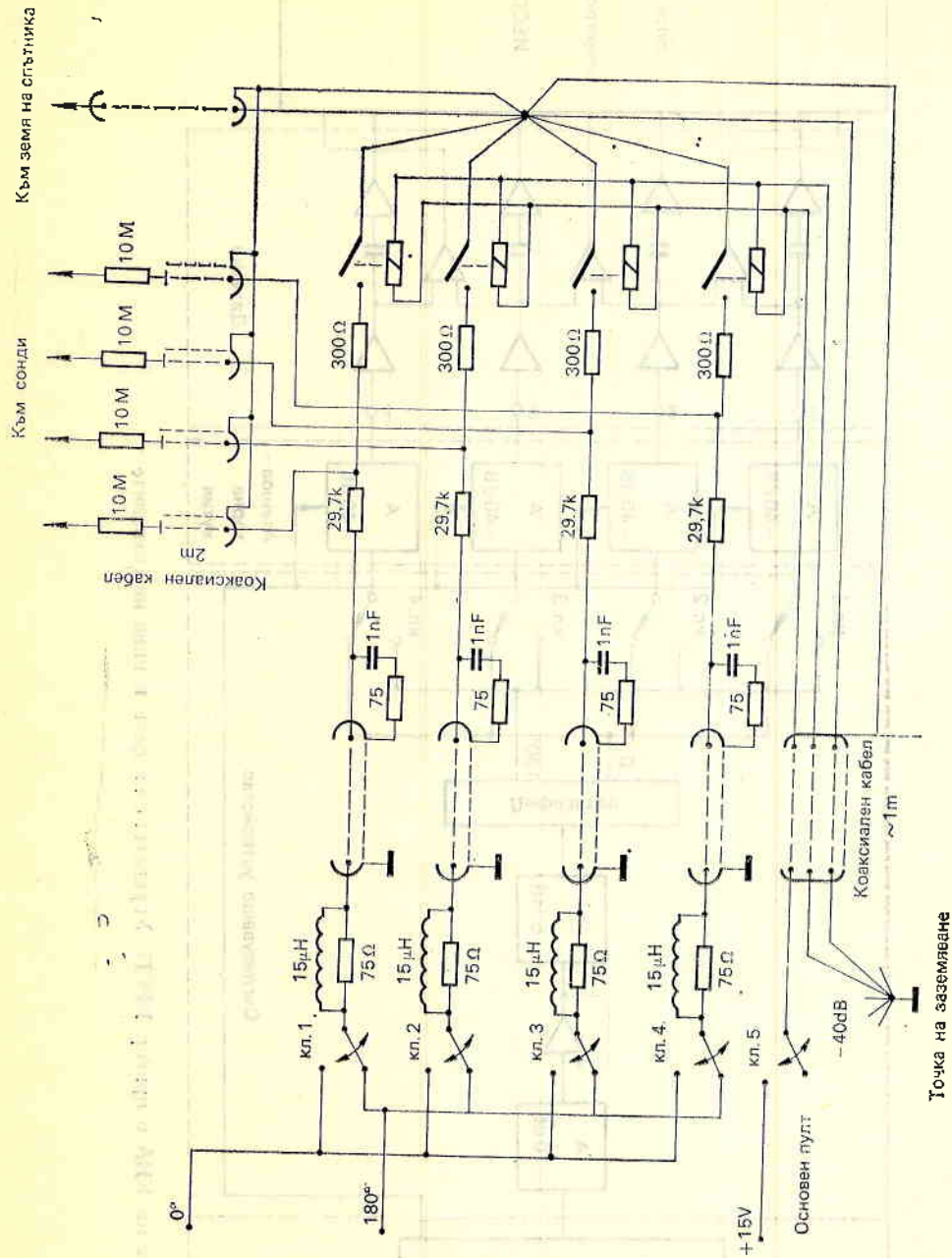
Последното изискване налага сигналът да се подава по коаксиални кабели с високо ниво за променливите и шумовите напрежения и непосредствено затихване преди датчиците на прибора.

Затихването се осигурява от изнесени атенюатори ( $-40 \text{ dB}$ ), поместени в отделен възел — атенюаторна кутия (фиг. 1). Те се управляват дистанционно от основния пулт и се превключват в зависимост от режима на изпитания с постоянно или променливо напрежение.

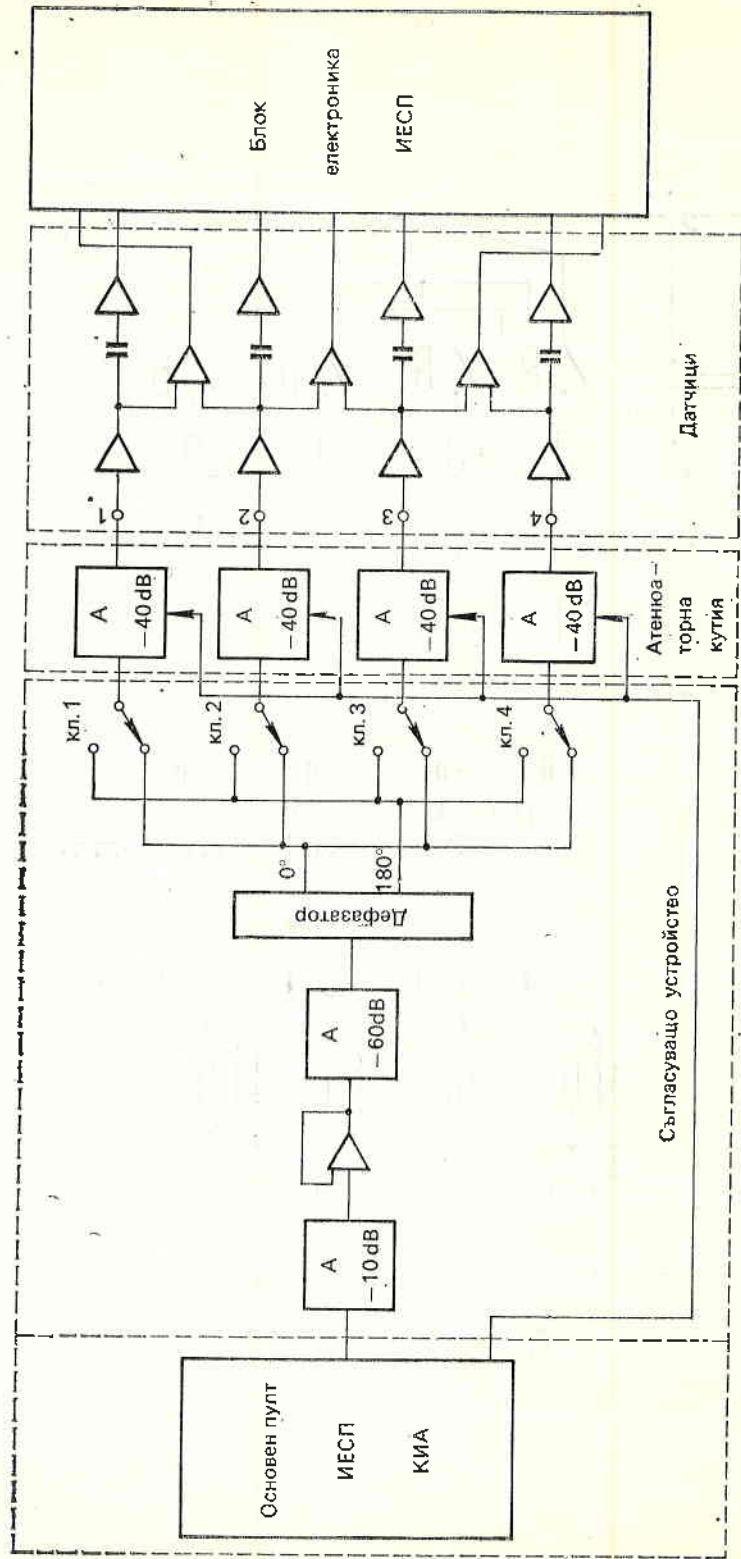
Голямата дължина на фидерните линии между основния пулт и атенюаторната кутия, високият им фактор (тефлонов изолатор и посребрени метали части), както и ниското ниво на полезния сигнал налагат импедансно съгласуване в двата им края по висока честота. Чрез веригите дросел ( $15 \mu\text{H}$ ) — резистор ( $75 \Omega$ ) и кондензатор ( $1 \text{ nF}$ ) — резистор ( $75 \Omega$ ) линиите са практически съгласувани за честота над  $100 \text{ kHz}$ , което е извън лентата на полезните сигнали, но се налага против самовъзбуждане на усилвателите (фиг. 2).

Поради превключването на атенюаторната кутия изходният импеданс се променя от  $29,7 \text{ k}\Omega$  при изпитание с постоянни напрежения на  $300 \Omega$  при променливи и шумови напрежения (фиг. 2). Това не оказва голямо влияние на сигнала, тъй като отрязъците кабели между атенюаторната кутия и сондите на прибора са сравнително къси, с еднаква дължина, а входният импеданс на прибора е  $R_{\text{вх}} = 10^{13} \Omega$ .

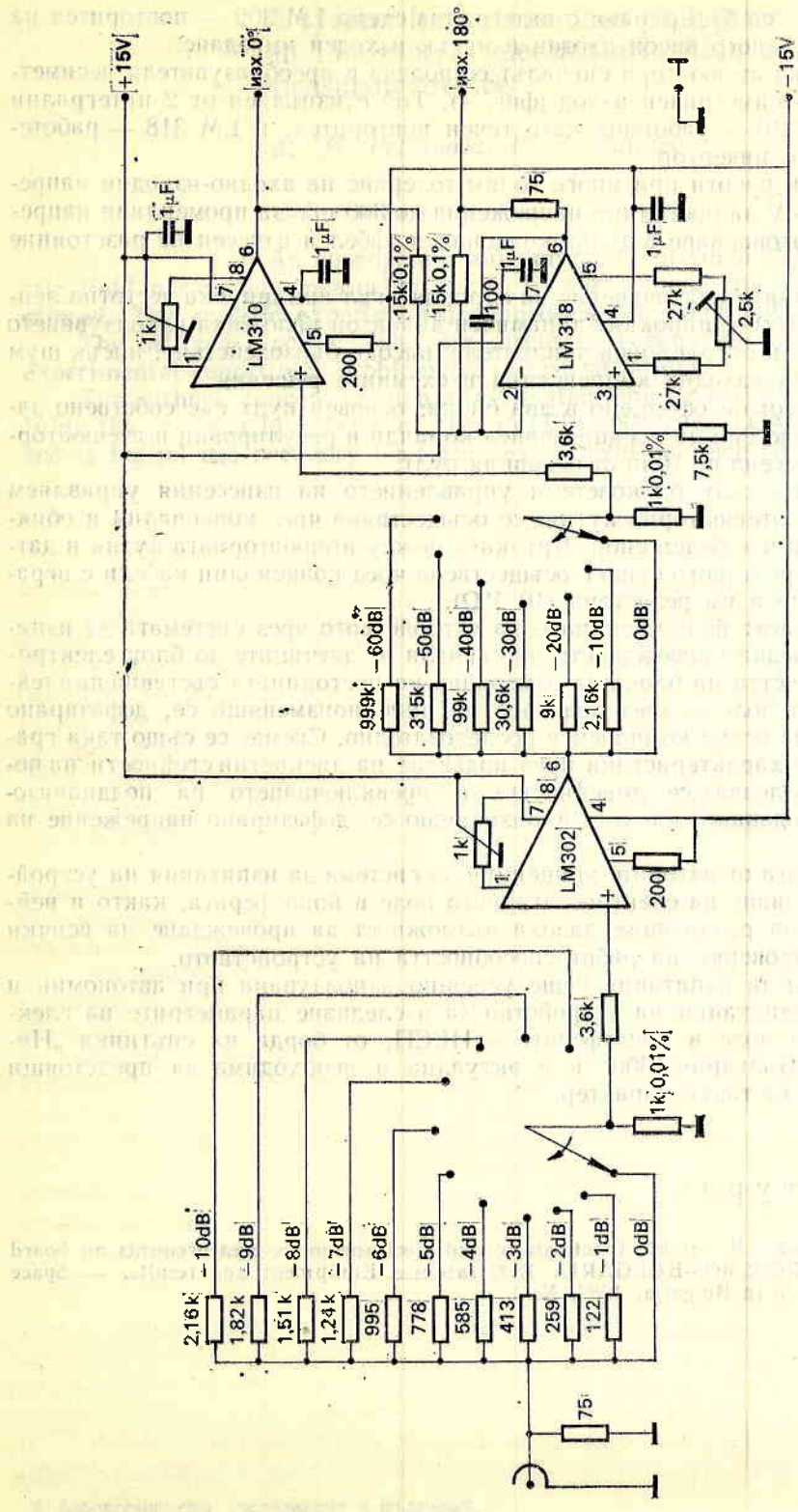
За изменение нивата на калибриращите напрежения се използват два атенюатора (А) от  $0$  до  $-10 \text{ dB}$  със стъпка  $1 \text{ dB}$  и от  $0$  до  $-60 \text{ dB}$  със стъпка  $10 \text{ dB}$  (фиг. 3). Чрез тях се осигурява промяна на сигналите в целия динамичен диапазон със стъпка  $1 \text{ dB}$ . За да се гарантира коефициентът на предаване на атенюаторите, поради това че техният входен и изходен импеданс



Фиг. 2. Електрическа схема на блок атенуаторна кутия, връзка с основен пулт КИА и съгласуване на кабелите



Фиг. 3. Свързване на КИА с прибор ИЕСП. Управление на фази и нива на сигналите



Фиг. 4. Блок основни атенюатори и дефазирале на сигналите в КИЛ



## Изследване на мутагенното действие на фактори на космическия полет

Д. К. Бенова

*Научен институт по нуклеарна медицина, радиобиология  
и радиационна хигиена, МА, София*

Навлизането на човека в Космоса и перспективите за продължително пребиваване в него на по-многобройни групи от хора поставиха за разрешаване пред космическата биология проблема за мутагенното действие на факторите на космическия полет. Експерименти в тази насока са провеждани още при първите космически проучвания. Необходимо бе да се реши доколко пребиваването в състояние на безтегловност променя наследствения апарат на живите организми. Проучванията върху микроорганизми, насекоми, семена от висши растения, някои риби и пр. показаха, че безтегловността не изменя съществено наследствените структури на клетката [5, 7, 8, 9, 11, 12]. Следователно развитието на живите организми би могло да продължи и при извънземни условия.

Особено значение имат изследванията за мутагенност, проведени с космонавтите. При някои американски космонавти, летели на космическите кораби от типа „Джемини“ и „Аполо“, след полета бе установено слабо повишаване на хромозомните аберации в лимфоцитите от периферна кръв независимо от продължителността на полета [10, 13], докато при съветските космонавти, летели със „Союз“, достоверно повишаване не бе констатирано [3]. При внимателен анализ на тези резултати може да се предположи, че факторът безтегловност няма съществено мутагенно въздействие, тъй като спонтанната честота на аберации при всички космонавти преди полета е била по-висока от средната. Това може да се обясни с влиянието на факторите по време на тяхната подготовка.

Генетичните изследвания, проведени върху плъхове, летели на биоспътник „Космос-936“, показват тенденция за мутагенно действие върху соматичните клетки на съвкупността от фактори на космическия полет [6]. При някои от стадите на мъжките полови клетки такъв ефект не е наблюдаван [4].

Ние проведохме генетични проучвания на плъхове, участвували в експериментите на биоспътниците „Космос-1129“ и „Космос-1514“ [1, 2]. Нашата задача бе да се докаже или отхвърли мутагенният ефект на факторите на космическия полет и по-специално на безтегловността, изразен както при соматичните, така и при половите клетки. Известно е, че индуцирането на мутации в двата вида клетки има различно значение за самия индивид

Таблица 1

Нестабилни хромозомни аберации в костномозъчни клетки при плъхове на 6-ия ден след полет в биоспътник „Космос-1129“

Група	Животни, брой	Анализирани, клетки, брой	Клетки с аберации, %		
			всичко	хромозомни фрагменти	хроматидни фрагменти
Летели	5	292	2,4	2,1	0,3
Наземен синхрон	6	561	3,2	3,7	
Контрола	7	276	4,7	4,7	0,4

Таблица 2

Стабилни хромозомни аберации в костномозъчни клетки при плъхове на 6-ия и 25-ия ден след полет в биоспътник „Космос-1129“

Група	Животни, брой	Ден след полета	Кариотипирани метафазни пластинки, брой	Стабилни хромозомни аберации, брой		
				транслокации	делеции	инверсии
Летели	5	6	35	—	—	—
	4	25	46	1	—	—
Наземен синхрон	6	6	38	2	—	—
	5	25	34	—	—	—
Контрола	5	6	41			

и въобще за човешката популация. Мутациите в соматичните клетки се считат като предпоставка за възникване на злокачествени и дегенеративни заболявания в индивида носител, а тези в половите клетки повишават риска от раждане на деца с аномалии.

Плъхове, летели 18,5 дни на биоспътник „Космос-1129“, бяха изследвани цитогенетично на 6-ия и 25-ия ден след приземяването. Честотата на нестабилните хромозомни аберации в костномозъчните клетки, наблюдавани микроскопски, не бе повишена спрямо контролата както при летелите животни, така и в групата на наземния синхрон, където е изключено влиянието само на безтегловността (табл. 1). Тъй като бе възможно голяма част от нестабилните хромозомни аберации да са били елиминирани преди наблюдението (до 6-ия ден), бе определен кариотипът на част от клетките в метафаза с цел да се открият стабилни хромозомни аберации. Данните от табл. 2 показват, че такива аберации, по-точно транслокации, бяха установени в клетките на няколко животни от групата на летелите и групата на наземния синхрон. Цитогенетично бяха изследвани и сперматоцити от половозрели плъхове, които са летели по време на ембрионалното си развитие (между 13-ия и 18-ия ден) на биоспътник „Космос-1514“ [2]. Установен бе висок процент на реципрочни транслокации, индуцирани на стадий гоноцити при животните и от двете експериментални групи — летели и наземни синхрон (табл. 3).

Нашите резултати показват, че факторите на космическия полет оказват мутагенно действие както върху соматичните, така и върху половите клетки на бозайниците. Значението на фактора безтегловност е трудно да се определи. Наличието на хромозомни увреждания в животните и от групата на наземния синхрон показва, че безтегловността не е първостепенният мутагенен фактор. Мутагенен ефект притежава цялата съвкупност от фактори на космическия полет. Ограниченият брой изследвани животни, както

Таблица 3

Хромозомни аберации (реципрочни транслокации) в пълхове, летели по време на ембрионалното си развитие в биоспутник „Космос-1514“

Група	Животни, брой	Анализирани клетки, брой	Клетки с транслокации, %	Асоциации, брой	
				пръстен	верига
Летели	4	816	0,9	3	4
Наземен синхрон	4	798	0,5	2	2
Контрола	4	808	0	—	—

и ниската честота на хромозомните аберации не позволяват да се правят категорични изводи за ролята на безтегловността в общия мутагенен ефект. За тази цел са необходими повече количествени данни.

От нашите експериментални данни може да се приеме, че при обичайните условия на немного дълготраен полет опасността от увреждания на наследствените структури не е по-голяма, отколкото от редица вредни влияния на земята.

## Л и т е р а т у р а

1. Бенова, Д., А. Байракова, И. Баев, Х. Николов. — Космическа биология и авиокосмическа медицина, 18, 1984, № 4, 41—43.
2. Бенова, Д. — В: XVIII съвещание социалистических стран по космической биологии и медицине, 27 мая — 1 июня 1985, Гагра, СССР.
3. Бобкова, Н., Т. Крушина. — Генетика, 11, 1975, № 9, 145—150.
4. Вългенов, А., И. Баев, Л. Серова. — В: Първи национален конгрес по медицинска биология и генетика, 13—15 ноември 1981, София, с. 108.
5. Глембоцкий, А., Э. Ваулина, Л. Палъмбах, Г. Гроздова, Т. Холикова, А. Машинский, Э. Некунова. — Генетика, 11, 1975, № 7, 70—77.
6. Пантев, Т., Г. Дурнова, И. Бритвак, И. Николов, С. Топалова. — Космическа биология и авиокосмическа медицина, 14, 1980, № 4, 85—87.
7. Парфенов, Г. — Космические исследования, 1967, № 5, с. 140.
8. Платонова, Р. — Космические исследования, 1973, № 11, с. 478.
9. Стюард, Ф., А. Григорен. Биологические исследования на биоспутниках „Космос“, М., Наука, 1979, с. 96.
10. Goosch, P., C. Verghy. — Aerospace Med., 40, 1969, No 6, 610-614.
11. Oster, J. — Life Science Space Res., 1969, No 7, p. 95.
12. Parfenov, G., A. Lukin. — Space Life Science, 1973, N° 4, p. 139.
13. Shaw, M., P. Goosch. — Amer. J. Human Genet. 22, 1970, N° 6.

## Space flight mutation factors study

D. K. Benova

(S u m m a r y)

The results obtained via the COSMOS 1129 and 1514 biosatellites in experiments conducted on rats are summarised. Mutation effect resulting from space flight factors has been observed in somatic and sex cells. Apparently zero-gravity is not of primary importance. For further explanation of its impact more quantitative data are necessary.

## INSTRUCTIONS TO AUTHORS

The *Aerospace Research in Bulgaria* series publishes original articles in the theoretical or applied fields of the space and aviation science and practice.

### Submission:

The articles should be submitted in duplicate in Bulgarian, Russian or English language. The Bulgarian authors should also supply a Bulgarian version for verification of the translation.

● Manuscripts (including the tables and references) should not exceed 15 standard pages (30 lines per page, 60 strokes per line) typed on white non-transparent paper in standard office format (210×295).

● Each article should be accompanied with a summary (up to 30 lines) in Bulgarian, also in duplicate.

### Conditions:

The articles should not be published, neither submitted for publication elsewhere.

All manuscripts are subject to editorial review.

### Arrangement:

● **Title page.** The first page of each article should indicate the title, the authors' names and the Institute where the work was conducted.

● **Tables and illustrations.** Tables and captions to illustrations should be submitted on separate sheets. The proper place of each figure in the text should be indicated in the left margin of the corresponding page. All illustrations (photos, graphs and diagrams) should be referred to as "figures" and given in abbreviation "Fig." The author's name, the number of the figure with indication of its proper orientation (top, bottom) should be slightly marked on the back on each figure. All illustrations should be submitted in duplicate too.

● **References.** They should be indicated in the text by giving the corresponding number in parentheses. The references should be typed on a separate sheet, arranged chronologically by numbers figuring in the text. The name of the first author should be given with inversion. The title of the article is followed by that of the journal (collection), volume, year of publication, issue number and the pages cited. The titles of the monographs should be followed by the city, publisher, year of publication and the cited page.

Example:

1. Bulard, E., I. Cooper. The determination of the masses necessary to produce a given gravitational field. — Proc. Royal Soc. London, 194, 1948, 332-347.
2. Yanovskaya, T., L. Porokhova. Inverse Geophysical Problems. Leningrad, Leningr. Univ. Publ., 1983.

Further details: Units of measurement should be used only according to SI.

● Authors have to accomplish one proof-reading within a specified by the publishers term. Only type-setting errors are subject to correction.

**Address.** The authors may submit their articles in person or send them to the following address:

Editorial Board of  
*Aerospace Research in Bulgaria*,  
Institute for Space Research,  
Bulgarian Academy of Sciences,  
6 Moscovska Str., Sofia 1000 Bulgaria

## УКАЗАНИЯ ЗА АВТОРИТЕ

В тематичната поредица „Аерокосмически изследвания в България“ се печатат оригинални научни статии от областта на космическата и авиационната наука и практика.

Условия: Статиите трябва да бъдат представени в 2 екземпляра на български, руски или английски език. Българските автори трябва да представят и превод на статията.

● Обемът на статията (включително таблиците и литературата) не трябва да превишава 15 стандартни машинописни страници (30 реда на страница, 60 удара на ред) с формат 210×295.

● Всяка статия трябва да бъде придружена от резюме (до 1 стандартна страница) на български език — 2 бр.

● Материали, приети за печат или публикувани в други издания, не се приемат.

### Подреждане:

● На първата страница на всяка статия трябва да бъдат написани заглавието, имената на авторите и адресът на местоработата.

● Таблиците и илюстрациите. Таблиците и текстът към илюстрациите трябва да се представят на отделни страници. Местото им в текста да се посочи в полето на съответната страница. На гърба на илюстрациите (фотоси, чертежи, графики и др.) с молба да се напишат заглавието на статията, имената на авторите, номерът на фигурата и да се укаже ориентацията.

● Литература. Цитираната литература се представя на отделен лист по номерация, появяваща се хронологично в текста. Името на първия автор се дава с инверсия. Следват заглавието на статията, заглавието на списанието (сборника), том, година, книжка, страница, а при монографиите — град, издателство, година, страница. Пример:

1. Кръстанов, Л., К. Серафимов, — Списание на БАН, XX, 1974, № 2, с. 29,

2. Несторов, Г, Физика на ниската йоносфера. С., БАН, 1969, с. 63.

### Други изисквания:

Мерните единици задължително да бъдат по СИ.

● Авторите преглеждат една коректура в определения срок. Допускат се само поправки на грешки, направени при набора,

Адрес! Авторите могат да представят лично материалите си или да ги изпратят на адрес:

София 1000

ул. „Московска“ № 6

Институт за космически изследвания — БАН

Редакционна колегия на „Аерокосмически изследвания в България“