

*Tomescu L.**

Contribution of Seismic Survey to Detect Oil in Place

Abstract

The hydrocarbon indicator is a measurement which shows the presence or absence of the hydrocarbon accumulation.

The development of the seismic technology as acquisition, as well as processing and interpretation allow to the petroleum exploration's to detect the presence of oil and gas accumulations with more and more accuracy using analysis of the all seismic waves characteristics.

Based on these observations it was possible to delineate some "dim spot zones" which are corresponding to the important oil accumulations.

As you know, the seismic survey is generally accepted to be the most efficient technology in oil and gas exploration. In the last fifty years, most of the oil and gas fields in Romania were discovered due to the more and more sophisticated acquisition and processing seismic technology.

Within the Romanian Moesian Platform, the most important oil and gas fields were discovered since 1961, when the analog magnetic — seismic recording was introduced as a modern seismic technology for that period. Due to this new technology the oil and gas industry reached in 1976 the highest level of oil production - 14,657,000 tons. It is to be mentioned that in 1960 the oil production was only of 11,562,029 tons.

As it is already known, the seismic survey is evidencing the traps favorable to hydrocarbon accumulations as structural, stratigraphic, litho-stratigraphic types. Moreover, the specialized literature is highlighting the existence of some indicators for hydrocarbons presence; the most important are the following:

- Local increase in amplitude — bright spot;
- Local decrease in amplitude — dim spot;
- Discordant flat reflector — flat spot;
- Local waveshape change - polarity reversal or local phasing;
- Low frequency underneath - low frequency shadow;
- Increase in amplitude with offset - AVO anomaly.

All of the indicators can have causes other than hydrocarbon accumulation. For the identification of a hydrocarbon accumulation is compulsory more indicators to be present.

The purpose of this paper is to show the possibility of evidencing hydrocarbon accumulation, having as the main point of analysis the identification and localization of certain areas with "dim spot phenomena" and the correlation of this indicator with other parameters (structural, stratigraphic, lithologic, petro-physical), in order to indicate the certitude degree.

* *ASCOM GROUP S.A., Republic of Moldova.*

To emphasize, a "dim spot" is a local decrease of the amplitude of a seismic event. When a significant acoustic impedance contrast occurs in the absence of hydrocarbons, the presence of hydrocarbons may lessen the contrast and hence the amplitude of reflection.

The case to be presented is located somewhere in Northern Africa. The stratigraphic succession is the following:

- The Infra-Cambrian — made-up of effusive rocks and covered by Paleozoic deposits;
- The Cambro - Ordovician: its deposits appear on the bottom of the Paleozoic and it was divided into four litho-stratigraphical units:
 - The Hassawnah Formation (Cambrian) represented by a succession of sandstones with some argillite interbeddings;
 - The Haauaz Formation (Lower Ordovician) made-up of massive hard sandstones;
 - The Melez - Chograne Formation (Middle Ordovician) consisting predominantly of dark gray shales with siltstone interlayers;
 - The Memouniat Formation (Upper Ordovician), which is the main reservoir rock.
- The Silurian is divided in two formations:
 - The Tenezzuft Formation mainly represented by a monotonous succession of gray and grayish - greenish shales of lower Silurian age. The thickness of this formation varies between 100 and 380 m, being considered the main source rock.
 - The Acacus Formation (Upper Silurian) is a predominantly psamitic complex with some interlayers of silty pelitic material. The thickness of this formation varies between 15 and 60 m. In some areas, the Acacus deposits are good reservoir rocks.
- The Devonian is represented by: Tadrart Formation (Lower Devonian) and Awaynat Wanin Formation (Upper Devonian):
 - The Tadrart Formation consists of predominantly psamitic deposits;
 - The Awaynat Wanin Formation is made-up of a pelitic - silty - psamitic sedimentary succession.
- The Carboniferous is characterized predominantly by marine sedimentary deposits. In this region, the Carboniferous formation was separated into four litho-stratigraphical units: the Mrar Formation and Collenia Beds for the Lower Carboniferous and Assedjefar and Dembaba Formation for the Upper Carboniferous:
 - The Mrar Formation is represented by an alternation of pelitic and psamitic deposits;
 - The Collenia Beds are predominantly formed of carbonatic deposits;
 - The Assedjefar Formation is characterized by an alternation of silty shales with sandstones;
 - The Dembaba Formation is represented by a carbonatic succession.
- The Mesozoic. As a result of the regional Hercinian movements during the Late Carboniferous and Lower Cretaceous, within the area were established continental sedimentation conditions. The Mesozoic continental deposits were divided in two Litho-stratigraphical units:

- The Post-Tassilian Continental Group considered to be of Triassic — Jurassic age, is represented by shales and gray, reddish or greenish shales, sometimes sandy and silty changing into siltites;
 - The Nubia Formation representing the Lower Cretaceous is made-up predominantly by a series of grit deposits with frequent conglomeratic lenses. The sandstones occur in a typical continental facies.
- The Quaternary consists of a series of aeolian and alluvial deposits

Each of the above-mentioned Litho-stratigraphical boundaries is a good reflector and especially Carboniferous Top, Cambro - Ordovician Top and Basement (figure 1).

The Cambro - Ordovician has a predominant arenitic facies with some pelitic interbeddings. The limit between the Cambro - Ordovician top (Memouniat sandstones) and Tanezzuft shale is represented by a very good reflection. The evolution of the above-mentioned seismic horizon is rather uneven in some areas where the energy level is very high and on the other one, very interfered or even completely disappearing.

Analyzing more deeper the evolution of this horizon, we may conclude that its disappearing is in a close relation with the permeability variations of the reservoir of the Memouniat sandstone.

The "disappearance zones" are possible to be "dim spot zones" (figures 2, 3 and 4). A more detailed analysis shows that the "dim spot zones" are not connected to the high permeability zones only, being also connected to the oil saturated zones. Based on this finding there were, separated some "dim spot zones" in the area.

It worth to be mentioned that the amplitude decrease of the seismic waves is accompanied by a change of the waveshape, the presence of zones characterized by low frequency underneath these "dim spots" and even some zones of flat spot.

All these considerations drive to the identification of some possible hydrocarbon accumulations. Their existence was confirmed by the exploration wells drilled in the area.

The petro-physical parameters determined on cores extracted from the exploration wells are presented in table 1.

The analysis of the data presented in table 1 is showing the existence of certain areas with hydrocarbon accumulations characterized by the increasing of the permeability values, which sometimes are higher than 1 Darcy, the decrease of the saturation in interstitial water and even important variations of the effective porosity.

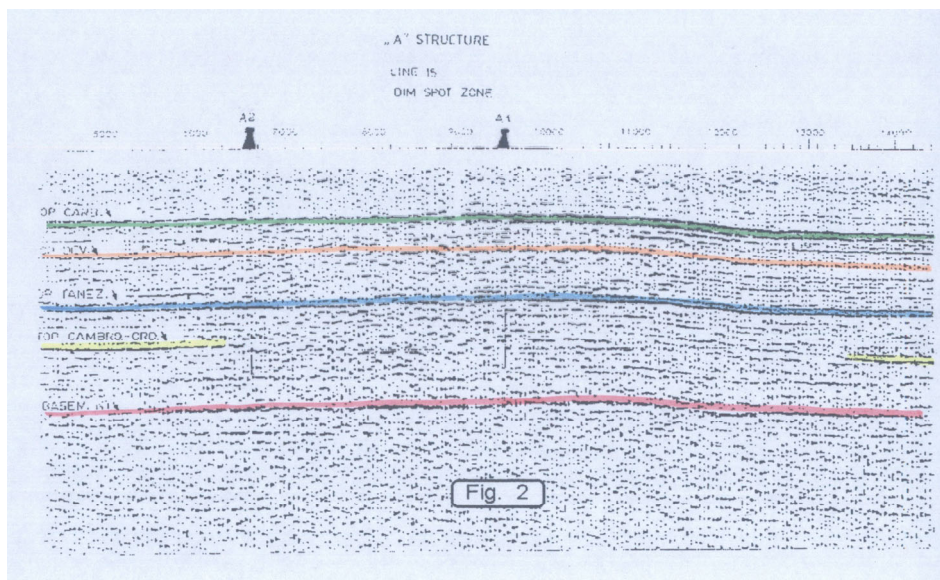
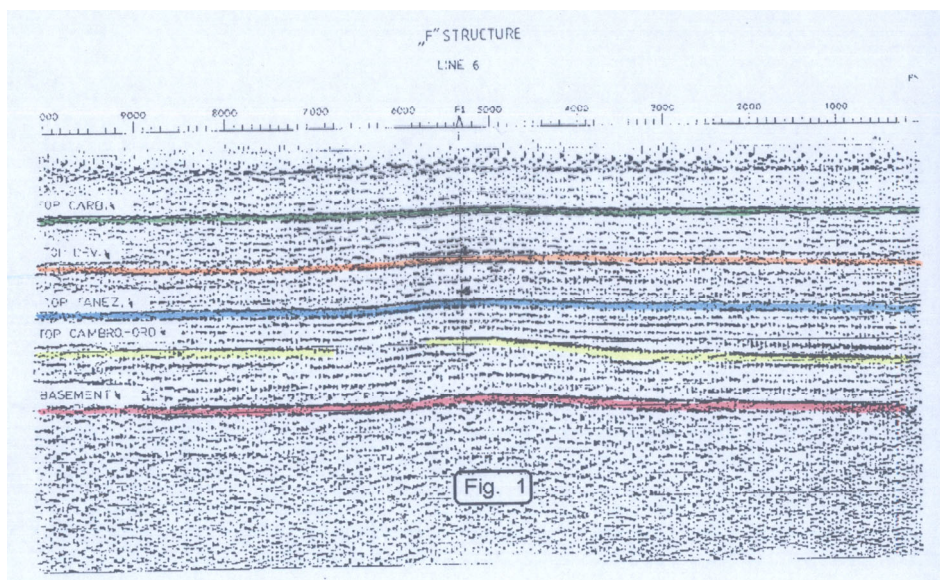
Based on the results presented above, we may conclude that these parameters are in direct relation with the "dim spot zones".

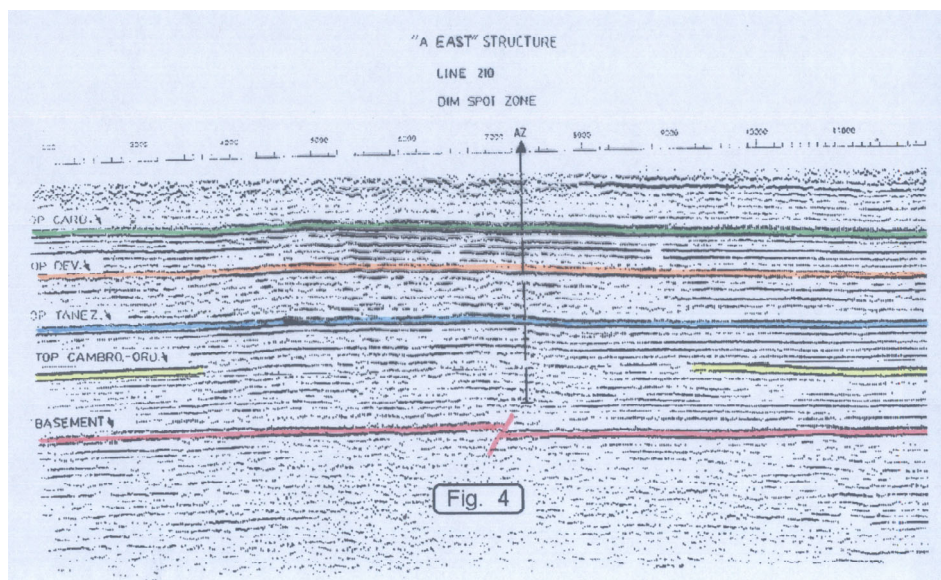
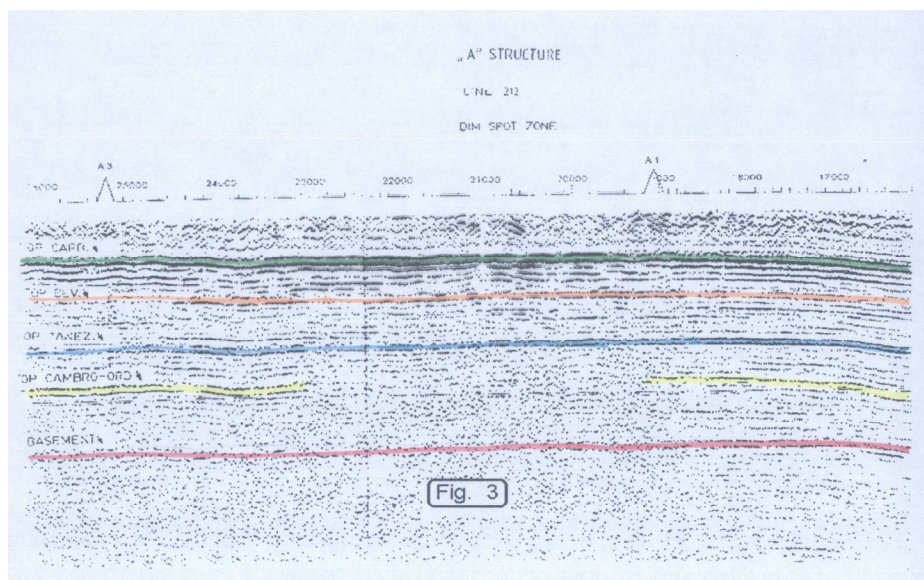
Extending these observations on larger area it was possible to delineate some other "dim spot zones", some of them confirmed by the exploration wells (figure 5) and some others not drilled yet (figure 6 and 7). The results of the "dim spot phenomena" analysis made possible the reconsideration of the reserve volumes of oil on the "A" structure increasing them by 32% according to our estimation and by 40% according to the results of drilled development wells (figure 8).

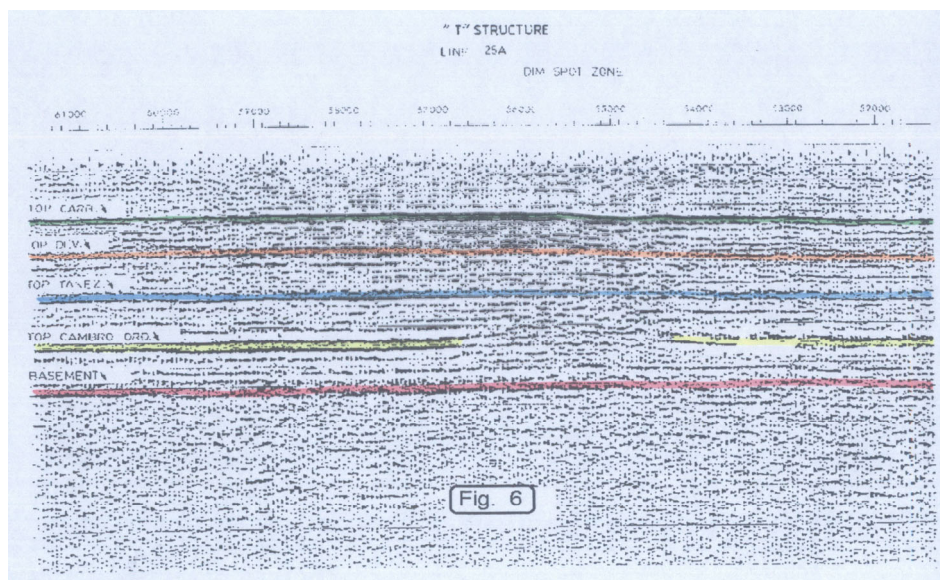
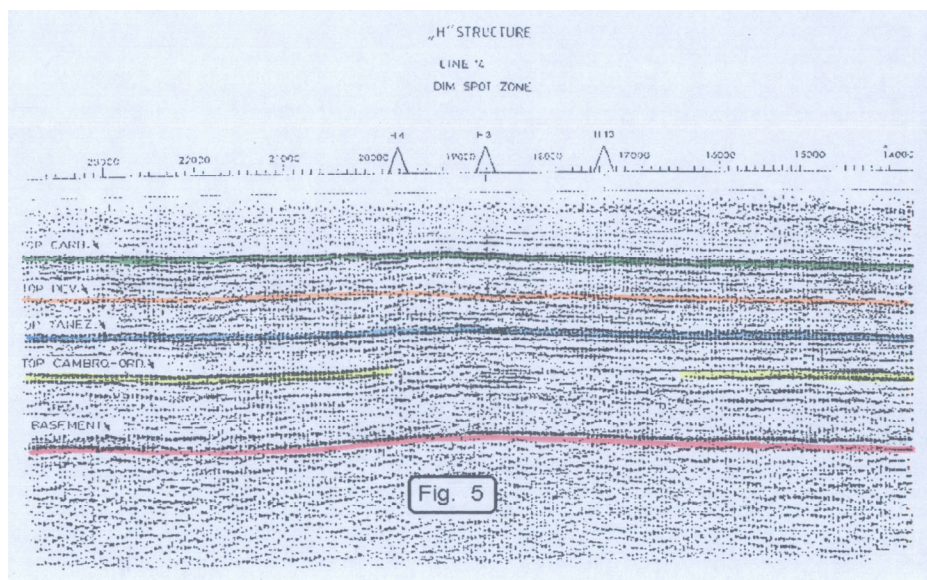
Finally, we may conclude that the "dim spot phenomena", once it is identified on the seismic sections and if it could be correlated with other hydrocarbon indicators, then we may realize successfully a direct detection of some hydrocarbon accumulations.

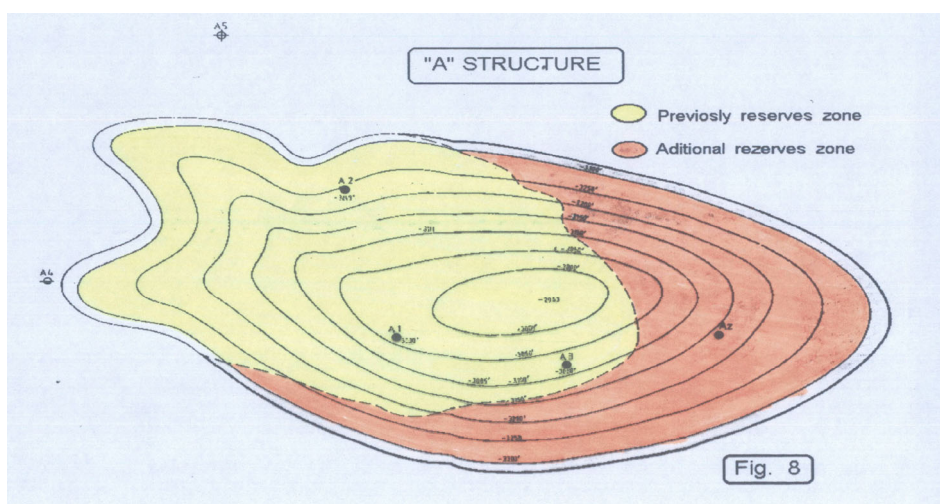
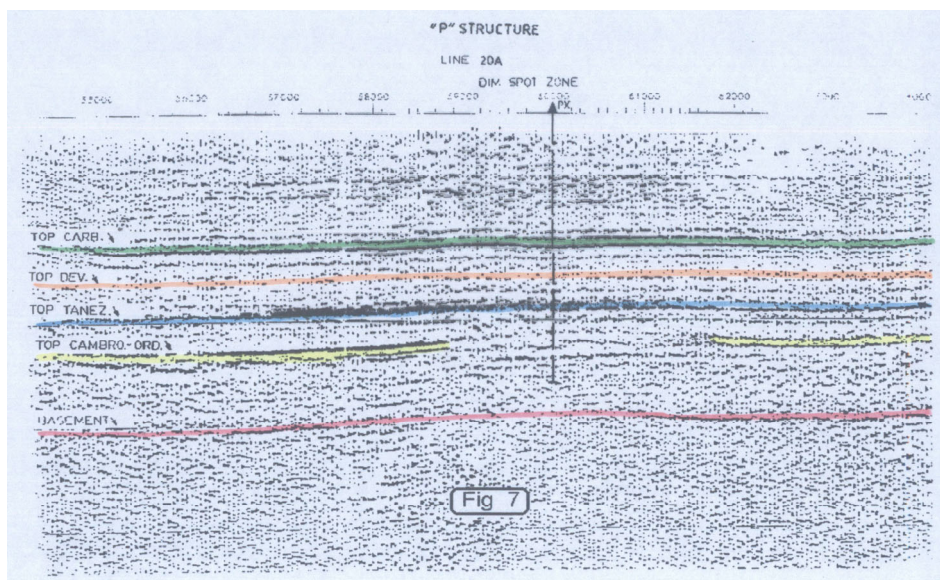
Table 1. The petro-physical parameters of cores extracted from the exploration wells.

| Well | Depth (m) | Effective porosity (%) | Permeability (mD) | | Water saturation (%) | Lithology |
|------|-----------|------------------------|--------------------|-------------------|----------------------|------------------------------------|
| | | | across the bedding | along the bedding | | |
| A1 | 1435-1436 | 9.95 | 1138 | 1129 | 15.9 | Medium-grained siliceous sandstone |
| | 1438-1439 | 9.88 | 1153 | 516 | 17.6 | Medium-grained siliceous sandstone |
| | 1445-1446 | 10.8 | 1193 | 641 | 20.4 | Medium-grained siliceous sandstone |
| | 1447-1448 | 11.4 | 1834 | 1606 | 15.7 | Medium-grained siliceous sandstone |
| | 1450-1451 | 11.1 | 1301 | 1016 | 16.8 | Medium-grained siliceous sandstone |
| A2 | 1459-1460 | 11.7 | 1136 | 421 | 16.2 | Medium-grained siliceous sandstone |
| | 1461-1462 | 14.8 | 2149 | 537 | 15.2 | Medium-grained siliceous sandstone |
| | 1463-1464 | 13.5 | 1107 | 961 | 16.3 | Medium-grained siliceous sandstone |
| | 1469-1470 | 11.4 | 1315 | 943 | 20.7 | Medium-grained siliceous sandstone |
| | 1488-1489 | 11.7 | 777 | 625 | 19.3 | Medium-grained siliceous sandstone |
| A3 | 1455-1456 | 9.99 | 1454 | 983 | 17.7 | Medium-grained siliceous sandstone |
| | 1462-1463 | 11.3 | 1614 | 882 | 19.2 | Medium-grained siliceous sandstone |
| | 1464-1465 | 10.8 | 1694 | 1245 | 15.0 | Medium-grained siliceous sandstone |
| | 1482-1483 | 11.7 | 1686 | 320 | 22.3 | Medium-grained siliceous sandstone |
| | 1486-1487 | 11.6 | 814 | 499 | 15.7 | Medium-grained siliceous sandstone |
| A4 | 1531-1532 | 13.7 | 314 | 223 | 15.1 | Medium-grained siliceous sandstone |
| | 1538-1539 | 11.8 | 304 | 282 | 15.5 | Medium-grained siliceous sandstone |
| A5 | 1552-1553 | 6.65 | 1.27 | 1.13 | 25.4 | Medium-grained siliceous sandstone |
| | 1555-1556 | 8.83 | 1.19 | 0.3 | 26.2 | Medium-grained siliceous sandstone |
| H3 | 1466-1467 | 16.2 | 270 | 224 | 17.2 | Medium-grained siliceous sandstone |
| | 1470-1471 | 16.8 | 211 | 150 | 16.2 | Medium-grained siliceous sandstone |
| | 1481-1482 | 18.1 | 229 | 121 | 18.0 | Medium-grained siliceous sandstone |
| | 1497-1498 | 17.7 | 444 | 329 | 16.1 | Medium-grained siliceous sandstone |
| | 1503-1504 | 18.6 | 353 | 254 | 13.0 | Medium-grained siliceous sandstone |









References

1. Backus Mm. Chen R.S., Flat Spot Exploration Geophysical Prospecting, vol. 23 No. 3, 1975.
2. Chen Q., Reservoir seismic attributes analysis and interpretation A-71st. Annual SEG Meeting, 2001.
3. Robert E Sheriff. Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics., 1991
4. Robert E Sheriff, Factors affecting seismic amplitude. Geophysical Prospecting vol. 23 No.5, 1975.
5. Taner Mt, Kohler F., Sheriff R., Complex seismic traces analysis. Geophysical Prospecting vol. 44, 1979, p. 1041-1063.

*Болотин О.А., Дубиновский В.Л., Романов Л.Ф., Сидельников В.К. **

Бентонитовые глины водораздельного пространства рек Чага-Скиноаса

Резюме

На водораздельном пространстве рек Чага-Скиноаса, в районе сс.Чуфлешты, Батыр широко распространены бентонитовые глины. Они характеризуются повышенным содержанием в обменном комплексе натрия, что повышает адсорбционные свойства этих глин, по сравнению с Ларгуцко-Кочулийскими месторождениями.

На территории республики широко распространены бентонитовые глины, основным породообразующим минералом которых является монтмориллонит. В настоящее время изученными являются Ларгуцко-Кочулийские месторождения. Но по качеству наиболее перспективными нам представляются бентонитовые глины, распространенные на водораздельном пространстве рек Чага-Скиноаса, в районе сс.Чуфлешты, Батыр, Михайловка и др. Выходы их расположены на отметках 240-250 м, а мощность достигает 4,0-9,0 м. Отличие этих глин заключается в том, что в обменном комплексе содержание Na значительно выше, что повышает адсорбционные свойства этих глин.

Нами были отобраны и всесторонне изучены бентонитовые глины из обнажений сс. Чуфлешты и Батыр. Исследования проводились всеми известными методами и на современной аппаратуре [1-30]

В результате детального изучения бентонитовых глин "Чуфлештского участка" были получены следующие результаты.

Гранулометрический состав бентонитовых глин (табл.1) довольно неоднородный. Пелитовая фракция в большинстве случаев составляет 70-80%. В отдельных прослоях отмечается значительная роль алевритовой фракции (25-30%). В составе легких песчано-алевритовых фракций преобладают: кварц, полевой шпат, кальцит, реже кремний, глауконит, гипс, цеолит и др. Тяжелая фракция представлена рудными минералами (50-60%), гранатом, апатитом, сфеном, дистеном и др. Вулканогенный материал не обнаружен.

* Технический Университет, Республика Молдова.

Таблица 1. Гранулометрический состав бентонитовых глин Чуфлештской площади (в %)

| Размер фракции | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|----------------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|
| 1 | - | 0,03 | - | - | - | 0,01 |
| 1-0,5 | - | 0,11 | - | - | 0,92 | 0,05 |
| 0,5-0,26 | 0,10 | 0,29 | 3,09 | 2,99 | 1,99 | 0,20 |
| 0,25-0,1 | 0,08 | 0,23 | 1,40 | 1,30 | 0,74 | 0,15 |
| 0,1-0,05 | 2,98 | 5,10 | 6,95 | 7,15 | 7,05 | 20,17 |
| 0,05-0,01 | 7,84 | 28,07 | 10,12 | 9,12 | 19,98 | 14,64 |
| 0,01-0,005 | 9,84 | 12,44 | 9,24 | 8,04 | 10,12 | 12,10 |
| 0,005-0,001 | 34,92 | 32,28 | 12,42 | 10,12 | 39,02 | 31,98 |
| 0,001 | 44,12 | 22,41 | 56,91 | 60,11 | 20,54 | 0,39 |
| | 99,88 | 100,96 | 100,13 | 99,83 | 99,46 | 99,68 |

Примечание: 1. Обн. 443, обр. 1; 2. Обн. 442, обр. 1; 3. Обн. 442, обр. 2; 4. Обн. 442, обр. 3; 5. Обн. 442, обр. 4; 6. Обн. 442, обр. 5.

Химический состав бентонитов (табл.2) характеризуется повышенным содержанием Fe_2O_3 . По остальным компонентам чуфлештские бентониты практически не отличаются от известных месторождений бентонитов.

Таблица 2. Химический состав бентонитовых глин Чуфлештской площади (в %)

| Компонент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|-----------------|--------|--------|-------|-------|-------|
| SiO_2 | 55,22 | 53,71 | 57,68 | 51,0 | 52,0 |
| TiO_2 | 1,1 | 0,90 | 0,84 | 0,94 | 0,67 |
| Al_2O_3 | 13,69 | 17,31 | 12,64 | 17,12 | 17,10 |
| Fe_2O_3 | 7,47 | 7,80 | 4,41 | 6,60 | 6,31 |
| CaO | 2,73 | 3,12 | 4,80 | 2,80 | 3,21 |
| MgO | 1,83 | 2,60 | 2,78 | 3,80 | 3,40 |
| Na_2O | 0,60 | 1,03 | 0,33 | 0,50 | 0,31 |
| K_2O | 2,77 | 1,70 | 1,06 | 1,12 | 1,65 |
| п.п.п. | 14,60 | 13,50 | 14,90 | 13,60 | 12,20 |
| | 100,11 | 101,67 | 99,44 | 98,48 | 97,85 |
| SiO_2/Al_2O_3 | | 5,26 | 4,5 | 5,0 | 5,14 |

Примечание: Обн. 443, обр. 1; 2. Обн. 442, обр. 2; 3. Обн. 442, обр. 3; 4. Обн. 442, обр. 4; 5. Обн. 442, обр. 5.

Молекулярные отношения ($SiO_2:Al_2O_3$) для чуфлештских бентонитовых глин составляют 5,0 в среднем, при колебании от 4,5 до 5,26, что характерно для типичных бентонитов.

По составу обменных катионов чуфлештские бентониты выделяются большим содержанием щелочно-земельных катионов (табл. 3). Соотношение катионов кальция и магния почти постоянное, причем кальций преобладает во всех исследованных образцах.

Таблица 3. Состав обменного комплекса бентонитов Чуфлештской площади

| Место взятия образца | Содержание обменных комплексов, мг экв / 100 г | | | | | Na + K |
|-----------------------|--|------------------|----------------|-----------------|-------|---------|
| | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | K ⁺ | Na ⁺ | Сумма | Ca + Mg |
| Обнажение 442, обр. 1 | 44,4 | 14,4 | 0,65 | 1,31 | 60,16 | 0,033 |
| Обнажение 442, обр. 3 | 46,9 | 24,7 | 0,70 | 3,40 | 78,60 | 0,057 |
| Обнажение 442, обр. 4 | 45,8 | 32,6 | 0,60 | 3,20 | 82,20 | 0,049 |
| Обнажение 442, обр. 5 | 51,4 | 41,8 | 2,10 | 3,90 | 99,20 | 0,065 |
| Обнажение 443, обр. 1 | 48,2 | 25,4 | 1,20 | 7,34 | 82,10 | 0,110 |

Анализ химического состава водной вытяжки показывает, что в составе бентонитовых глин Чуфлештской площади преобладают карбонатные соли, затем идут хлоридные и сульфатные засоления. Дифрактометрические кривые фиксируют интенсивные базальные отражения щелочноземельного монтмориллонита при 1,47-1,60 нм. Наряду с рефлексами основного компонента отмечаются рефлексы гидрослюды при 0,98-1,02 нм и 0,33 нм, а также хлорита при 0,703 нм (рис.1) (табл. 4). После обработки препаратов глицерином базальные отражения монтмориллонита смещаются к 1,73-1,84 нм, в то время как рефлексы гидрослюды и хлорита остаются без изменений. При прокаливании до 600⁰С наблюдается сокращение базальных рефлексов до 0,99-0,98 нм. При нагревании образца 442/3 (середина пласта) до 300⁰С происходит дегидратация монтмориллонитовых межслоевых промежутков с сокращением межплоскостного расстояния до 0,98 нм. Это сокращение отчетливо наблюдается на свежепрокаленных образцах. Спустя несколько дней, вновь появляется базальное отражение 1,57 нм, правда, слабее по интенсивности, чем у непрокаленных образцов (рис. 2). Это также является одним из характерных признаков минералов монтмориллонитовой группы.

В бентонитах Чуфлештской площади наряду с монтмориллонитом устанавливается примесь смешано-слоистых минералов состава слюда-монтмориллонит. Их дифракционные картины от воздушно-сухих препаратов характеризуются широким ассиметричным максимумом базальных рефлексов. Проявления ассиметрии пика наблюдается в плавном спаде интенсивности в сторону больших углов отражения. Дифрактограммы образцов, насыщенных глицерином характеризуются пониженной интенсивностью первого базального рефлекса, резким подъемом дифракционной кривой в сторону малых углов отражения, значением 001 порядка 1,803-1,921 нм, а также ассиметрией всех дифракционных максимумов (рис. 1).

Образцы 442/2 и 442/3 отличаются минимальным содержанием слюдистых межслоевых промежутков. В обр. 442/1, 442/2, 442/5, 468/2, 468/3, 468/4, 468/5 их количество увеличивается, что проявляется в уменьшении интенсивности первого базального рефлекса и увеличении интенсивности отражений слюдистых рефлексов 0,983; 0,498-0, 353 нм. Кроме того, наблюдается нецелочисленная серия базальных рефлексов.

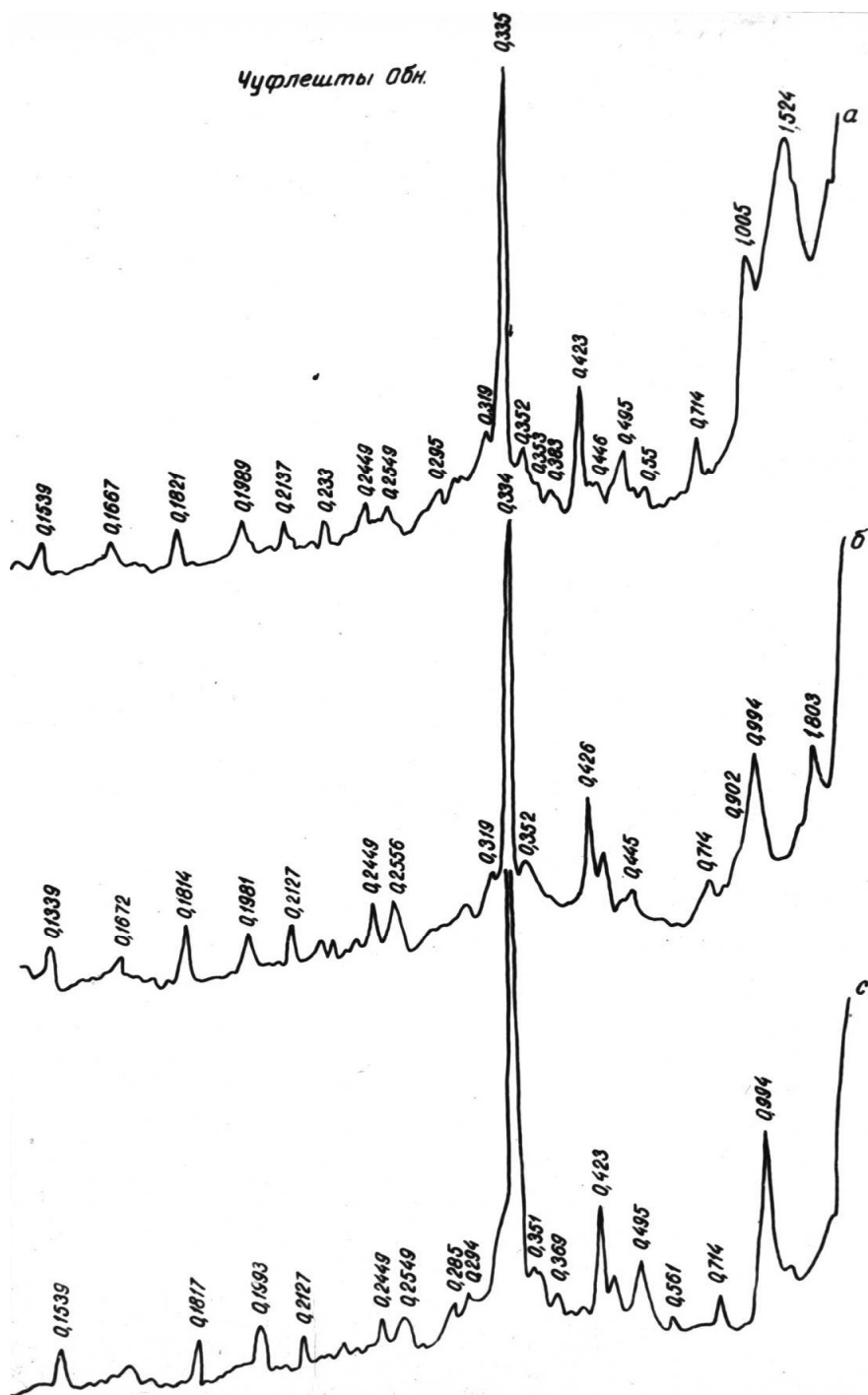


Рис.1 Дифрактограммы бентонитовых глин Чуфлештской площади (в нм). Условия съемки: CuK_α – излучение, Ni – фильтр, 26 кВ, 30 шА; щели: 1; 1; 1; 1; мм; 1000 имп/сек

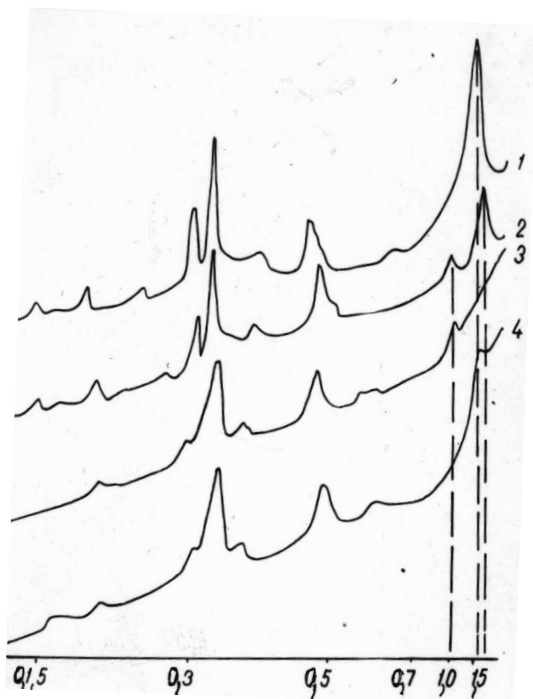


Рис.2 Дифрактограммы бентонитов Чуфлештского проявления (в нм):

1- естественный образец;
2-насыщенный глицерином;
3 – прокаленный при 300° С.
Условия съемки: CuK_α – излучение, Ni – фильтр, 26 кВ, 30 шА; щели: 1; 1; 1; 1; мм; 1000 имп/сек

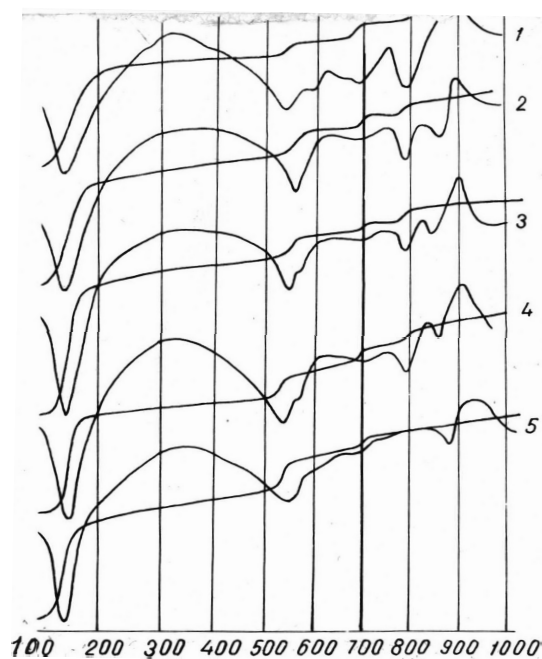


Рис.3 Дериватограммы бентонитовых (2,3,4) и бентонитоподобных глин (1,5) Чуфлештской площади. 1. – 442/1;

2. – 442/2;
3. – 442/3;
4. – 442/4;
5. – 442/5.

Образец воздушно-сухой.
Навеска 1 г.
Чувствительность: ТГ – 200;
ДТА – 1/5; повышение температуры: 10° /мин

Таблица 4. Межплоскостные расстояния (в нм) и интенсивности рефлексов дифрактограмм бенонитов Чуфлештской площади

| 442/1 | | | | | | | | | | 442/2 | | | | | | | | | | 442/3 | | | | | | | | | |
|-------|----|-------|----|-------|----|-------|----|-------|----|-------|----|-------|----|-------|---|-------|----|----|---|-------|---|----|---|--|--|--|--|--|--|
| BC | | HG | | PP | | BC | | HG | | PP | | BC | | HG | | PP | | BC | | HG | | PP | | | | | | | |
| d | I | d | I | d | I | D | I | d | I | d | I | d | I | d | I | d | I | d | I | d | I | d | I | | | | | | |
| 1,403 | 10 | 1,803 | 8 | | | 1,573 | 10 | 1,84 | 9 | 1,281 | 1 | 1,6 | 10 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1,005 | 3 | 0,983 | 3 | 0,982 | 8 | - | - | 0,921 | 3 | 1,003 | 8 | - | - | 1,005 | 3 | 0,98 | 8 | | | | | | | | | | | | |
| 0,703 | 4 | 0,714 | 3 | - | - | 0,702 | 2 | 0,611 | 1 | - | - | 0,704 | 2 | 0,708 | 2 | | | | | | | | | | | | | | |
| 0,531 | 1 | 0,493 | 2 | 0,493 | 3 | 0,477 | 1 | 0,97 | 1 | 0,493 | 1 | 0,493 | 4 | 0,528 | 1 | 0,493 | 2 | | | | | | | | | | | | |
| 0,438 | 1 | 0,439 | 3 | 0,44 | 1 | - | - | 0,439 | 1 | 0,444 | 1 | 0,446 | 3 | 0,439 | 1 | 0,439 | - | | | | | | | | | | | | |
| 0,423 | 2 | 0,424 | 4 | 0,423 | 1 | 0,423 | 3 | 0,424 | 4 | 0,423 | 2 | 0,423 | 5 | 0,424 | 4 | 0,423 | 4 | | | | | | | | | | | | |
| 0,353 | 2 | 0,352 | 1 | - | - | 0,368 | 1 | 0,356 | 1 | - | - | 0,354 | 1 | 0,351 | 1 | - | - | | | | | | | | | | | | |
| 0,332 | 8 | 0,332 | 10 | 0,332 | 10 | 0,332 | 9 | 0,333 | 10 | 0,332 | 10 | 0,334 | 8 | 0,333 | 7 | 0,334 | 10 | | | | | | | | | | | | |
| 0,302 | 3 | 0,318 | 3 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 0,302 | 3 | 0,302 | 4 | - | - | 0,302 | 3 | 0,332 | 2 | 0,332 | 1 | 0,303 | 1 | 0,302 | 3 | 0,332 | 2 | | | | | | | | | | | | |
| 442/4 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| BC | | HG | | PP | | BC | | HG | | PP | | BC | | HG | | PP | | BC | | HG | | PP | | | | | | | |
| d | I | D | I | d | I | D | I | D | I | d | I | D | I | d | I | d | I | d | I | d | I | d | I | | | | | | |
| | | 1,840 | 10 | | | | | 1,570 | | | | | | 1,767 | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1,578 | 10 | 1,171 | 1 | | | | | 1,01 | 2 | | | | | 1,13 | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | 1,05 | 2 | 0,982 | 9 | | | 0,414 | 2 | | | | | 0,714 | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | 0,941 | 1 | | | 0,485 | 1 | 0,413 | 3 | | | | | 0,534 | | | | | | | | | | | | | | | |
| 0,515 | 1 | | | | | | | 0,444 | 3 | | | | | 0,444 | | | | | | | | | | | | | | | |
| 0,445 | 2 | 0,445 | 2 | | | | | 0,423 | 3 | | | | | 0,424 | | | | | | | | | | | | | | | |
| 0,424 | 3 | 0,424 | 3 | 0,423 | 3 | 0,423 | 3 | 0,353 | 1 | | | | | 0,353 | | | | | | | | | | | | | | | |
| 0,383 | 2 | 0,384 | 1 | 0,368 | 2 | | | 0,333 | 10 | | | | | 0,334 | | | | | | | | | | | | | | | |
| 0,333 | 5 | 0,333 | 8 | 0,333 | 8 | 0,333 | 10 | 0,319 | 1 | | | | | 0,319 | | | | | | | | | | | | | | | |
| 0,303 | 2 | 0,303 | 3 | 0,302 | 2 | | | | | | | | | 0,303 | | | | | | | | | | | | | | | |

Примечание: BC – воздушно сухой; HG – насыщенный глицерином; PP – прокаленный при 600 °C в течение 2-х часов.

В зависимости от преобладания одного из породообразующих компонентов (монтмориллонита или гидрослюда) в исследуемой породе выделяются две разновидности глин: бентониты и бентонитоподобные.

Из неглинистых минералов в бентонитах и бентонитоподобных глинах установлены в небольших количествах: кварц (0,42-0, 427; 0,332-0, 331 нм), полевои шпат (0,317-0, 320 нм) и кальцит (0,301-0, 304 нм).

По данным комплексного термического анализа основным глинистым минералом большинства изученных образцов бентонитов является монтмориллонит. При нагревании монтмориллонитовых глин термические кривые обнаруживают три характерных последовательно ослабевающих эндотермических эффекта (рис. 3). Первый, самый интенсивный, связан с удалением адсорбированной воды, количество которой колеблется от 8 до 12,6% (табл. 5). Несколько заниженная температура (540-560⁰С) максимума эндотермического эффекта удаления кристаллизационной воды в исследуемых образцах глин по сравнению с обычными монтмориллонитами связана с повышенным содержанием в них Fe³⁺ [24, 25, 26]. В области 690-720⁰С выявляется дополнительный эндотермический эффект разложения гидроксильных групп. Проявление двух эффектов удаления кристаллизационной воды, вероятно, можно объяснить существованием смеси двух типов монтмориллонитов [25]. Эндотермический эффект при температуре 780-800⁰С обусловлен диссоциацией кальцита. Высокотемпературный эндотермический эффект (840-880⁰С) соответствует разрушению кристаллической решетки монтмориллонита. За ним следует экзотермический эффект, который соответствует образованию новых минералов. Экзотермический пик при температурах порядка 300⁰С обусловлен, вероятно, сгоранием органического вещества, присутствующего в коллоидной фракции бентонитовых глин [27].

Термоаналитические характеристики бентонитоподобных глин отличаются меньшей интенсивностью, глубиной первого эндотермического пика и соответственно значительно меньшей потерей адсорбированной воды (рис. 3, табл. 5).

Сопоставляя данные по содержанию разбухающего компонента изученных образцов, приходим к выводу, что наибольшее количество его присутствует в средней части разреза обнажения 442 (обр. 442/3, обр. 442/2 (табл. 5)).

Таким образом, термические кривые чуфлештских бентонитов свидетельствуют об их полиминеральном составе (монтмориллонит, гидрослюда, неглинистые минералы).

Дилатометрические исследования проводились на спрессованном под давлением 5 т образце бентонита цилиндрической формы длиной 9 мм, диаметром 10 мм [28, 29].

В начальный период в интервале температур 20-70⁰С происходит незначительное увеличение линейных размеров образца порядка 1% (рис. 4). Далее в интервале температур 70-300⁰С происходит заметная усадка образца 12%, связанная с удалением адсорбированной воды. При температуре 300-600⁰С отмечается постепенное и незначительное увеличение линейных размеров образца на 2%. Кривые ТД и ДТД выразительно показывают дальнейшее сокращение объема образца при температуре 600-830⁰С, обусловленное удалением СО₂.

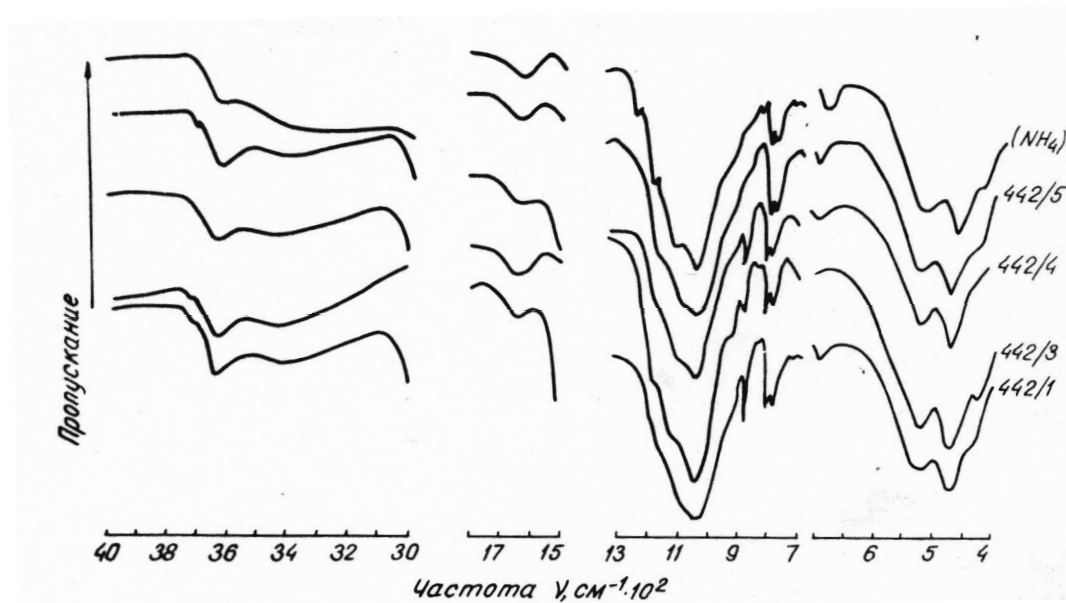
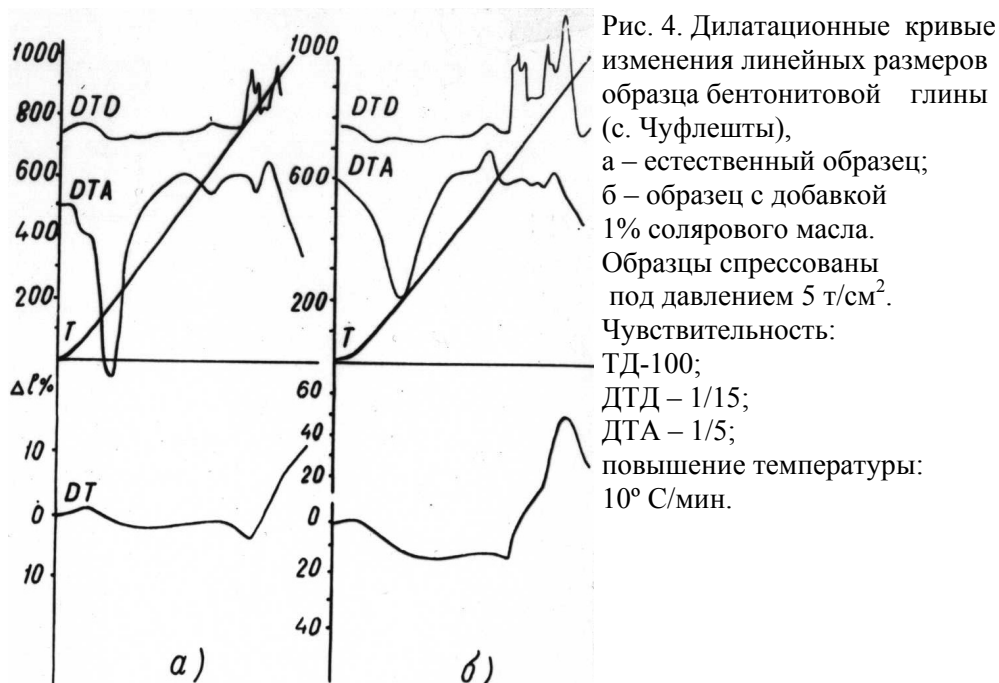


Рис. 5. ИК-спектры бентонитов (442/3, 442/4) и бентонитоподобных (442/1; 442/5) глин Чуфлештской площади. 442/1 – обн. 442, обр. 1; 442/3 – обн. 442, обр. 3; 442/4 – обн. 442, обр. 4; 442/5 – обн. 442, обр. 5; NH₄ – форма

Таблица 5. Термографическая характеристика бентонитов и бентонитоподобных глин Чуфлештской площади

| Номер | Эндотермический эффект | | | | | | | | | | Содержание, % | | | Общая потеря массы, % | |
|-------|------------------------|------|-------------|-----|-------|-----|-------|-----|-------|-----|---------------|-------|----------------------|-----------------------|--------------------|
| | I | | II | | III | | IV | | V | | VI | VII | Карбоната калыция, % | | Монтмориллонита, % |
| | T° ,C | | T° ,C | | T° ,C | | T° ,C | | T° ,C | | T° ,C | T° ,C | | | |
| 441/1 | 140;200 | 2,4 | - | 530 | 2,12 | - | - | - | - | - | 870 | 900 | - | 10 | 4,52 |
| 441/2 | 160;210 | 3,6 | | 590 | 2,3 | 740 | 2,6 | 850 | 5,4 | - | - | 910 | 12,3 | 15 | 14,2 |
| 442/1 | 140 | 5,8 | | 530 | 2,4 | 720 | 3,6 | 800 | 3,2 | 850 | 850 | 920 | 7,2 | 40 | 15,0 |
| 442/2 | 160 | 11,8 | | 540 | 3,0 | 720 | 1,6 | 800 | 2,4 | 860 | 860 | 880 | 5,4 | 80 | 18,8 |
| 442/3 | 160 | 12,6 | | 550 | 2,8 | 720 | 1,6 | 780 | 2,0 | 850 | 850 | 880 | 4,5 | 80 | 19,0 |
| 442/4 | 160 | 7,8 | | 550 | 2,4 | 720 | 1,4 | 800 | 1,5 | 860 | 860 | 890 | 3,4 | 60 | 13,0 |
| 442/5 | 160 | 6,0 | | 560 | 2,4 | 720 | 1,0 | - | - | 880 | 880 | 910 | - | 40 | 9,4 |
| 446 | 160 | 4,0 | | 540 | 3,0 | - | - | - | - | 860 | 860 | 900 | - | 27 | 7,0 |
| 447/1 | 140 | 5,0 | 340;300;290 | 550 | 3,4 | 690 | 0,6 | 790 | 3,2 | 850 | 850 | 890 | 7,3 | 40 | 13,9 |
| 448/2 | 140;200 | 3,8 | 340 | 550 | 1,33 | 690 | 1,83 | 850 | 6,5 | - | - | 920 | 14,8 | 10 | 12,96 |
| 448/3 | 160 | 4,33 | 360 | 530 | 2,33 | 710 | 2,33 | 810 | 2,7 | - | - | 910 | 6,1 | 15 | 11,89 |
| 448/4 | 150 | 5,17 | 450 | 550 | 2,0 | 700 | 3,16 | 799 | 1,8 | - | - | 900 | 4,2 | 34 | 13,8 |
| 448/5 | 170;210 | 3,7 | - | 550 | 2,9 | 720 | 4,0 | 840 | 2,7 | - | - | 920 | 6,1 | 15 | 13,6 |
| 451/1 | 180;220 | 8,0 | 400 | 580 | 3,0 | 690 | 2,5 | 800 | 1,5 | 850 | 850 | 880 | 3,4 | 60 | 16,97 |
| 451/2 | 160 | 4,16 | 350 | 550 | 2,83 | 710 | 4,33 | 790 | 1,4 | - | - | 910 | 3,2 | 15 | 14,3 |
| 468/1 | 150;200 | 5,75 | - | 550 | 4,0 | - | - | 790 | - | 870 | 870 | 910 | - | 39 | 9,75 |
| 468/3 | 140;210 | 3,2 | - | 530 | 2,8 | - | - | - | 1,9 | 850 | 850 | 890 | 4,3 | 15 | 8,1 |
| 468/4 | 150 | 5,0 | - | 530 | 2,5 | - | - | 810 | - | 840 | 840 | 880 | 14 | 33 | 7,5 |
| 468/5 | 140;210 | 3,83 | 300 | 550 | 2,16 | 700 | 1,25 | - | 3,08 | 870 | 870 | 910 | 7,0 | 15 | 11,16 |
| 537/2 | 150 | 6,3 | - | 530 | 2,16 | 710 | 3,0 | 760 | 0,7 | 810 | 810 | 910 | 1,5 | 42 | 12,49 |
| 537/3 | 170 | 9,5 | - | 540 | 2,66 | 690 | 0,66 | 760 | 0,9 | - | - | 880 | 2,08 | 70 | 14,05 |
| 537/4 | 150;200 | 5,96 | 310 340 | 550 | 3,16 | - | - | 760 | 1,5 | 800 | 800 | 890 | 3,4 | 40 | 11,95 |

* Экзотермические эффекты.

Температурный интервал 850-1000⁰С характеризуется быстрым увеличением объема образца на 3%. Таким образом, контракция образца в исследуемом интервале температур равна 18%, а общее увеличение объема от первоначального равно 13%. Надо заметить, что увеличение линейных размеров, судя по кривой ТД, имеет тенденцию к дальнейшему росту при более высоких температурах (> 1000⁰С). Интересно, что при добавлении небольшого количества (1%) солярового масла, наблюдается резкое увеличение линейных размеров образца бентонитовой глины (более чем в 2 раза по сравнению с образцом без добавки). Характерным является и то, что начало и максимум увеличения линейных размеров при этом смещается в область более низких температур. Максимум наблюдается в области 900⁰С в момент перестройки решетки монтмориллонита, когда линейные размеры образца увеличиваются на 52%.

Далее наблюдается быстрое уменьшение размеров образца на 22%. Дилатометрические исследования глин показали сравнительно невысокую степень увеличения линейных размеров при обжиге, однако при добавлении 1% солярового масла отмечается увеличение линейных размеров более чем в два раза. Это говорит о том, что при введении различных добавок масел в описанные образцы бентонитов, последние могут служить прекрасным материалом для производства керамзита. Подтверждением этого факта является довольно маленький объемный вес 240 кг/м³ и высокий коэффициент вспучивания 7,79, полученный нами при физико-механических испытаниях чуфлештских бентонитов.

В приведенных ИК-спектрах (рис. 5) наблюдается довольно сильный дублет при 480-530 см⁻¹, характерный для монтмориллонитов и гидрослюд. Появление максимума в области 430 см⁻¹ обусловлено повышенным содержанием ионов Fe в октаэдрических позициях структуры минерала [30]. Полоса поглощения при 920 см⁻¹ характеризуется колебаниями связи Al-OH. Максимумы в области 1100 см⁻¹ и 1040 см⁻¹ принадлежат к ассиметричным валентным колебаниям SiO. Валентные колебания структурных OH-групп наблюдаются в виде широкой полосы поглощения при 3630 см⁻¹. В целом ИК-спектры бентонитов Чуфлештской площади свидетельствуют о невысокой степени кристаллического совершенства их структуры.

Выводы

Исследованные образцы бентонитовых глин Чуфлештской площади представляют генетическую смесь монтмориллонита и гидрослюды (смешанно-слойные образования) с примесью хлорита (от 5 до 10%). Основным минералом глин - монтмориллонит (60-70%), примесь гидрослюды значительна (25-40%).

В обменном комплексе содержание Na значительно выше по сравнению с другими бентонитами (Ларгуца, Кучулия и др.).

Адсорбционно-структурный анализ показал наличие значительного эффективного радиуса пор чуфлештских бентонитов - 8-10 нм.

Высокую адсорбционную способность к белку, вероятно, можно объяснить смешаннослойностью бентонитовых глин, обуславливающей присутствие большого количества дефектов в структуре.

Считаем необходимым проведение геолого-разведочных работ на Чуфлештско-Батырском участке с последующим проведением полужаводских испытаний на адсорбентное сырье.

Просим рассматривать данную статью как заявку на открытие месторождения бентонитовых глин.

Литература

1. Ю.И. Тарасевич Структура и химия поверхности слоистых силикатов. - Киев: Наукова думка, 1988, 248 с.
2. Ю.И. Тарасевич Природные сорбенты в процессах очистки воды. - Киев: Наукова думка, 1981, 207 с.
3. О.М. Мдавнишвили Кристаллохимические основы регулирования свойств природных сорбентов. - Тбилиси, 1983, 268 с.
4. R.L.Parfitt, D.I. Greenland The adsorption of polyethylene glycols on clay minerals. *Clay Miner.*, 8, № 3, 1970, p.305-315.
5. Г.М.Климова, А.А.Панасевич, Ю.И. Тарасевич Исследование адсорбции поливинилового спирта на монтмориллоните. - *Укр.хим.журн.*, 44, № 4, 1978, с.386-389.
6. Ю.И.Тарасевич, В.А.Смирнова, Л.И. Моканова и др. Адсорбция альбумина на глинистых минералах. - *Коллоидный журн.*, 37, № 5, 1975, с.912-917.
7. В.А.Смирнова, Л.И.Монакова, О.А. Болотин и др. Адсорбция альбумина монтмориллонитом. - *Укр.хим.журн.*, 43, № 5, 1977, с. 487-491.
8. Ю.И.Тарасевич, Ф.Д. Овчаренко Адсорбция на глинистые минералы. - Киев: Наук.думка, 1975. 352 с.
9. K.Norrish The swelling of montmorillonite. - *Disc.Faraday Soc.*, № 18, 1954, p.120,133.
10. K.Norrish, J.A. Rausell-Colom Low-Angle X-ray diffraction studies of the swelling of montmorillonite and vermiculite. - *Clays and Clay Miner*, vol. 10, 1963, p.123-149.
11. Плиоценовые бентониты Молдавии и их практическое значение / Г.М.Билинкис, В.М.Бобринский, Н.К.Бургеля и др. - Кишинев: Штиинца, 1976, 212 с.
12. Методические основы исследования химического состава горных пород, руд и минералов. /Под ред.Г.В.Остроумова., Москва: "Недра", 1987, с.98-103.
13. М.Д.Роква, Г.А.Мачадели, М.С. Мирабишвили Поиски, разведка и оценка месторождений бентонитовых глин. - М.: "Недра", 1971, 75 с.
14. R.E.Grim, N.Giiven *Developments in sedimentology. Bentonites, geology, mineralogy, properties and USES.* Amsterdam-New York, 1978, 256 p.
15. В.Е.Поляков, Ю.И.Тарасевич, О.А. Алексеев Приготовление катионзамещенных форм глинистых минералов. - *Украинский химический журнал.* 1968, т.34, № 5, с.526-528.
16. В.И. Михеев Рентгенометрический определитель минералов. Т. 1. - М.: Госгеолтехиздат, 1957, 867 с.
17. ASTM/ *Diffraction data cards and alphabetical and grouped numerical index of X-ray diffraction data.* Philadelphia, 1946-1969.

18. Дериватограф системы Ф.Паулик, И.Паулик и Л.Эрдели. Теоретические основы. Венгерский оптический завод. Будапешт, 1974, 146 с.
19. Термический анализ минералов и горных пород. - Л.: "Недра", 1974, 399 с.
20. Dr.G. Liptay Atlas of Thermoanalytical curves. Akademiai Kiado, Budapest, V.1., 1971, 116 p.
21. G. Fiedler Untersuchungen zur quantitativen Bestimmung von Montmorillonit mid dem Derivatographen. Zeitschrift fiir angewandte Geologie, Bd.13, № 5, 1967, p.262-265.
22. J.Paulik, F.Paulik Complex thermoanalytical method for the simultaneous recording of T, TG, DTG, DTA, TGT, DTGT, TD and DTD curves. Thermochim. Acta, 3, 1971, p. 13-15, 17-23.
23. У. Уэндланд Термические методы анализа. - М.: Мир, 1978, 526 с.
24. Н.И.Ушатинский, И.П. Бабицын Атлас электронномикроскопических снимков, электроннограмм, термограмм глинистых минералов продуктивных отложений основных нефтегазоносных площадей Западно-Сибирской низменности. - Тр.Западно-Сибирского научно-исслед.геолого-разведочного нефтяного Института, Тюмень, вып. 30, 1970, 184 с.
25. Р.Э. Грим Минералогия и практическое использование глин. - М.: Мир, 1967, 512 с.
26. В.И.Руссу, Г.В.Стратулат, В.М. Ропот Особенности поведения монтмориллонита в процессе его кислотной активации. - Изв.АН МССР, серия биол.и хим.наук, № 6, 1977, с.64-68.
27. Т.А. Садчикова Литолого-фациальная характеристика плиоценовых отложений междуречья Днестр-Прут. Автореферат кандидатской диссертации. Москва, 1982, 26 с.
28. F.Paulik, J.Paulik, L.Erdey Mikrochim. Acta, 1966, p.894-902.
29. О.А. Болотин Некоторые физико-химические свойства плиоценовых бентонитов Молдавии. - В сб.: Геологическое строение и минеральные ресурсы Молдавской ССР. - Кишинев: "Штиинца", 1976, с.71-78.
30. V.C.Farmer, J.D. Russell Infrared absorption spectrometry in clay studies. - Clays and Clay Miner., 15, 1967,p.121-142.

Исичко Е.С., Богдевич О.П., Гинсарь В.Н.

Моделирование геометрических и упругих свойств среды на стадии сейсмического микрозонирования г. Кишинева

The basic task of modeling is the receiving of continuous 3D geophysical model of site conditions. For this purpose it is necessary to know geometrical parameters of distribution of separate layers and their elastic properties. In article some features and approaches of geophysical modeling of medium on seismic microzonation stage of Kishinev city are described.

Введение

Целью работы является получение непрерывной трехмерной геолого-геофизической модели грунтов города Кишинева. Для этого необходимо знать геометрические параметры распространения отдельных слоев горных пород и их упругих свойств, как по площади, так и по глубине. Моделирование обычно является вынужденной мерой, вследствие фрагментарного знания геологической среды и базируется на осреднении геометрических и упругих параметров. Другими словами, неизбежными атрибутами моделирования являются упрощение геологических разрезов и осреднение упругих свойств горных пород в них.

1. Упругие свойства грунтов

Сейсмический эффект, наблюдаемый на поверхности, непосредственным образом зависит от упругих свойств грунтов. Основными параметрами, определяющими эти свойства, являются плотность и скорость распространения волн.

Базовыми для изучения упругих свойств явились 940 инженерно-геологических скважин, содержащих сведения о плотности грунтов. На рис. 1, 2 представлена зависимость плотности с глубиной для суглинков и супесей четвертичного возраста по различным инженерно-геологическим зонам, выделенным ранее [1]. На рисунках также показаны регрессионные аппроксимации в виде логарифмической функции для каждого из полей корреляции. На рис. 3 аналогичным образом представлены глины четвертичного и неогенового возрастов.

Статистический анализ полученных распределений показывает:

- распределения плотностей имеет достаточно большую дисперсию и тем самым низкий коэффициент корреляции;
- статистически достоверно невозможно провести разделение пород по плотностям для различных инженерно-геологических зон, из-за большой дисперсии корреляционные области перекрываются;
- наблюдается устойчивая тенденция увеличения плотности для четвертичных отложений с глубиной и повышением влажности;
- невозможно провести статистически достоверное разделение четвертичных и неогеновых глин по плотностям.

Кроме инженерно-геологических скважин информацию об упругих свойствах грунтов имеют 118 специальных сейсмокаротажных скважин. В них наряду с плотностью пород измерялись скорости распространения продольных и

поперечных волн. Объем исходных данных недостаточен для проведения анализа распределения упругих свойств в разных инженерно-геологических зонах и для горных пород разного возраста. Однако для грунтов одного литологического состава отмечается устойчивая корреляция упругих параметров с глубиной.

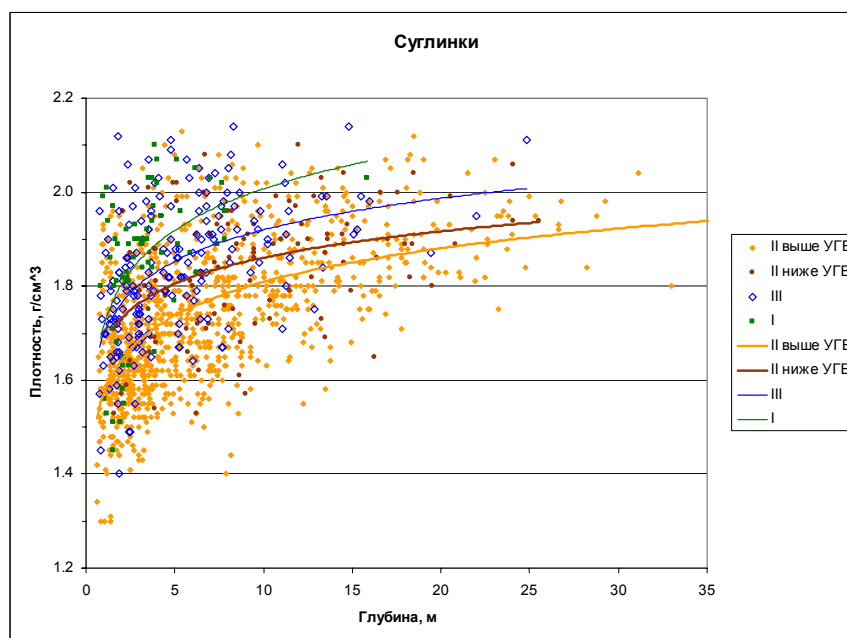


Рис. 1. Корреляции плотности суглинков с глубиной и их аппроксимации для различных инженерно-геологических зон.

Распределение по территории города сейсмокаротажных скважин следующее: Ботаника – 23; Центр – 20; Будешты – 15; Боюканы – 34; Северо-западный сектор – 15. Кроме перечисленных, имеются 11 опорных (эталонных) скважин, пробуренных ниже кровли известняков. Местоположение опорных скважин выбиралось так, чтобы в каждом микрорайоне города можно было определить скоростной разрез, наиболее характерный для данного района по литологическому строению и мощности. Именно скоростные разрезы опорных скважин позволили экстраполировать (виртуально продлить) по аналогии разрезы скважин, не достигших кровли известняков. На рис. 4 представлена корреляция плотности с глубиной для различных пород по данным, полученным из сейсмокаротажных скважин. Коэффициент корреляции для различных пород колеблется в пределах 0,68 – 0,77. Из рисунка видно, что зависимость плотности с глубиной для суглинков, супесей и песков четвертичного возраста статистически неразличима. Четвертичные и неогеновые глины явно отличаются по средним значениям плотностей. Скорости распространения волн лучше всего рассматривать в зависимости от плотности пород. В этом случае зависимости имеют более универсальный и стабильный характер. Они менее чувствительны к типу пород.

Корреляция скоростей распространения поперечных волн с плотностью грунтов различного состава невелика (рис. 5). Коэффициенты корреляции колеблются в интервале 0,5 - 0,65.

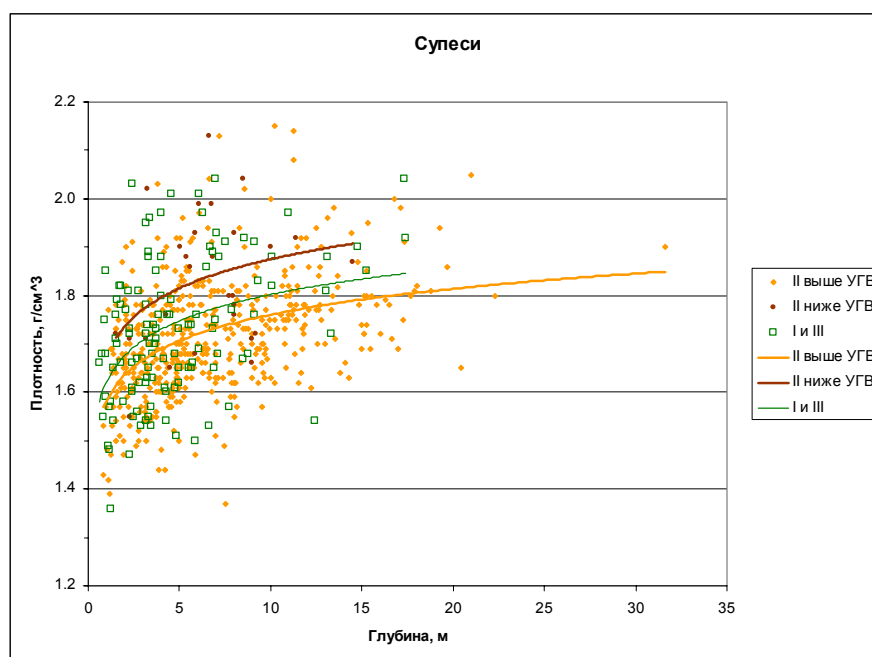


Рис. 2. Корреляции плотности супесей с глубиной и их аппроксимации для различных инженерно-геологических зон.

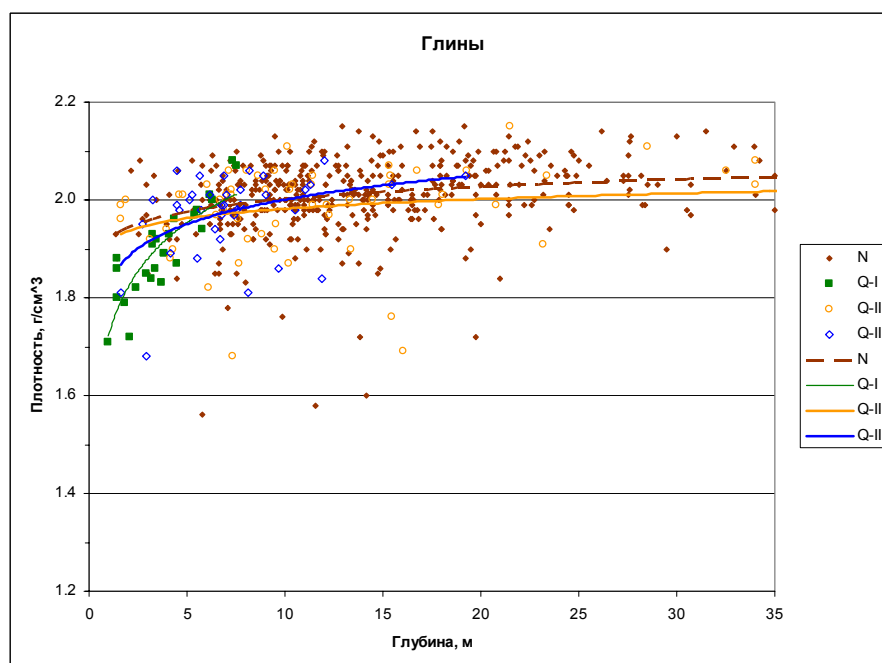


Рис. 3. Корреляции плотности глин с глубиной и их аппроксимации для различных инженерно-геологических зон и возрастов.

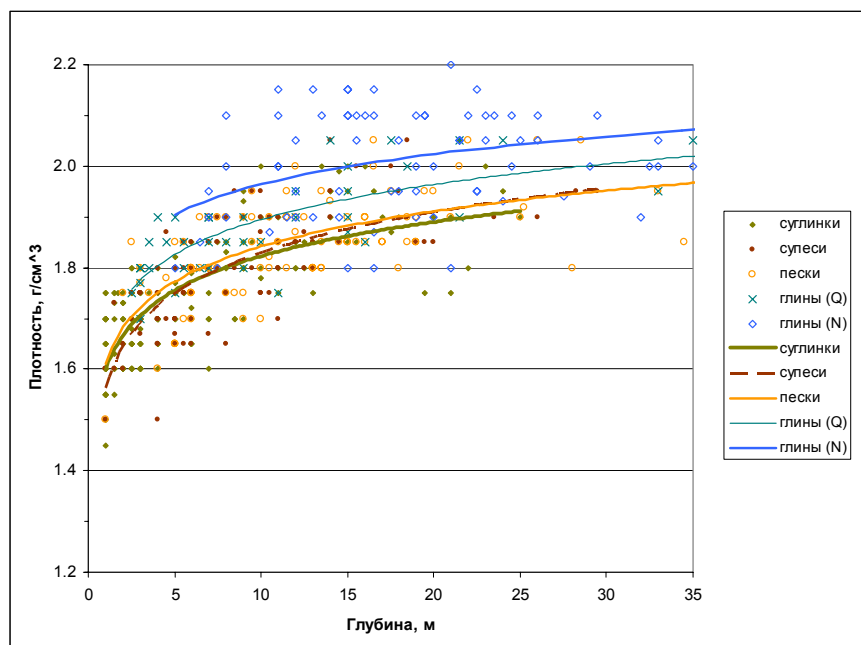


Рис. 4. Корреляции плотности с глубиной и их аппроксимации для различных пород по данным сейсмокаротажных скважин.

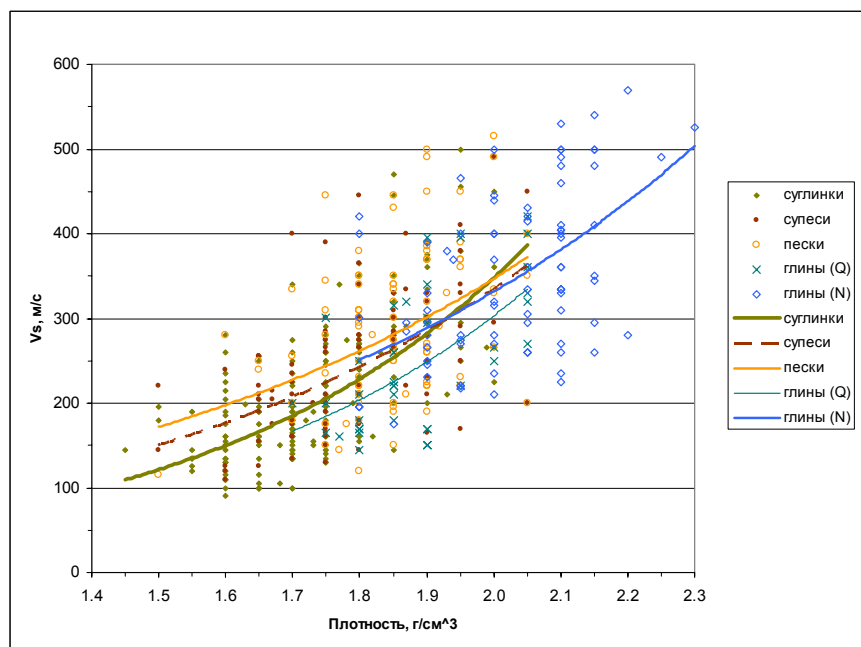


Рис. 5. Корреляции скорости поперечных волн с плотностью и их аппроксимации для различных пород по данным сейсмокаротажных скважин.

Средние значения для различных пород отличаются несущественно, что указывает на возможность прогнозирования средних скоростей распространения поперечных волн на основе обобщенной зависимости от плотности пород.

2. Создание модельных геолого-геофизических разрезов

Степень расхождения реальных сейсмических эффектов, наблюдаемых на поверхности, и моделируемых объясняется отличиями локальных грунтовых условий от используемых в модели. Руководствуясь принципами моделирования, и нашими представлениями о распределении геометрических и упругих свойств геологических пород на территории г. Кишинева, в качестве геолого-геофизической модели среды использовался пятислойный разрез:

- 1) почвенный слой - мощностью до 0,5 м, плотностью $1,5 \text{ г/см}^3$ и скоростью 120 м/с;
- 2) необводненные породы четвертичного возраста, находящиеся выше УГВ, мощностью 0-20 м, плотностью $1,52-1,78 \text{ г/см}^3$ и скоростью 140-230 м/с;
- 3) обводненные породы четвертичного возраста, находящиеся ниже УГВ, мощностью 0-22 м, плотностью $1,71-2,03 \text{ г/см}^3$ и скоростью 200-350 м/с;
- 4) глины неогенового возраста мощностью 0-200 м, плотностью $1,86-2,17 \text{ г/см}^3$ и скоростью 260-450 м/с;
- 5) неогеновые известняки, являющиеся скальным основанием для нашей модели, имеющие плотность $2,45 \text{ г/см}^3$ и скорость 1300 м/с.

Слои 2 – 4 нашей модели имеют не только переменную мощность, но и переменные упругие свойства, которые изменяются с глубиной. В некоторых случаях какие-нибудь из этих слоев могут отсутствовать в разрезе.

Геометрические параметры разрезов и их территориальная приуроченность определялась по четырем предварительно построенным картам:

- глубин залегания кровли неогеновых известняков (рис.6);
- глубин залегания кровли неогеновых глин (рис.7);
- уровня грунтовых вод [2];
- инженерно-геологического районирования [1].

Пространственные пересечения однородных площадей каждой из перечисленных карт позволили получить контуры модельных полигонов с фиксированными геометрическими и упругими параметрами среды. Процедура выделения однородных модельных полигонов была осуществлена с использованием ГИС-технологий в программе ArcView. Всего в пределах города было выделено более 4300 однородных полигонов, что соответствует 424 различным вариантам сочетаний параметров анализируемых карт.

Проверка качества геолого-геофизического моделирования среды была осуществлена расчетным и инструментальными методами, изложенными далее.

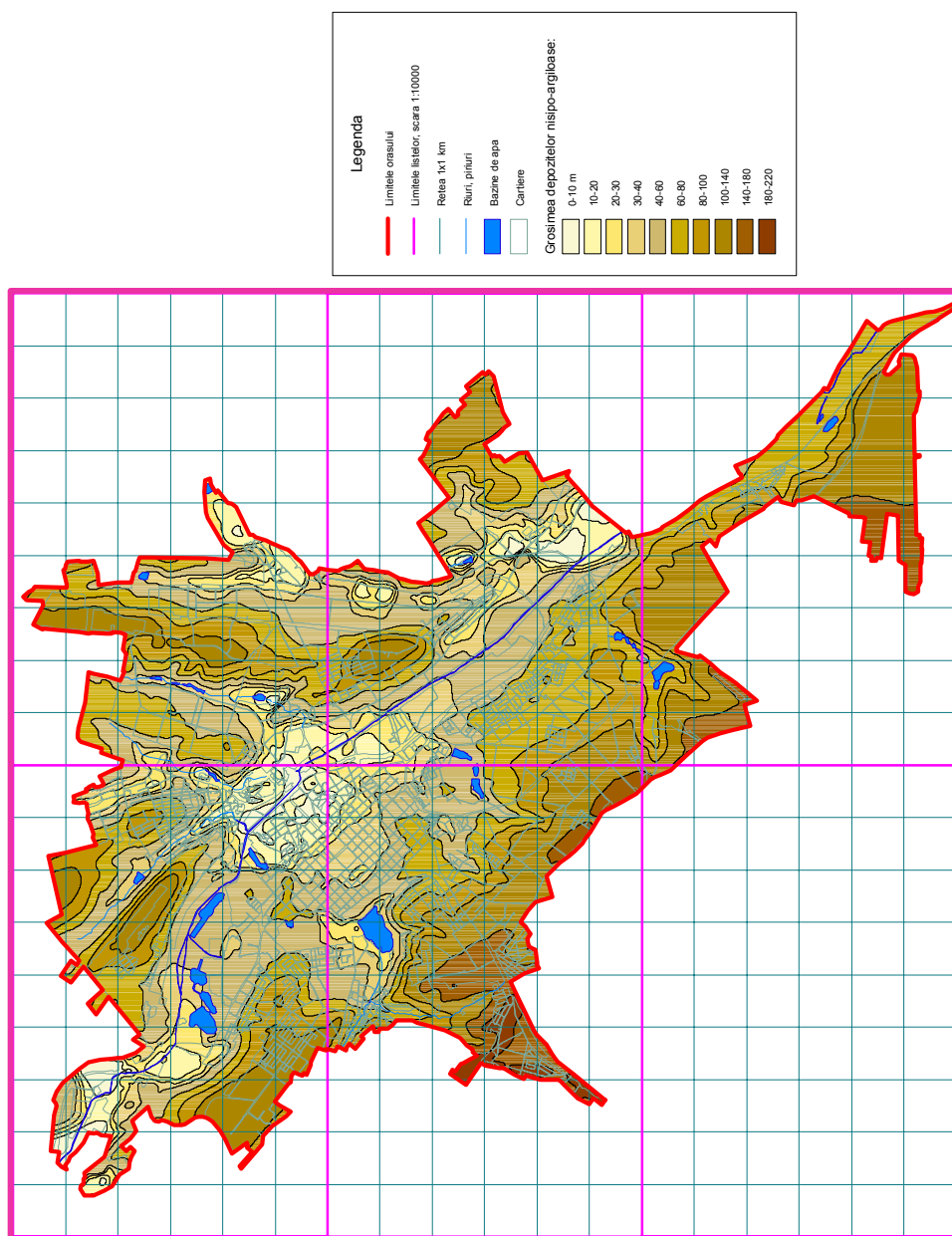


Рис. 6. Мощности песчано-глинистой толщ.

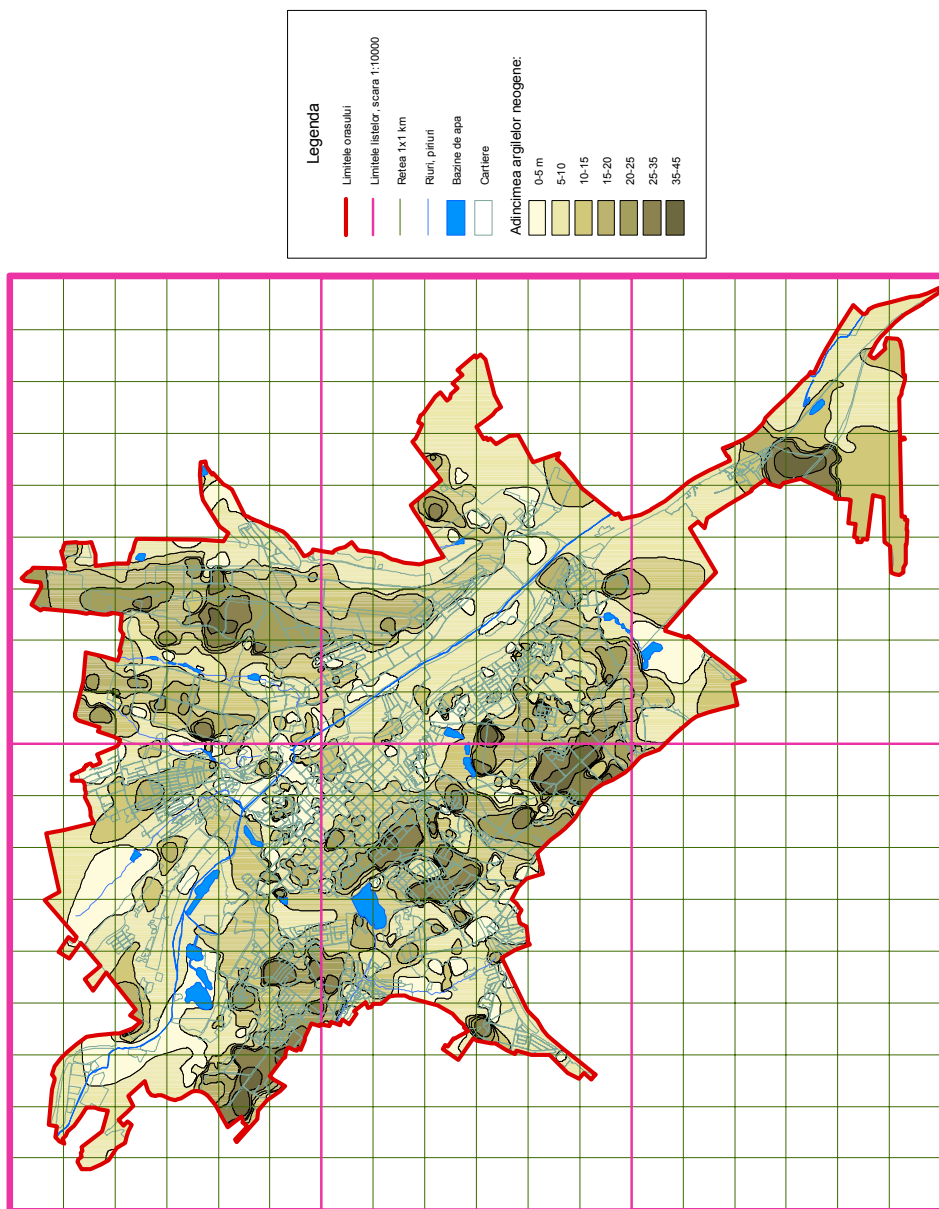


Рис. 7. Глубина кровли неогеновых глин.

3. Сравнение АЧХ модельных и реальных геолого-геофизических разрезов

С целью прогнозной оценки особенностей колебаний грунтов при землетрясениях, ожидаемых на исследуемой территории г. Кишинева, по заданным моделям среды были рассчитаны спектральные или амплитудно-частотные характеристики (АЧХ) грунтовых толщ. При вычислениях использовался алгоритм расчета колебаний в плоско-параллельной среде [3].

Для определения степени соответствия АЧХ модельных и реальных геолого-геофизических разрезов рассмотрим несколько примеров. На рис. 8-11 приведены парные АЧХ четырех реальных сейсмокаротажных скважин и соответствующих данным географическим координатам модельных разрезов. Глубины реальных скважин (до сарматских известняков) равны соответственно 19, 40, 55 и 111 метров, т. е. данный набор примерно отражает имеющееся разнообразие.

На рис. 8 представлена АЧХ скважины 1549, обобщенный разрез которой можно записать в следующем виде: мощность четвертичных отложений – 11,0 м, УГВ–10,0 м, мощность неогеновых глин – 8,0 м. Эти параметры разреза укладываются в следующие интервалы соответствующих карт: мощность четвертичных отложений 10-15 м (среднее значение – 13 м), УГВ = 10-15 м (среднее значение – 13 м), мощность неогеновых глин 10-20 м (среднее значение – 15 м). Скважина 1549 находится во II-й зоне по карте инженерно-геологического районирования, следовательно, в принятой нами кодировке, модельный разрез можно записать: П/13(0)-2. Упругие свойства слоев для вычисления АЧХ модельного разреза определены по соответствующим корреляционным зависимостям (рис.1-5). Аналогичным образом получены кодировки и характеристики упругих свойств трех других модельных разрезов (рис. 9-11).

Из анализа рис. 8 следует, что формы АЧХ модельного и реального разреза идентичны, первый резонансный пик модели существенно выше (на 46%) по уровню амплитуды и ниже по частоте – $f_m=3,8$ Гц, $f_p=4,6$ Гц. Наблюдаемые расхождения всецело связаны с различиями в геометрических и упругих свойствах модели и реального разреза. Модель оперирует средними геометрическими и упругими свойствами, реальный разрез – локальными.

Рис. 9, 10 также демонстрируют идентичность формы АЧХ модельных и реальных разрезов, частоты на максимальной амплитуде отличаются не более чем на 0,3 Гц. Отличие уровня амплитуд резонансных пиков не превышает 10-12%. Пара АЧХ, сравниваемая на рис. 11, показывает достаточно близкое сходство формы в диапазоне частот до 3,5 Гц, отличие резонансных частот не превышает 0.25 Гц. Различие в уровнях амплитуд первого и второго резонансных пиков, а также смещение по частоте последующего цуга затухающих колебаний можно объяснить как разницей в глубине границ раздела слоев, так и их количеством, что следует из графика глубина – скорость V_s для этой пары. Особо отметим, что глубина скважины 1503 составляет 111 м, на реальном разрезе есть граница раздела на 69 метрах, разница в скоростях сравнительно невелика – 70 м/сек, но мощность слоя с увеличенной скоростью значительна, 42 метра, что и обуславливает различия АЧХ по форме и уровню. В модельном разрезе такой дополнительной границы нет.

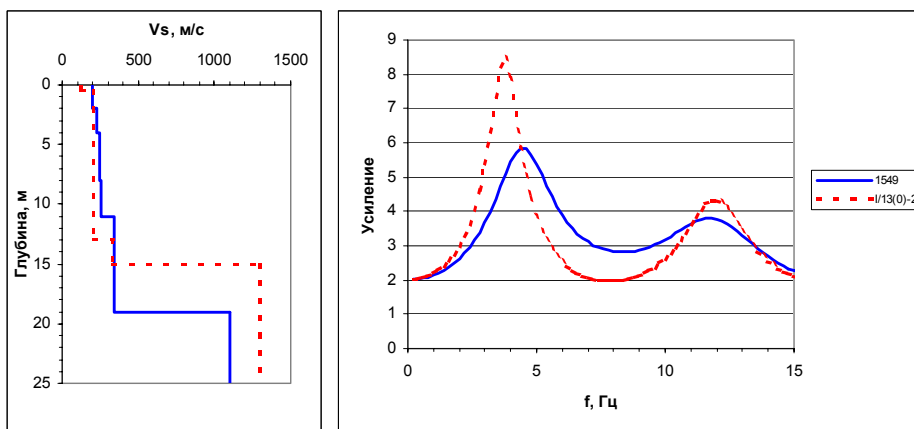


Рис. 8. Сравнение амплитудно-частотных характеристик разрезов: реального по скв. 1549 и модельного для этой зоны I/13(0)-2.

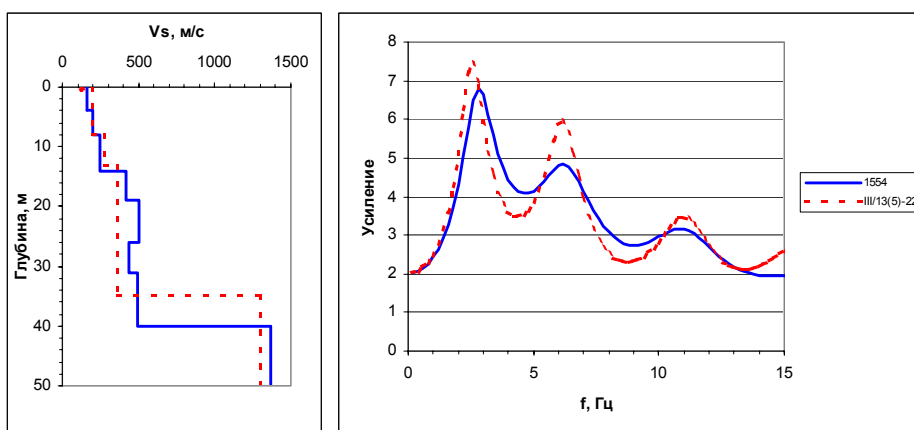


Рис. 9. Сравнение амплитудно-частотных характеристик разрезов: реального по скв. 1554 и модельного для этой зоны III/13(5)-22.

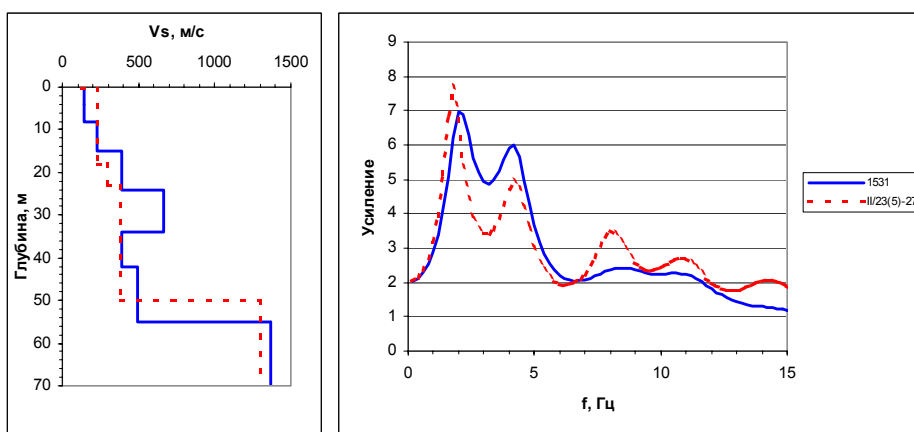


Рис. 10. Сравнение амплитудно-частотных характеристик разрезов: реального по скв. 1531 и модельного для этой зоны II/23(5)-27.

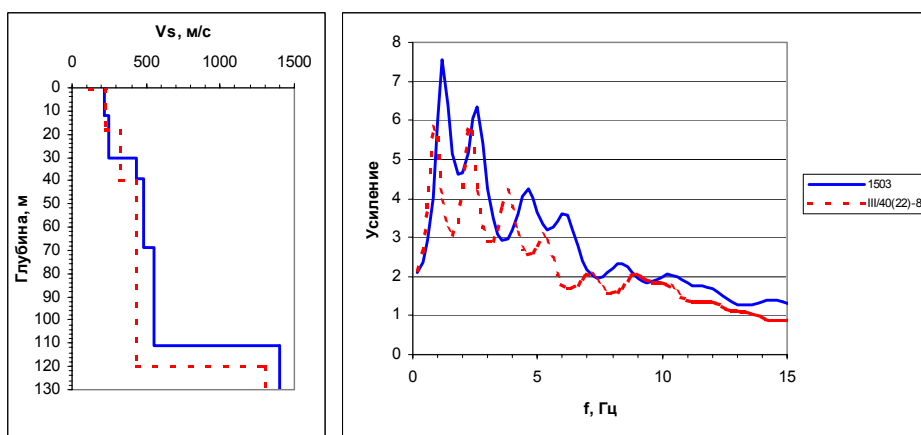


Рис. 11. Сравнение амплитудно-частотных характеристик разрезов: реального по скв. 1503 и модельного для этой зоны III/40(22)-80.

Таким образом, сравнение АЧХ реальных и модельных разрезов показывает достаточно близкое сходство и позволяет использовать такое моделирование для анализа упругих свойств грунтовых толщ.

4. Сравнение АЧХ модельных разрезов со спектрами микросейсмов

В результате применения спектрального анализа для обработки записей микроколебаний в разных районах города Кишинева был получен набор спектров горизонтальных и вертикальных составляющих колебаний. Сами по себе спектры микросейсмов уже выделяют преобладающие периоды колебаний грунтов. Из теории метода также известно, что отношение спектров H/V при соблюдении ряда условий может выражать амплитудно-частотную характеристику разреза [4]. Такими условиями являются: хорошее отношение сигнал/помеха и выделение поверхностной волны Рэлея в чистом виде. Так как наши условия измерения и аппаратные возможности далеки от идеальных, не всегда возможно получить АЧХ разреза из H/V спектров. На рис. 12 - 15 показаны примеры неплохих, с нашей точки зрения совпадений АЧХ и H/V спектров. Приведенные точки наблюдения размещались в трех различных инженерно-геологических зонах, мощность рыхлых пород составляет 15, 35, 50 и 70 метров. Варьирует от точки к точке также мощность неогеновых глин и УГВ. Т.е. рассматриваемые примеры отражают имеющееся разнообразие грунтовых условий на территории города.

На рис. 12 представлены спектр зарегистрированных микроколебаний в точке 3-10, находящейся в микрорайоне Чеканы, и АЧХ модельного разреза в этой же точке. Резонансные максимумы спектра микросейсмов и АЧХ модели близки как по частоте (4.4 Гц и 4.9 Гц), так и по амплитуде. По форме характеристики сходны, но спектр микросейсмов осложнен помехами.

Спектр микросейсмов, зарегистрированных в точке 2-18 в микрорайоне Рышкановка, и соответствующая модельная АЧХ (рис. 13) практически совпадают

по частоте резонансного пика – 2.6 Гц; налицо также сходство формы характеристик.

Характеристики, представленные на рис. 14 и 15 построены для точек, расположенных в микрорайонах Боюканы (5-4) и Северо-запад (1-8). Мощность рыхлых отложений в этих точках существенно выше, чем в двух предыдущих примерах, и это отразилось как на частотах первых резонансных максимумов (практически совпадающих у каждой пары) – 2 и 1.6 Гц, так и на форме характеристик, вполне адекватно отражающих значительную глубину до кровли известняка и наличие нескольких отражающих волновых границ.

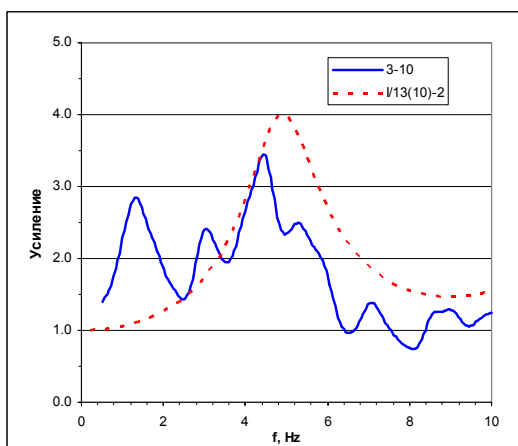


Рис. 12. Сравнение H/V спектра микросейсмов т.3-10 с модельной АЧХ I/13(10)-2.

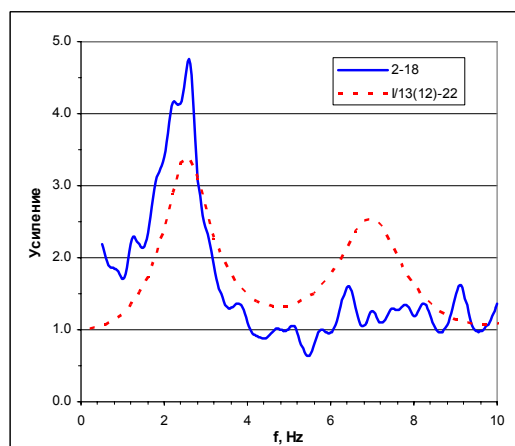


Рис. 13. Сравнение H/V спектра микросейсмов т.2-18 с модельной АЧХ I/13(12)-22.

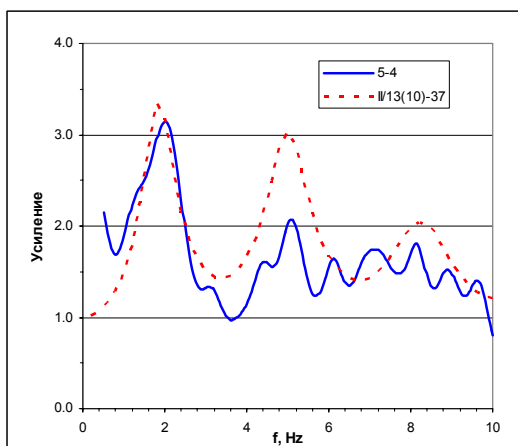


Рис. 14. Сравнение H/V спектра микросейсмов т.5-4 с модельной АЧХ II/13(10)-37.

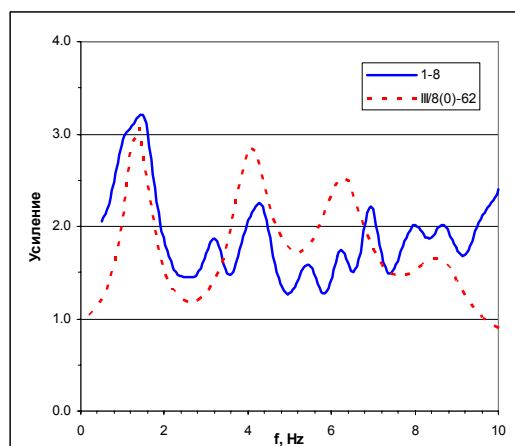


Рис. 15. Сравнение H/V спектра микросейсмов т.1-8 с модельной АЧХ III/8(0)-62.

Из приведенных примеров видно, что АЧХ модельных разрезов вполне достоверно отражают реальное строение среды, несмотря на имеющиеся в Н/У спектрах определенные издержки.

Выводы

Предложенная пространственная модель грунтовых условий города Кишинева была использована для расчета амплитудных и частотных свойств среды при проведении сейсмического микрорайонирования. Качество геолого-геофизического моделирования среды, оцененное с помощью расчетного и инструментального методов, является вполне приемлемым для прогноза интенсивности и спектральных особенностей сейсмических воздействий. Данная методика может быть использована при сейсмическом микрорайонировании других населенных пунктов республики.

Литература

1. Alcaz V., Drumea A., Isicico E., Ghinsari V., Bogdevici O. Dezvoltări metodologice privind microzonarea seismică și aplicarea lor pentru teritoriul orașului Chișinău. Chișinău, 2005, 117p.
2. Морару К., Зинченко О. Подземные воды г. Кишинэу. Кишинев, 2005 г, 111с.
3. Ратникова Л.И. Методы расчета сейсмических волн в тонкослоистых средах. М., Наука, 1973, 124 с.
4. Y. Nakamura. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. QR of RTRI, vol. 30, No 1, 1989, pp.25-33.

Гинсарь В.Н.

Пространственно-временные вариации суммарного сейсмического момента в зоне Вранча

Abstract

The cumulative seismic moment, ΣM_o , calculated for Vrancea zone intermediate earthquakes (60-180 km), are analyzed in time (retrospectively) and in space. The main goal of research is to reveal peculiarities for the long-term prediction of seismic process evolution as an assumption of continual and discrete seismicity models.

Three long-term cycles in a seismic process evolution are revealed. Duration of each of cycles is about 300 years, last cycle is not completed. If the tendency is steady, in nearest 50 years in zone Vrancea can be realized earthquakes, having cumulative seismic moment on the average $3.5 \cdot 10^{27}$ din cm.

The interpretation of ΣM_o distribution, as the characteristics of zone seismic potential in the whole and her separate layers, represents additional arguments in favor of as continual and so discrete models of seismicity. Therefore at a present level and volume of Vrancea instrumental earthquakes data, it is possible to speak only about compromise model, combining elements of both alternatives. It follows and from this paper, and from the brief review made in article.

Введение

Интегральные характеристики, определенные за большие промежутки времени, как правило, наиболее полно отражают закономерности любых масштабных природных процессов, в том числе и сейсмических. Такими оценками являются кумулятивные графики повторяемости [1], сейсмическая активность и сотрясаемость по методике Ю.В. Ризниченко [2], графики Беньюффа [3] и т.д. Для зоны Вранча, с ее высокой степенью концентрации очагов землетрясений, как в плане, так и в определенном диапазоне глубин (60-180 км), применение интегральных характеристик наиболее оправдано.

Для оценки величины землетрясений в сейсмологической практике все более широкое применение находят магнитуды M_w , вычисляемые на основе прямых определений (из спектра сейсмограммы) сейсмического момента. Магнитуда M_w наиболее адекватно характеризует величину любого землетрясения, причем вне зависимости от глубины очага, не подвержена эффекту насыщения, имеет ясный физический смысл. Эмпирические уравнения, связывающие сейсмический момент M_o (дин.см) и магнитуду, предложены в [4]:

$$\log M_o = 1.5 M + 16.1, \quad (1)$$

$$M_w = 2/3 \log M_o - 10.7 \quad (2)$$

Сейсмический момент (ΣM_o) – величина суммируемая, т.е. на его основе можно получить разновидность интегральной характеристики. Для конкретной сейсмогенной структуры, например, трансформного разлома или локальной сейсмической зоны, такой, как зона Вранча, суммарный сейсмический момент,

нормированный на длину, объем или время, может дать дополнительную информацию о сейсмическом потенциале исследуемой структуры и его генезисе в пространстве или времени.

В данной работе суммарный сейсмический момент очаговой зоны Вранча, генерирующей землетрясения промежуточной глубины (60-180 км), анализируется во времени (ретроспективно) для всей зоны и послойно, в пределах объема самой зоны. Цель исследования – выявление закономерностей для последующего долгосрочного прогноза развития сейсмического процесса при допущении как континуальной, так и дискретной моделей сейсмичности. Континуальная модель сейсмичности зоны Вранча предполагает, что в любой точке сейсмогенного объема может произойти землетрясение близкое или равное максимальному возможному (M_{max}). В рамках дискретной модели рассматриваются варианты реализации M_{max} лишь в определенных диапазонах глубин.

Данные и интерпретация

Для выполнения данной работы использовались два каталога:

1) Каталог землетрясений зоны Вранча и других сейсмогенных зон на территории Румынии, названный ROMPLUS [5], включающий данные с 984 года по настоящее время. Величины землетрясений в этом каталоге приведены в терминах магнитуды M_w , для инструментального периода наблюдений они пересчитаны из сейсмического момента, для доинструментального периода рассчитаны по корреляционным формулам, связывающим другие типы магнитуд или интенсивность с M_w .

2) Каталог микроземлетрясений промежуточной глубины области Вранча [6]. Содержит пересмотренные и унифицированные по специальной методике данные обо всех землетрясениях промежуточной глубины в зоне Вранча за 1974-1990 гг. Дается единая магнитуда M_L , откалиброванная по сейсмическому моменту. Особый акцент авторы-составители этого каталога сделали на возможно более точном определении глубин гипоцентров. Соотношение, связывающее M_L и M_o , выведено авторами в [6] в виде:

$$\log M_o = 1.0 M_L + 17.4 \quad (3)$$

По каталогу ROMPLUS за 984-2004 гг. в работе проведен анализ распределения $\sum M_o$ за весь период каталога для зоны Вранча в целом, т. е. в рамках континуальной модели. Каталог [6] использован для исследования сейсмического потенциала зоны Вранча в предположении, что разные слои сейсмогенного «тела» Вранча способны генерировать землетрясения различной максимальной магнитуды со своими периодами повторяемости.

На рис.1 представлено распределение по годам сейсмического момента (суммирование за год) за период с 1500 по 1934 гг. С 1500 г. и до конца 18-го века, в каталоге представлены только землетрясения с M_o в интервале от $1.7 \cdot 10^{25}$ до $4.5 \cdot 10^{27}$, что соответствует диапазону магнитуд от 6 до 7.5. Поскольку такие события относительно редки, а землетрясения меньших магнитуд до 19-го века в каталоге практически отсутствуют, то и точки на графике за первые 300 лет следуют примерно через 15-20 лет.

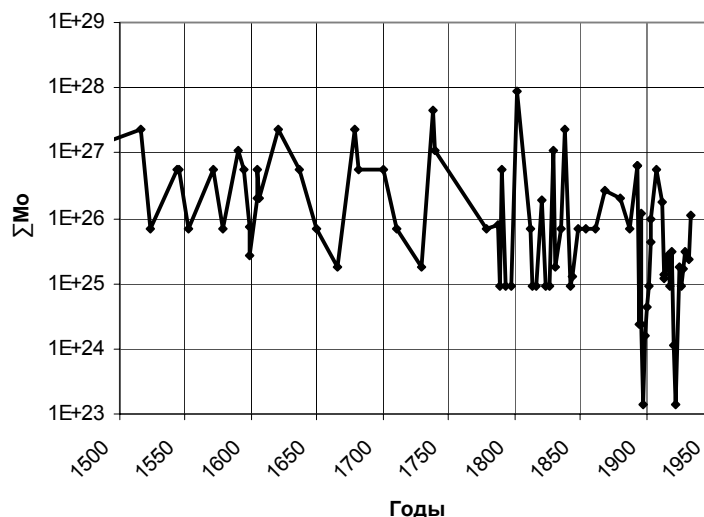


Рис.1. Распределение по годам сейсмического момента (каталог ROMPLUS, 1500-1934 гг.)

На рис. 2 в увеличенном временном масштабе представлено распределение сейсмического момента за инструментальный период с 1934 по 2004 гг. Очевидно, что в таком виде оба распределения не позволяют выявить определенных закономерностей в ходе сейсмического процесса во времени. Информативнее могут быть лишь действительно интегральные характеристики. С этой целью на рис. 3 построен график накапливаемого сейсмического момента с шагом во времени 50 лет (по сути, этот график подобен графикам Бенъоффа [3]).

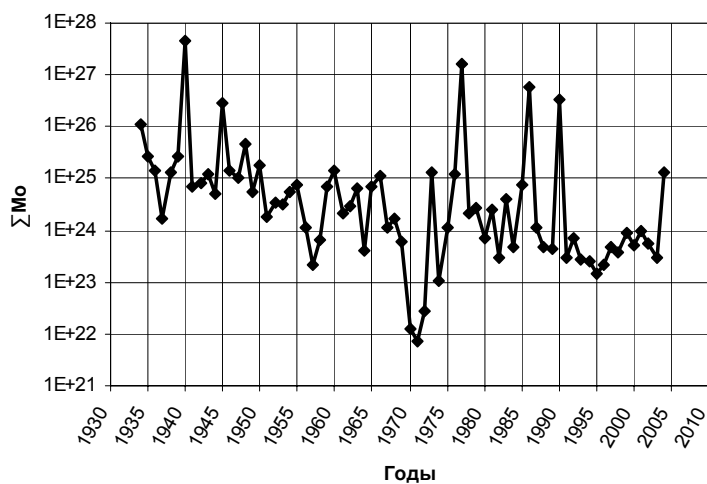


Рис.2. Распределение ΣM_o за инструментальный период (1934-2004 гг.).

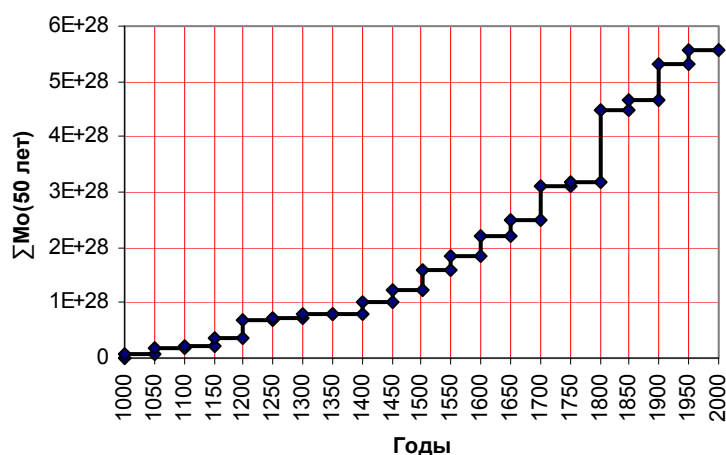


Рис. 3. Суммарный сейсмический момент, реализовавшийся в зоне Вранча за 1000 лет.

На основе рис.3 можно сделать следующие выводы: во-первых, выделить три цикла в ходе сейсмического процесса – 1000-1300, 1400-1700, 1800-2000, внутри которых происходила сравнительно равномерная реализация сейсмического потенциала очаговой зоны. Хотя необходимо отметить, что скорость накопления сейсмического момента в первом цикле существенно ниже, чем в двух последующих. Очевидно, что это объясняется пропусками в каталоге даже землетрясений с $M_w \approx 7.0$, не говоря о событиях меньших магнитуд. После первого и второго цикла наблюдаются примерно столетние интервалы относительного сейсмического затишья. Во-вторых, при линейной аппроксимации накопленных значений $\sum M_o$ по 50-летним интервалам во втором и третьем циклах угловые коэффициенты соответствующих прямых оказались практически одинаковыми при достаточно высоких коэффициентах корреляции: $R_2=0.989$ и $R_3=0.984$.

По определению в [7] сейсмический цикл - это средний промежуток времени между повторными землетрясениями максимальной (или близкой к максимальной) магнитуды, происходящими почти в одном и том же месте. Зона Вранча, одной из отличительных черт которой является ее локальность в плане и четко определенный по инструментальным данным диапазон землетрясений по глубине (60-180 км), более чем любая другая сейсмическая зона позволяет говорить о том, что землетрясения промежуточной глубины происходят, практически, в одном и том же месте. Средний период повторения сильных землетрясений (с $M_w \geq 7.1$) с 1500 г. до наших дней получен по ряду землетрясений из каталога [5], он составляет 21 ± 16 лет. Очевидно, что эта оценка некорректна – стандартное отклонение превышает 75% средней величины.

Рассматриваемый ряд событий не дает оснований говорить о наличии простого сейсмического цикла, однако, как следует из рис. 3, можно предположить, что долговременная цикличность сейсмического процесса в зоне Вранча все-таки существует. Если тенденция, наблюдаемая во втором и третьем циклах устойчива, то в ближайшие 50 лет в зоне Вранча могут реализоваться землетрясения,

суммарный сейсмический момент которых составит в среднем $3.5 \cdot 10^{27}$ дин·см, что соответствует при пересчете по (2) примерно двум землетрясениям с $M_w = 7.4$ и двум с $M_w = 6.9$. Отметим, что по ряду прогнозов румынских сейсмологов, опубликованных в [8,9,10], во временном интервале с 2000 по 2013 гг. возможно, причем с высокой вероятностью, землетрясение с $M_w = 7.0-7.4$.

Дискретная модель сейсмичности для зоны Вранча в различных аспектах рассматривалась в работах румынских сейсмологов неоднократно [11,12]. Рассмотрим ее представление в работе [11]. При разработке модели авторы пересмотрели и переопределили глубину сильнейшего из инструментально зарегистрированных землетрясений Вранчи – землетрясения 10.11.1940. По данным известных и широко используемых каталогов [13,14] глубина очага землетрясения 1940 г. 133 и 135 км, по [5] – 150 км, по авторскому переопределению в [11] его глубина также 150 км, при этом методика и аргументы авторов выглядят вполне логично и аргументировано. Другим важным фактором в выстраивании этой дискретной модели стало землетрясение 1802 года, считающееся сильнейшим из наблюдаемых в зоне Вранча ($M_w = 7.9$), с глубиной в интервале 110-130 км, оцененной только по макросейсмическим данным [11]. Ранжирование, таким образом, по глубине сильнейших землетрясений Вранчи за последние 200 лет, привело авторов [11] к выводу о том, что следующее сильное событие следует ожидать в интервале глубин 110-130 км, поскольку именно в нем не наблюдалось сильных землетрясений после 1802 года.

Однако в сентябре 2006 года на заседании 30-й Генеральной Ассамблеи ЕСК японско-румынским коллективом авторов была представлена работа [15], в которой глубина землетрясения 10.11.1940 года была вновь подвергнута пересмотру, на этот раз – в сторону уменьшения – 124 км. Для этой цели применялся алгоритм, сочетающий данные регистрации глобальной и региональной сетей, существующих на момент этого землетрясения. Авторы в [15] также ранжируют по глубине сильнейшие землетрясения зоны Вранча, но только инструментального периода: 1940, 1977, 1986 и 1990 гг. и приходят к выводу, что следующего сильного события с большой вероятностью следует ожидать в интервале глубин 140-160 км. Именно на этих глубинах по [15] давно не генерировалось соответствующее оценкам повторяемости сильное землетрясение.

Общеизвестно, что от магнитуды, глубины очага и эпицентрального расстояния в первую очередь зависит макросейсмический эффект в любой точке территории, подверженной сейсмическому воздействию. Существенную роль играют также направление разрыва в очаге, спектральный состав сейсмических колебаний и строение среды, локальные грунтовые условия и т. д., но определяющими факторами являются магнитуда и глубина. Для анализа сейсмогенерирующей способности или сейсмического потенциала разных интервалов глубин очаговой зоны Вранча вновь используем суммарный сейсмический момент $\sum M_o$.

Диапазон глубин землетрясений зоны Вранча (60-170 км) разбит на 11 десятикилометровых слоев, для каждого из которых посчитан суммарный сейсмический момент (по данным каталога [6] за 1974-1991 гг.). Минимальный уровень магнитуд, используемых для пересчета в сейсмический момент и последующего суммирования $M_L = 2.6$. Сильные землетрясения 1977, 1986 и 1990 не включены. На рис.4 представлен соответствующий график.

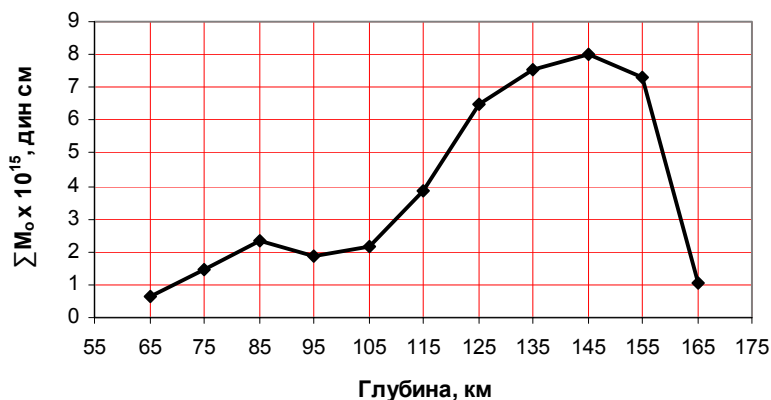


Рис. 4. Распределение суммарного сейсмического момента по глубине в зоне Вранча (по данным из [6]).

Значения ΣM_0 приписаны середине соответствующего слоя. На графике четко прослеживаются два максимума ΣM_0 в диапазонах глубин 65-115 и 115-165 км. Для выявления связи сеймопотенциала отдельного слоя и сильных землетрясений инструментального периода наблюдений составлена таблица 1. В качестве значений M_{max} для слоев в таблице 1 даны максимальные наблюдаемые магнитуды землетрясений.

Анализ распределения по глубине величины суммарного сейсмического момента, характеризующего сеймопотенциал каждого слоя (рис.4), наряду с конкретными параметрами (магнитуда, глубина, сейсмический момент) 5-ти наблюдаемых сильных землетрясений (таблица 1), показывает, что максимальным сейсмическим потенциалом обладает интервал глубин 135-155 км. Выявляется явная тенденция роста магнитуды с глубиной в зоне Вранча, если принять, что глубина землетрясения 10.11.1940 г. была 150 км.

Необходимо отметить, что ниже глубины 165 км происходит резкое снижение числа зарегистрированных землетрясений. Если в интервале 160-165 км каталог за 1954-2004 г. содержит 40 событий, то ниже, вплоть до единичного землетрясения на глубине 218 км (1982.05.16, $M_w = 4.1$), всего 23 события (рис. 5). Можно предположить, что на глубинах, больших 165 км, маловероятны землетрясения с магнитудой, близкой к максимальной возможной.

Период наблюдений, в течение которого глубины землетрясений определены по инструментальным данным, достаточно короткий – порядка 100 лет. Фактически он еще короче, т. к. относительно реальные определения глубин появляются в каталогах с начала 60-х годов XX века. Качественный скачок в определении пространственных параметров землетрясений Вранчи произошел только после землетрясения 1977 г. Поэтому в настоящее время определить, какая из моделей

Таблица 1. Распределение по глубине в зоне Вранча ΣM_0 и сильных землетрясений.

| N | Интервал глубин, км | $\Sigma M_0 \times 10^{13}, Nm$ | Дата и параметры землетрясения |
|----|---------------------|---------------------------------|---|
| 1 | 61–70 | 65.622 | |
| 2 | 71–80 | 147.63 | 07.09.1945 $M_w=6.8$; $H=75-80$ km |
| 3 | 81–90 | 233.602 | 30.05.1990 $M_w=6.9$; $H=89$ km $M_0=0.3 \times 10^{20} Nm$ |
| 4 | 91–100 | 185.126 | 04.03.1977 $M_w=7.4$; $H=94$ km; $M_0=1.5 \times 10^{20} Nm$ |
| 5 | 101–110 | 218.292 | |
| 6 | 111–120 | 383.876 | |
| 7 | 121–130 | 648.886 | |
| 8 | 131–140 | 751.286 | 30.08.1986 $M_w=7.1$; $H=131$ km; $M_0=0.6 \times 10^{20} Nm$ |
| 9 | 141–150 | 800.556 | 10.11.1940 $M_w=7.7$; $H=150$ km; $M_0=5.1 \times 10^{20} Nm$ |
| 10 | 151–160 | 731.510 | |
| 11 | 161–170 | 106.740 | |

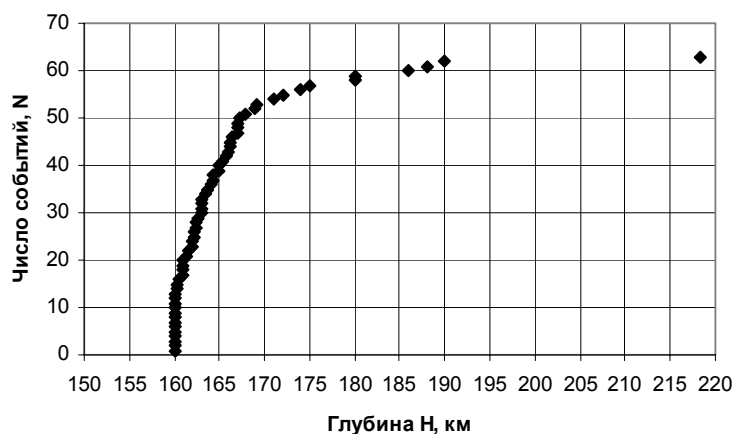


Рис. 5. Распределение по глубинам от 160 км землетрясений зоны Вранча по [5] за 1954-2004 гг.

глубинной сейсмичности - континуальная или дискретная, является верной, не представляется возможным. С учетом вышеизложенного, на данном этапе накопления сейсмологической информации, целесообразнее принять компромиссную модель, сочетающую отдельные элементы каждой из моделей.

Так, аналогично моделям дискретной сейсмичности [11,12], компромиссная модель предполагает разделение зоны Вранча по глубине на слои, каждый из которых обладает определенным сейсмическим потенциалом и может генерировать землетрясения только определенной максимальной магнитуды со своим собственным периодом повторяемости. Сходство компромиссной модели с

моделями непрерывной сейсмичности типа Лунгу [16] состоит в наличии тенденции к росту магнитуды с глубиной очага.

В таблице 2 даны расчетные периоды повторяемости землетрясений с $M_w = 7.0, 7.5, 8.0$ для трех объединенных слоев очаговой зоны Вранча в рамках дискретной модели и всего интервала глубин 60-180 км в рамках непрерывной модели. Оценки повторяемости выполнены по каталогу [5] за 1954-2004 гг. Большой период повторяемости магнитуды $M_w = 8.0$ в слое 110-130 км, к которому относят сильнейшее, из наблюдаемых в зоне Вранча, землетрясение 1802 года ($M_w = 7.9$) согласуется с выводами в [11] о том, что очень большие события являются и очень редкими.

Таблица 2. Расчетные периоды повторяемости землетрясений зоны Вранча для разных интервалов глубин.

| Номер слоя | Глубина, км | $M_{w,max}$ | T_{cp} Лет |
|----------------------|-------------|-------------|--------------|
| 1 | 60-110 | 7.0 | 39 |
| | | 7.5 | 75 |
| | | 8.0 | 153 |
| 2 | 110-130 | 7.0 | 294 |
| | | 7.5 | 833 |
| | | 8.0 | 2500 |
| 3 | 130-180 | 7.0 | 78 |
| | | 7.5 | 206 |
| | | 8.0 | 543 |
| Весь интервал глубин | 60-180 | 7.0 | 27 |
| | | 7.5 | 65 |
| | | 8.0 | 156 |

Выводы

На основе графиков суммируемого во времени (накопленного) сейсмического момента в зоне Вранча за 1000 лет, аналогичных, по сути, графикам Беньоффа, выявлено три долговременных цикла в ходе сейсмического процесса. Продолжительность каждого из циклов порядка 300 лет, последний цикл не завершен, но если выявленная тенденция устойчива, то в ближайшие 50 лет в зоне Вранча могут реализоваться землетрясения, суммарный сейсмический момент которых составит в среднем $3.5 \cdot 10^{27}$ дин.см, что может соответствовать, например, двум землетрясениям с $M_w = 7.4$ и двум с $M_w = 6.9$.

Распределение по глубине суммарного сейсмического момента, характеризующего сейсмический потенциал каждого 10-ти километрового слоя из интервала 60-180 км, показывает, что его максимум приходится на диапазон 135-155 км, в котором реализовалось землетрясение 1940.11.10, сильнейшее из зарегистрированных инструментально. Этот максимум является дополнительным аргументом в пользу предположения об увеличении магнитуд сильных землетрясений с глубиной в зоне Вранча (до глубины 165 км).

Сегодняшний уровень и объем инструментальных данных о землетрясениях зоны Вранча не позволяет создать хорошо аргументированную дискретную или континуальную модель сейсмичности. Можно говорить лишь о компромиссной модели, сочетающей элементы обеих альтернатив. Это следует и из нашей работы и из краткого обзора, приведенного в статье.

Автор выражает признательность В.Г. Алказу за содержательную дискуссию по интерпретации результатов этой работы.

Литература

1. В. Gutenberg and C.F. Richter (1956) Magnitude and energy of earthquakes. *Ann. geofis.*, v.9, N1, 1-15.
2. Ризниченко Ю.В., Друмя А.В., Степаненко Н.Я., Симонова Н.А. Сейсмичность и сотрясаемость Карпато-Балканского региона. Кишинев, Штиинца, 1976, 117 стр.
3. Benioff H. Seismic evidence for crustal structure and tectonic activity. *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 62, 1955, pp. 61-74.
4. Hanks T.C., Kanamori H. A moment magnitude scale. *J. Geophys. Res.*, vol. 84, No B5, 1979, pp. 2348-2350.
5. Oncescu M. C., V. Marza and M. Popa. The Romanian earthquake catalogue between 984-1997. In: *Vrancea Earthquakes: Tectonics, Hazard and Risk Mitigation*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/Boston/London, 1999, 43-47.
6. Trifu C.I., Radulian M. A depth-magnitude catalogue of Vrancea intermediate depth earthquakes. *Revue Roumaine de Geophysique*, tome 35, 1991, pp. 31-45.
7. Казахара К. Механика землетрясений. М, Мир, 1985, 264 стр.
8. Marza V. Empirical rupture probabilities for the next major Vrancea (Romania) earthquake from observed recurrence intervals. *Proc. of the XXV General Assembly of the European Seismological Commission*, Reykjavik, 1996, pp. 235-240.
9. Enescu D. and B.D. Enescu. Possible cause-effect relationships between Vrancea (Romania) and some global geophysical phenomena. *Proc. of the XXV General Assembly of the European Seismological Commission*, Reykjavik, 1996, pp. 252-265.
10. Purcaru G. The prediction model of Purcaru for large in-slab intermediate-depth earthquakes in Romania, and the occurrence of the next large Vrancea earthquake. *First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology*. Abstract Book, Geneva, Switzerland, ID 2079, 2006, p. 116.
11. Oncescu M., Bonjer, K. A Note of the Depth Recurrence and Strain release of Large Vrancea Earthquakes. *Tectonophysics*, 272, 1997, pp. 291-302.
12. Trifu C.I., Radulian M. Frequency-magnitude distribution of earthquakes in Vrancea: relevance for a discrete model. *J. Geophys. Res.*, vol.96, B3, 1991, pp. 4301-4311.
13. Radu C. Catalogul cutremurelor puternice produse pe teritoriul României. Partea I,II. In: *Cutremil de pământ din Romania de la 4 martie 1977*. Ed. Academiei României, București, 1982, 78-85.
14. Constantinescu L., Marza V. A Computer-compiled and computer oriented catalogue of Romanian's earthquakes during a millenium (984-1979) *Rev. Rom. Geol., Geophys. Et Geogr. GEOPHYSIQUE*. V.24. Bucarest. 1980, pp. 193-234.

15. Hurukava N., Popa N, Radulian M. Where and when will the next M7 Vrancea (Romania) intermediate-depth earthquake occur? First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology. Abstract Book, Geneva, Switzerland, ID 1734, 2006,p. 117.
16. D. Lungu, T. Cornea and C. Nedelcu. Hazard assessment and site-dependent response for Vrancea earthquakes. In: Vrancea Earthquakes: Tectonics, Hazard and Risk Mitigation. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/Boston/London, 1999, 251-267.

Гинсарь В.Н.

Анализ пред- и постсейсмических стадий сейсмического процесса при сильных землетрясениях зоны Вранча

Abstract

The results of the analysis of a seismic regime in zone Vrancea, generating intermediate depth earthquakes, the strongest from which determine seismic danger of the Moldova Republic territory, are present. The basic accent is made on research of seismicity parameters within one year before and after three strong earthquakes (1977, 1986 and 1990), and analysis of their aftershocks. There it is confirmed the invariance of the earthquakes recurrence law for three aftershock sequences. The marked straightening of recurrence graph form within one year before strong events is interpreted in the mechanics of destructions and seismology as a forecasting sign (in this case - retrospectively).

The comparison of the recurrence graphs of different stages of seismic process, and also seismic rate graphs has shown, that the seismic regime in a zone Vrancea, as a whole, is stable - influence of strong events ceases to have an effect quickly enough, i.e. the rocks, composing source zone, soon after rupture are restored.

Введение

При наличии полного унифицированного каталога землетрясений анализ сейсмичности до и после сильнейших землетрясений позволяет выявить, хотя бы ретроспективно, определенные пространственно-временные и энергетические закономерности в ходе подготовки таких событий, оценить степень полноты разрядки энергии, излучаемой очагом в момент землетрясения.

Основу оценки сейсмической опасности, конечной цели сейсмологических исследований в любом регионе, составляет анализ параметров долговременного сейсмического режима – сейсмической активности, повторяемости и максимальной возможной магнитуды. Названные параметры определяются на основе закона повторяемости в классической форме Гутенберга-Рихтера [1] или в современных модифицированных формах [2,3], для чего необходимы каталоги землетрясений за интервалы времени порядка нескольких столетий. Для зоны Вранча существует ряд авторских каталогов, в большей или меньшей степени, отвечающих этим условиям [4,5,6,7,8].

Наиболее полную и объективную информацию о сейсмичности дают сильнейшие землетрясения, происходящие сравнительно редко. Ценность этой информации многократно возрастает, если имеются качественные инструментальные данные, как о самих сильнейших событиях, так и о более мелких землетрясениях, зарегистрированных во время пред- и постсейсмических стадий развития сейсмического процесса. Этому условию отвечает каталог Ч.И. Трифу и М. Радулиан [9]. За временной интервал всего в 18 лет в нем содержится три сильных землетрясения зоны Вранча, произошедших в последней четверти XX века. Всего каталог [9] содержит 3870 землетрясений, начиная с магнитуд $M=1.5$ (почему и назван авторами каталогом микроземлетрясений). Уровень

представительности (комплектности) каталога $M=2.6$. Основным отличием данного каталога от каталогов [4-8] является то, что он некомпилирован и однороден. Все включенные в него землетрясения переопределены авторами по записям, полученным на идентичной аппаратуре, на одних и тех же сейсмических станциях и по специально разработанной программе. Отметим также, что в работе [10] Ч.И. Трифу и М. Радулиан представили детальное исследование динамики сейсмического режима зоны Вранча на основе каталога [9], используя как классические методы анализа частотно-магнитудных и глубинных распределений, так и элементы фрактальной теории. В данном исследовании рассматриваются временные вариации сейсмического режима на основе статистического анализа.

Данные и интерпретация

Ограничением каталога [9] является отсутствие в нем координат землетрясений при хорошем, по утверждению его авторов, определении времени, магнитуд и глубины. Поэтому данный каталог применим только для исследования временных и энергетических закономерностей, для проведения пространственного анализа (кроме глубин) необходимо привлекать другие каталоги. Вместе с тем в [9] утверждается, что распределение эпицентров землетрясений промежуточной глубины, генерируемых в зоне Вранча, ограничено площадью размерами 50×20 км². Локальность эпицентральной зоны Вранча общеизвестна, по нашим предыдущим оценкам [11], размеры зоны не превышают 50×26 км². Эпицентры всех вранчских землетрясений промежуточной глубины (с уровня магнитуд 4.0), зарегистрированных в последние 50 лет, более чем 10 сейсмическими станциями, укладываются в контуры зоны в работе [11].

Поскольку цель работы - анализ сейсмического процесса во Вранче в связи с тремя сильными землетрясениями 1977, 1986 и 1990 гг., то отправной точкой исследования являются именно эти события. В таблице 1 приведены их параметры по ряду доступных сегодня источников. Для сравнения приведены данные по сильнейшему событию инструментального периода (не входящему в каталог [9]) – землетрясению 1940 года.

На рис. 1 построены графики месячного распределения числа землетрясений промежуточной глубины ($H \geq 60$ км) в течение года до и после событий 1977, 1986, 1990 гг. На всех трех графиках выделяются аномальные пики в месяце, когда произошел сильный толчок, и в один или два последующих. Эти аномальные пики естественно интерпретировать как афтершоки.

Отметим, что однозначного определения афтершоков не существует. Как подчеркивается в [12], логически правомерно рассматривать все сейсмические события независимыми или причинно-взаимосвязанными. Сейсмологическое понятие афтершоков нечетко и лежит где-то между этими полярными точками зрения.

Таблица. 1. Параметры четырех сильнейших землетрясений зоны Вранча инструментального периода.

| № п/п | Дата | Координаты | | H, км | M _s | m _b | M _w | I ₀ | M ₀ · 10 ²⁷ дин.см | E _s × 10 ²³ эрг | L, км | Ист. | |
|-------|------------|------------|------------|-------|----------------|----------------|----------------|----------------|---|---------------------------------------|-------|------|------|
| | | шир. | долг. | | | | | | | | | | |
| 1 | 10.11.1940 | 45.8 | 26.7 | 133 | 7.4 | | 7.75 | 9 | 2.82 | 3.78 | 52.6 | 1 | |
| 2 | 04.03.1977 | 45.34 | 26.30 | 109 | 7.2 | | | 8-9 | 1.68 | 2.14 | 45.4 | 1 | |
| | | 45.77 | 26.76 | 94 | 7.2 | 6.4 | | 9 | | | | 2 | |
| | | 45.77 | 26.80 | 108 | | 6.9 | | | 2.7 | | 59 | 3 | |
| | | 45.83 | 26.76 | 86 | 7.2 | 6.1 | | | | | | 4 | |
| | | 45.23 | 26.17 | 84 | | | | | 2.0 | | | 6 | |
| | | 45.77 | 26.7 | 94 | | | 7.4 | | | | | 7 | |
| | | | | 99 | | | 7.5 | | | | | | 8 |
| | | 3 | 31.08.1986 | 45.54 | 26.43 | 144 | 7.0 | | | 8 | 0.4 | | 41.7 |
| 4 | 30.05.1990 | 45.64 | 26.38 | 132 | 6.9 | 6.6 | | | 0.85 | | 43 | 3 | |
| | | 45.54 | 26.31 | 131 | | | | | | | | 4 | |
| | | 45.61 | 26.56 | 130 | 6.9 | | | | | | | 5 | |
| | | 45.76 | 26.53 | 132 | | | | | 0.8 | | | 6 | |
| | | 45.52 | 26.49 | 131 | | | 7.1 | | | | | 7 | |
| | | | | 138 | | | 7.3 | | | | | | 8 |
| | | 45.85 | 26.66 | 89 | | 6.4 | | | | | | | 4 |
| | | 45.9 | 26.7 | 100 | 6.6 | | | | | | | | 5 |
| 4 | 30.05.1990 | 45.92 | 26.81 | 74 | | | | | 0.3 | | | 6 | |
| | | 45.83 | 26.89 | 90.9 | | 6.7 | 6.9 | | | | | 7 | |
| | | | | 90 | | | 6.9 | | | | | | 8 |

Примечание к табл.1. в графе «источник» под номерами 1-8 указаны следующие авторы или сейсмологические агентства:

1. C. Radu, D. Enescu
2. L. Constantinescu, V. Marza
3. Москва, ИФЗ или Обнинск
4. Международный Сейсмологический Центр, Ньюбери
5. Сейсмическая станция Кишинев
6. Данные Гарвардского Университета (A. Dziewonski et al.)
7. Данные каталога ROMPLUS
8. C. I. Trifu, M. Radulian.

Тем не менее, выделение афтершоков по [13] – это процедура, с которой должно начинаться любое серьезное исследование свойств последовательностей землетрясений. Их наличие наиболее сильно отклоняет поток сейсмических событий от простейшего пуассоновского. Существует целый ряд компьютерных методов (кластерных, оконных и др.) для анализа и последующей сепарации афтершоков. Наряду с ними продолжает существовать и ручной или визуальный метод. Несмотря на обвинения в субъективности, возможно, именно он наиболее пригоден в случае анализа зоны Вранча. Зона компактна, землетрясения происходят в уже хорошо оконтуренных в пространстве границах. В процесс

сильных землетрясений вовлекается практически весь сейсмогенный объем. Задача пространственного выделения афтершоков, в этом случае упрощена и отличается от таковой в регионах с сейсмичностью, рассеянной по большой территории.

В работе [13] описан алгоритм выделения афтершоков, включающий такие этапы как: оценка сейсмического фона, выбор исходного землетрясения, выделение предварительных афтершоков и еще ряд этапов. Графики помесечного распределения числа землетрясений Вранчи в течение года до и после сильных событий 1977, 1986, 1990 гг. представлены на рис. 1. На всех трех графиках выделяются количественные аномалии событий в месяц, когда произошел главный толчок и в один или два последующих месяца. Для определения сейсмического фона на рис. 2 построен график среднемесячного числа событий за весь период каталога – 18 лет. Аномальные значения числа землетрясений в первые месяцы, следующие за ключевыми событиями каталога (рис. 1), при вычислении среднемесячных значений за соответствующие годы (рис.2) исключены.

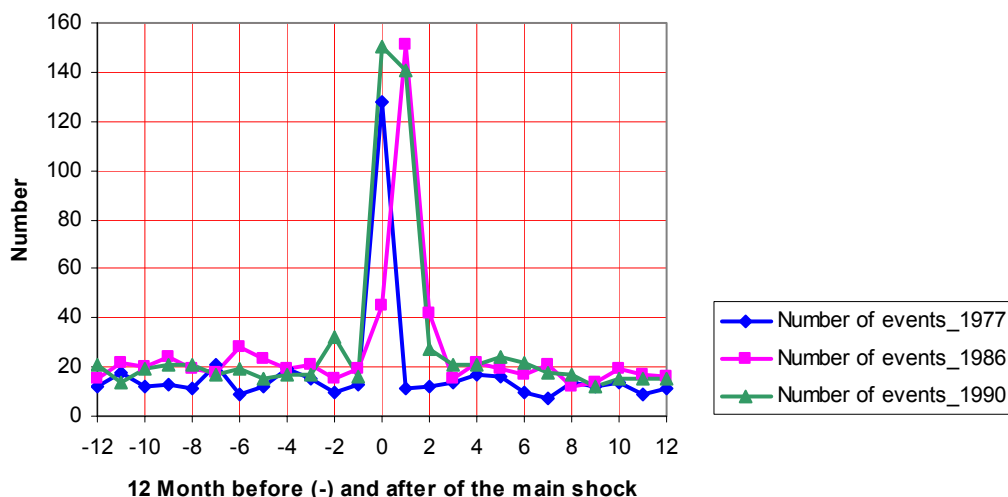


Рис. 1. Графики распределения помесечного числа землетрясений Вранчи в течение года до и после каждого из трех ключевых событий каталога.

Среднемесячное число землетрясений (общее за 18 лет) составляет 15.38 ± 1.18 при доверительной вероятности 0.9, оценка по [14]. Наиболее близким к этой средней статистике оказался 1982 год (среднемесячное число событий 15.25). 1982 год – это почти середина временного интервала между двумя сильными землетрясениями: 1977 и 1986 гг. Сейсмичность именно за этот год мы примем как базу для оценки сейсмического фона. Из графика рис. 2 следует, что, начиная с 1981 года, просматривается тенденция роста среднемесячного числа землетрясений в год, вплоть до 1990 г. При использовании другого каталога, эту тенденцию можно было бы отнести на счет совершенствования со временем наблюдательной сети и методик обработки данных. Но каталог [9], как отмечалось выше, однороден как по сети, так и по методу обработки исходных данных.

Отметим также, что среднемесячное число землетрясений в 1991 году – последнем году данного каталога – составило всего 14.83, что даже меньше среднего за 18 лет.

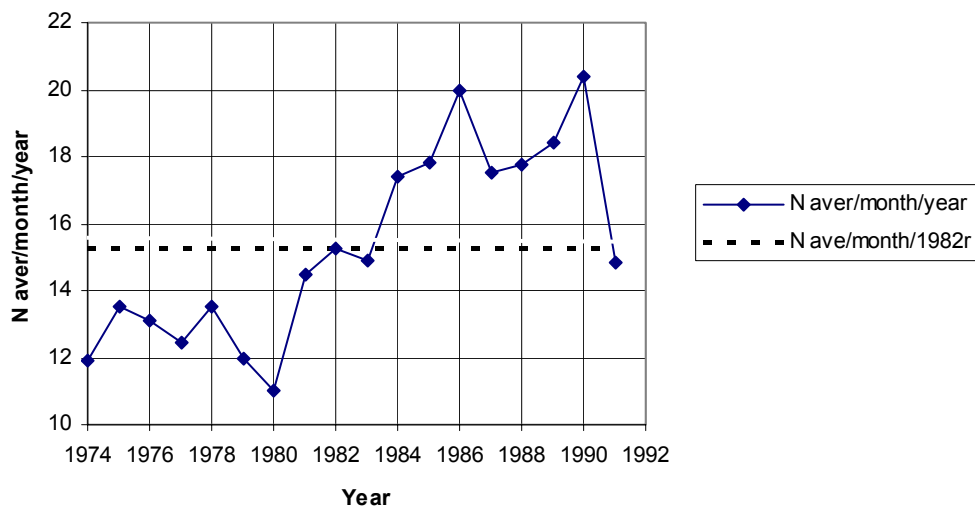


Рис. 2. График среднемесячного (за каждый год) числа землетрясений Вранчи за 18 лет.

Наибольшим зарегистрированным числом землетрясений в месяц в 1982 году было 25 (за май). Это количество за весь период каталога – 216 месяцев превышалось всего дважды, не считая периодов афтершоковой активности сразу после сильных событий. За 6 месяцев до землетрясения 1986 г., в феврале, зарегистрировано 28 событий, при среднем за год 20.25. В марте 1990, за 5 месяцев до основного события 1990 года наблюдалось 32 землетрясения при среднегодовом их числе 19.08. В августе 1976 года, за 6 месяцев перед землетрясением 1977 года также было аномально высокое число событий – 21 при среднегодовом 13.83. Таким образом, превышение над средним составило 1.5 раза в 1977 г., 1.4 в 1986, 1.7 в 1990. Возможно, эти аномалии числа событий за 5-6 месяцев до сильного землетрясения могут интерпретироваться как прогностические.

На рис. 3 представлено распределение числа землетрясений по дням в течение 30 суток после основного толчка. На всех трех распределениях особо выделяются первые пятидневные фазы – количество афтершоков максимально. Вторые пять дней характеризуются резким снижением числа событий, в 1977 -1990 гг. почти в одинаковом соотношении: 1:5.5 и 1:6.2 раза соответственно. В 1986 уменьшение числа событий во второй пятидневке только в 1.7 раза.

Наконец, в течение следующих 5 дней число толчков сокращается еще вдвое на всех трех распределениях. На протяжении следующих 10 суток после землетрясения 4.03.1977 г. сейсмичность возвращается к уровню фоновой. Спад афтершоковой активности после 30.08.1986 г. до возврата к фоновому уровню продолжался еще в течение 48 дней, после 30.05.1990 – еще 17 дней.

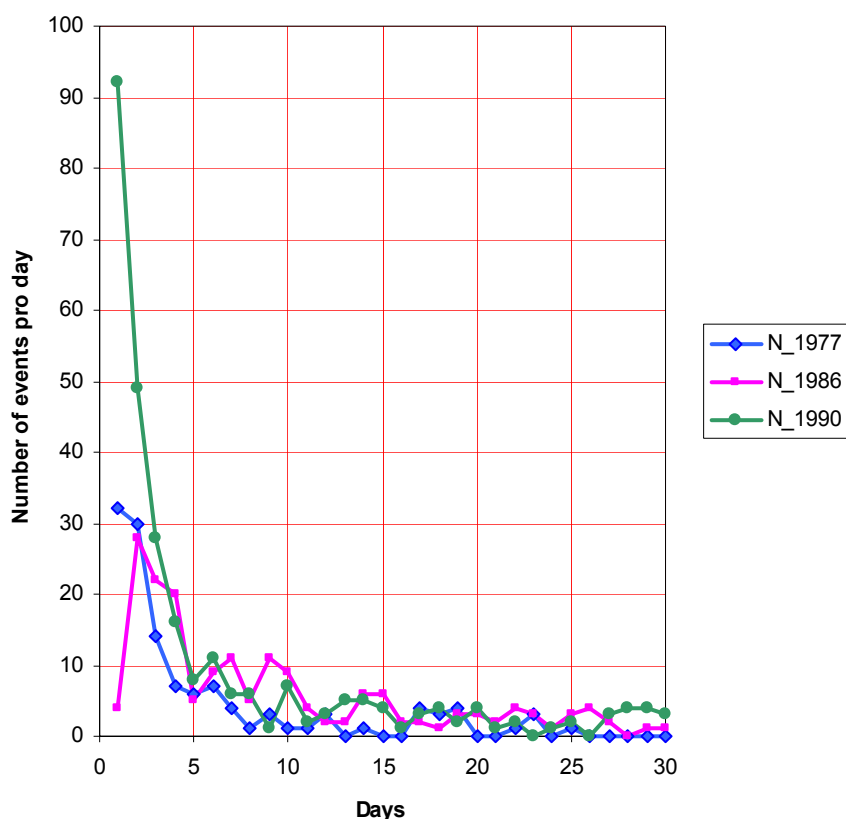


Рис 3. Распределение числа афтершоков по дням в течение месяца после трех сильных землетрясений.

В работе [15] показано, что как на глубинном, так и на энергетическом разрезах очаговой зоны Вранча выделяются два максимума на глубинах 115-120 и 130-140 км. Аналогичные результаты получены в ряде работ румынских сейсмологов [9,16]. Большая часть сейсмической энергии реализуется в нижнем интервале глубин. В избранном нами «фоновом» 1982 году соотношение среднемесячного числа землетрясений в интервалах глубин 60-120 и 120-160 км составляет 1:2. Как следует из таблицы 1, землетрясения 1977 и 1990 года произошли в первом интервале, событие 1986 года – во втором.

Анализ распределения афтершоковых последовательностей по глубинам показал, что в 1977 г. при глубине основного толчка 109 км 80% афтершоков зарегистрированы на глубинах менее 120 км и 20 % во втором интервале. Глубина очага землетрясения 1986 г. 138 км, лишь 10 из 233 событий двухмесячной последовательности имели глубины менее 120 км, что составляет менее 5%, а 95 % реализовались на глубине того же порядка, что и основной толчок. После землетрясения 1990 г. ($h = 90$ км) было всего 6 толчков с глубиной более 120 км из 283 событий, т.е., порядка 2%. Ответить однозначно, являются ли землетрясения, произошедшие на глубинах, отличных от глубин основных толчков, афтершоками

или самостоятельными событиями, формирующими основной сейсмический фон, затруднительно. Однако отметим, что после землетрясения 1977 г., в течение марта, зарегистрировано порядка 37 землетрясений в диапазоне магнитуд M_l от 2.6 до 4.0 с глубинами от 2 до 60 км, практически в координатах зоны Вранча (по данным другого каталога [7]). Это в 3-5 раз больше среднемесячного числа подобных землетрясений в фоновом режиме. Похоже, в процесс афтершоковой активности в 1977 году оказались вовлечены как самый верхний, так и нижний этажи глубин сейсмогенной зоны Вранча.

Исследование сейсмического режима на разных фазах развития сейсмического процесса в зоне Вранча можно провести на основе анализа параметров графика повторяемости в форме, предложенной в [1]:

$$\text{Log } N = A - B(M \geq m) \quad (1)$$

Параметр A в этом логлинейном уравнении характеризует сейсмическую активность. Угловой коэффициент B , (отражающий соотношение числа слабых и сильных землетрясений в наборе данных) также косвенно отражает состояние геологической среды, тип геоструктуры, трактуется и как прогностический признак [17,18,19].

По данным каталога [9] построено 9 графиков повторяемости для разных стадий сейсмического процесса, а также график повторяемости для набора землетрясений за 1982 год, как характеристика сейсмического режима стабильной фазы или фона. Для этих же 10 наборов данных вычислено значение суммарной сейсмической энергии ΣE_{si} по формуле:

$$\Sigma E_{si} = 1/2 * 10^{(M_i + 13.4)} \quad (2)$$

Формула (2) получена на основе совместного решения эмпирической формулы, выведенной в [9], связывающей сейсмический момент M_o и магнитуду M_l :

$$\text{Log } M_o = 1.0 M_l + 17.4, \quad M_l = 2.5 - 5.5 \quad (3)$$

и соотношения Канамори [20], связывающего сейсмическую энергию и сейсмический момент:

$$E_s = 1/2 * 10^{-4} M_o \quad (4)$$

Значения параметров A и B , коэффициентов корреляции линейной аппроксимации R сведены в таблицу 2. Уровень представительности в наборах данных 1-9 $M_l = 3.0$, для афтершоковой последовательности 1990 г. $M_l = 2.7$. Магнитуды сгруппированы с равномерным шагом через 0.3. Значения ΣE_{si} вычислены для всех зарегистрированных землетрясений соответствующего периода, а не только для представительных. В набор данных «афтершоки 1990 г.» не включено землетрясение 31.05.1990, о нем речь пойдет отдельно ниже.

Таблица 2. Параметры графиков повторяемости и ΣE_{si} для разных стадий сейсмического процесса в зоне Вранча.

| № п/п | Год | Период | N змтр. | A | B | R | $\Sigma E_{si} \cdot 10^{19}$, эрг |
|-------|------|-----------------|-----------|-------|-------|-------|--|
| 1 | 1982 | год (фоновый) | 181 | 4,48 | 0,771 | 0,967 | 1,81 |
| 2 | 1977 | год до змтр. | 122 | 4,802 | 0,867 | 0,994 | 1,47 |
| 3 | 1986 | год до змтр. | 134 | 4,608 | 0,828 | 0,988 | 1,71 |
| 4 | 1990 | год до змтр. | 124 | 4,757 | 0,849 | 0,992 | 1,59 |
| 5 | 1977 | год после змтр. | 147 | 4,76 | 0,852 | 0,985 | 1,57 |
| 6 | 1986 | год после змтр. | 214 | 4,22 | 0,691 | 0,982 | 2,31 |
| 7 | 1990 | год после змтр. | 216 | 4,64 | 0,776 | 0,978 | 3,36 |
| 8 | 1977 | афтершоки | 125 | 4,14 | 0,750 | 0,982 | 0,71 |
| 9 | 1986 | афтершоки | 233 | 4,48 | 0,767 | 0,965 | 2,09 |
| 10 | 1990 | афтершоки | 254 | 4,28 | 0,791 | 0,973 | 0,76 |

Реальное положение точек на графиках повторяемости афтершоковых последовательностей, постсейсмической стадии и графике, отражающем фоновую сейсмичность (в статье не приводятся), существенно отклоняется от аппроксимирующей прямой. Верхние части графиков в диапазоне магнитуд 3.0-4.2 почти линейны, в окрестности магнитуды 4.5 наблюдается излом. Энергетические оценки в таблице 2 показывают, что в течение года перед сильными землетрясениями величина суммарной сейсмической энергии была лишь незначительно ниже фоновой. Суммарная сейсмическая энергия афтершоков 1977 и 1990 гг. (при условии, что землетрясение 31.05.1990 рассматривается отдельно) была практически одинаковой. Хотя число афтершоков в 1990 г. было вдвое больше, чем в 1977 г., их магнитуды были ниже. Энергия афтершоков землетрясения 1986 г. была почти втрое больше.

Землетрясение 31.05.1990 магнитудой $M_w = 6.3$ и глубиной 85 км, по времени входящее в афтершоковую последовательность события 30.05.1990, интерпретируется одними авторами как наиболее сильный афтершок [21], другими – как второй толчок сейсмического дубля [22]. По утверждению М. Бота [23] разность магнитуд основного землетрясения и максимального афтершока группируется около значения $\Delta M = 1.2$. По оценке в [24], сделанной на основе Мирового каталога землетрясений Геологической службы США для основных толчков с $M \geq 6$ эта разница тяготеет к $\Delta M = 1.5$. В данном случае разница составляет всего 0.6. На основе вышеизложенного мы склонны считать пару землетрясений 30 и 31 мая 1990 г. сейсмическим дублем. Видимо, полная разрядка сейсмической энергии в 1990 г. осуществилась через серию более слабых афтершоков потому, что ее значительная часть высвободилась при втором землетрясении сейсмического дубля.

В постафтершоковые годовые периоды налицо тенденция к обратной зависимости между суммарной сейсмической энергией за соответствующий год и энергией основного события. Энергия трех землетрясений (1977, 1986, 1990 гг.) уменьшалась примерно вдвое от события к событию, суммарная энергия в течение года после них возрастала, соответственно, почти на 50 %.

На рис. 4 а, б, в приведены графики повторяемости предсейсмической стадии – в течение года перед сильными землетрясениями.

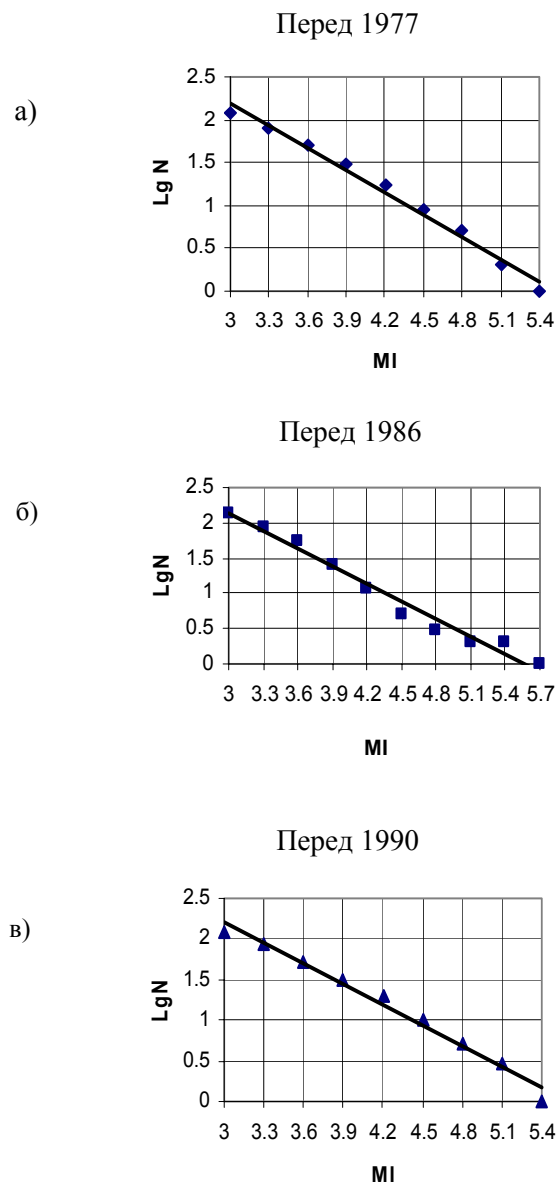


Рис. 4. Графики повторяемости предсейсмической стадии.

Реальное положение точек на графиках (рис. 4а и 4в) достаточно близко к аппроксимирующей линии. В этом случае можно говорить о тенденции к выпрямлению формы графика перед сильными землетрясениями. Выпрямление графика повторяемости перед сильным землетрясением или разрушением образца в механике твердого тела используется как прогностический критерий [18,19]. На

графике предсейсмической стадии землетрясения 1986 года (рис. 4б) эта тенденция менее выражена.

Кумулятивные графики числа землетрясений, нормированного на единицу времени (год, месяц), информативны и как характеристика полноты каталога за различные интервалы времени, и как прогностический признак. В работах [25,26] эта характеристика названа “seismic rate”.

Среднемесячные числа землетрясений за годовые интервалы до и после трех ключевых событий каталога приведены в таблице 3, даны также доверительные интервалы, соответствующие доверительной вероятности 0.9.

Таблица 3. Среднемесячное число землетрясений в течение года до и после сильных событий.

| Дата основного события | “Seismic rate” до основного события | Доверительный интервал | Seismic rate” после основного события | Доверительный интервал |
|------------------------|-------------------------------------|------------------------|---------------------------------------|------------------------|
| 04.03.1977 | 13.83 | 1.78 | 12.25 | 1.37 |
| 30.08.1986 | 20.25 | 1.75 | 17.83 | 1.64 |
| 30.05.1990 | 19.08 | 2.23 | 18.08 | 2.27 |

При 5%-ном уровне значимости разница между значениями “seismic rate” за год до и после сильных событий (таблица 3) попарно не значима

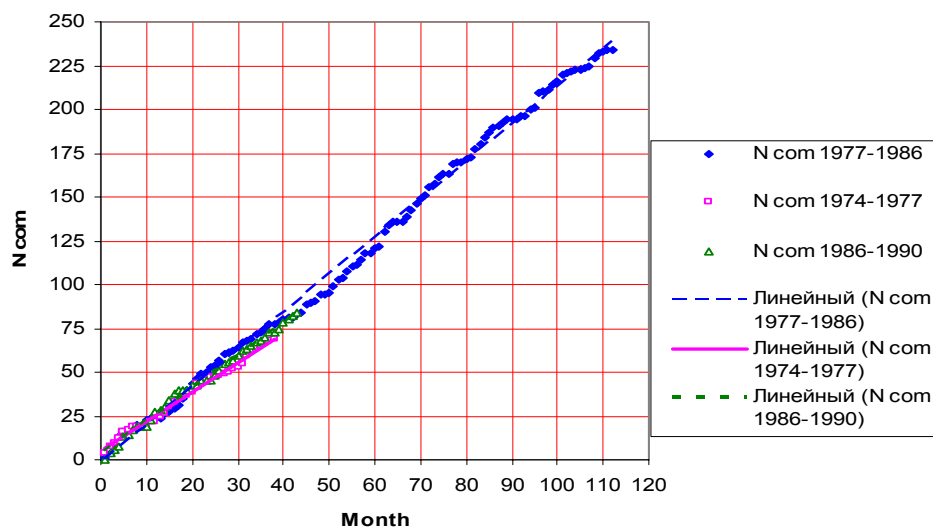


Рис.5 Графики среднемесячных значений “seismic rate” с уровня магнитуд $M_1 = 4.0$ и выше.

На рис. 5 приведены графики среднемесячных значений “seismic rate” для всех землетрясений каталога [9] (афтершоки исключены), с уровня магнитуд $M_1 = 4.0$ и выше. Суммирование велось с начала 1974 г. до момента землетрясения 1977, затем с начала постафтершокового периода до момента следующего сильного события 1986 г., затем то же повторено до 1990 г.

Прямые, аппроксимирующие каждый из трех графиков, имеют следующие углы наклона: I – 59° , II – 65° , III – 62° . Т.е. вариации “seismic rate” лежат в пределах 10%. Эти вариации статистически значимы, но интерпретировать их в прогностическом плане пока преждевременно.

Результаты и выводы

Выделены три афтершоковых последовательности сильных землетрясений исследуемого периода: 04.03.1977, 30.08.1986, 30.05.1990. Их количество и продолжительность составили соответственно: 128 событий и 25 дней, 233 и 63, 280 и 32. Землетрясения 30, 31 мая 1990 г. рассматриваются как сейсмический дубль с одной общей афтершоковой последовательностью.

Для всего периода каталога [9] оценен сейсмический фон (среднее число землетрясений в месяц), равный 15.38 ± 1.18 . Из фактически наблюдаемых, наиболее близким к этой статистике оказался 1982 г., в течение которого среднемесячное число землетрясений составило 15.25. Этот год, почти равноотстоящий от землетрясений 1977 и 1986 гг., принят за базовый для оценки фоновой сейсмичности и анализа пред- и постсейсмических стадий сейсмического процесса.

Сравнение параметров сейсмического режима в течение года до и после трех сильных событий показало, что разница в параметрах A и B по 1977 г. незначительна, менее 2%, суммарная сейсмическая энергия также практически не изменялась и была равной фоновой. По 1986 году отмечено снижение параметров A и B в постсейсмической стадии и рост ΣE_{si} на 35% относительно предсейсмической и фоновой. По 1990 году также наблюдалось небольшое снижение параметров A и B , но при этом ΣE_{si} увеличилась почти вдвое относительно предсейсмической и фоновой стадии.

Выпрямление формы графика повторяемости, обнаруженное в годичном интервале перед землетрясениями 1977 и 1990 гг., в механике разрушений и сейсмологии интерпретируется как прогностический признак (в данном случае ретроспективно).

Закон повторяемости хорошо выдерживается для всех трех афтершоковых последовательностей, значения параметров A и B близки к таковым для фоновой 1982 года. ΣE_{si} афтершоков 1977 г. и 1990 г. одинакова и вдвое ниже фоновой, в 1986 г. она оказалась на 17% выше фоновой.

Проведенный анализ позволяет сделать вывод о том, что, в целом, сейсмический режим зоны Вранча характеризуется высокой степенью стабильности, влияние на него сильных землетрясений прекращается достаточно быстро. Неизменность закона повторяемости для афтершоковых последовательностей и близость его параметров к параметрам фоновой периода свидетельствует о том, что горные породы, слагающие очаговую зону, быстро восстанавливаются (залечиваются) после сильного землетрясения.

Литература

1. Gutenberg B. and C.F. Richter Magnitude and energy of earthquakes. *Ann. geofis.*, v.9, N1, 1956, pp. 1-15.
2. Hwang H.H.M. and Huo J.R. Generation of Hazard-consistent fragility curves for seismic loss estimation studies. Technical Report NCEER-94-0015, National Center for Earthquake Engineering Research, University of New York at Buffalo, 1994.
3. Ginsari. V. Analysis of recurrence law validity by utilisation of different fitting techniques (Vrancea zone of intermediate depth seismicity case study). *Proceedings of XXVII ESC General Assembly, Lisbon, Portugal, 2000*, p. 96.
4. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. Под редакцией Н.В. Кондорской, Н.В. Шебалина, 1977 г., 535 стр.
5. Radu C. Catalogul cutremurelor puternice produse pe teritoriul României. Partea I,II. In: *Cutremil de pământ din Romania de la 4 martie 1977*. Ed. Academiei României, București, 1982, pp. 78-85.
6. Radu C. Catalogul istoric al cutremurelor din Vrancea în perioada 984-1900. In: *Construcții amplasate în zone cu mișcări seismice puternice*. Ed. Orizonturi Universitare, Timișoara, 2003, p. 25.
7. Constantinescu L., Marza V. A computers-compiled and computer oriented catalogue of Romanian's earthquakes during a millenium (984-1979) *Rev. Rom. Geol.,Geophys. Et Geogr. GEOPHYSIQUE. V.24.Bucarest. 1980*, pp. 193-234.
8. Oncescu M. C., V. Marza and M. Popa . The Romanian earthquake catalogue between 984-1997. In: *Vrancea Earthquakes: Tectonics, Hazard and Risk Mitigation*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/Boston/London, 1999, pp. 43-47.
9. Trifu C.I., Radulian M. A depth-magnitude catalogue of Vrancea intermediate depth earthquakes. *Revue Roumaine de Geophysique, tome 35, 1991*, pp. 31-45.
10. Trifu C., Radulean M. Asperity Distribution and Percolation as Fundamentals Of an Earthquake Cycle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors, 58, 1989*, pp. 277-288.
11. Гинсарь В.Н., И.А. Поята. Детальное исследование пространственного распределения землетрясений области Вранча за 1973-1982 гг. по данным МСЦ. деп. в ВИНТИ, № 7784-В87, 1987, 22 стр.
12. Молчан Г.М., О.Е. Дмитриева. Целевой подход к проблеме идентификации афтершоков. В кн.: *Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии*. Вып. 1, М., 1993, стр. 62-69.
13. Прозоров А.Г. Динамический алгоритм выделения афтершоков для мирового каталога землетрясений. *Вычислительная сейсмология*. Вып. 19, М., Наука, 1986, стр. 58-62.
14. Венцель Е.С. Теория вероятностей. М., Наука, 1969, стр. 317-324.
15. Гинсарь В.Н. Исследование изменений параметров среды области Вранча по вариациям наклона графика повторяемости. В моногр.: *Карпатское землетрясение 30 августа 1986*. Кишинев, Штиинца, 1990, стр. 17-21.
16. Oncescu M.- C., K.- P. Bonjer. A note on the depth recurrence and strain release of large Vrancea earthquakes. *Tectonophysics, 272, 1997*, pp. 291-302.
17. Друмя А.В., В.Н. Гинсарь, В.И. Шумила. Вариации наклона графика повторяемости землетрясений как характеристика сейсмического режима и геодинамических процессов. *Изв. АН СССР, Физика Земли, 6, 1990*, стр. 5-13.

18. Челидзе Т.Л. Методы теории протекания в механике геоматериалов. М., Наука, 1987, стр.55-68.
19. Полякова Т.П. О пространственно-временном изучении сейсмического процесса методом скользящего графика повторяемости. ДАН СССР, т. 311, 1989, стр. 842-844.
20. Hanks T.C. and H. Kanamori. A moment magnitude scale. J. Geophys. Res., 84, 1979, pp. 2348-2350.
21. Mărza V. Cutremurele de pământ: fenomenologie și manifestări. Raport. Sesiunea de științifice "Prevenirea și apărarea împotriva efectelor provocate de cutremure." Iași, 1995, 29-30 mai.
22. Друмя А.В., В.Г. Алказ, Э.Я. Барашкова и др. Карпатское землетрясение 30 мая 1990г. предварительные результаты сейсмологических и инженерно-сейсмологических исследований. *Известия АН МССР*, сер. физ.-тех. и мат. наук, №3, 1990, с. 68-103.
23. Bath M. Ultra-long period motions from the Alaska earthquake of July, 10, 1958. *Geofiz. Pura e appl.*, 41, 1958, pp. 91-100.
24. Прозоров А.Г. Сравнение закона повторяемости для основных землетрясений каталога и их афтершоков. *Вычислительная сейсмология*. Вып. 12, М., Наука, 1986, стр. 62-70.
25. Haberman R.E. Seismicity rate variations and systematic changes in teleseismic catalogs. *Tectonophysics*, 193, 1991, pp. 277-289.
26. Wiemer S. and M.Wiss. Seismic quiescence before the Landers (M=7.5) and Big Bear (M=6.5) earthquakes. *BSSA*, v.84, 1994, pp. 900-916.

*Алексеев В.Е., Бургеля А.Н., Варламов Е.Б.**

Педогенная трансформация минералогического состава четвертичного суглинка на Юге Молдовы

Резюме

Представлены данные по минералогическому составу породообразующих силикатов четвертичного суглинка в южной части Молдовы и параметрам его изменения под воздействием процессов черноземного почвообразования. В оценке педогенных преобразований использована система показателей, характеризующих минералогическое состояние почвы в определенных условиях увлажнения.

Abstract

There were presented data on mineralogical composition of rock-forming silicates of quaternary clay loam in the southern part of Moldova as well as data on parameters of its modification caused by processes of chernozem soil formation. In pedogenic transformations diagnosis a system of indices characterizing mineralogical state of soil in definite damping conditions was used.

Rezumat

Sunt prezentate date privind compoziția mineralogică a silicaților constituenți ai aleuritelor cuaternare din Sudul Moldovei și parametrii transformării lor sub acțiunea proceselor de solificare de tip cernoziomic. Pentru evaluarea modificărilor pedogene a fost utilizat sistemul de indicatori ce caracterizează starea mineralogică a solului în funcție de condițiile de umiditate.

Введение

Может показаться неожиданным, но сведения по породообразующим минералам в геологических исследованиях четвертичных отложений Молдовы практически отсутствуют. На эту проблему в геологической литературе указывалось ранее [1], но она осталась в том же виде и в настоящее время. В литературе некоторые данные по минералогии означенных пород со стратиграфическими целями можно найти, но только для террасовых отложений (Самодуров, Ренгартен, Константинова, Хубка и др.). По покровным четвертичным образованиям водоразделов и террас такие сведения нам не известны. Имеющиеся данные на основе оптической микроскопии обычно ограничиваются перечислением минералов легкой и тяжелой фракций, иногда с указанием примерного их содержания. Такая же ситуация наблюдается и с глинистыми минералами.

* Институт Почвоведения и Агрохимии им. Н.А.Димо, Республика Молдова

Вместе с тем при изучении минералогии почв республики по минералогическому составу поверхностных четвертичных образований накоплен значительный материал [2], поскольку современный почвенный покров в основном сформировался на отложениях этого возраста. В данном сообщении будут представлены состав и содержание главных породообразующих минералов четвертичных отложений на юге Молдовы, а также направленность их изменений под воздействием почвообразовательных процессов. Для оценки направленности гипергенных изменений используется ряд показателей.

По докучаевской парадигме климат относится к важнейшим факторам почвообразования. Однако известно, что нигде в мире и в Молдове, в частности, строгого совпадения климатической и почвенной зональности не наблюдается. Объясняется это разными причинами, на которых мы сейчас не будем останавливаться. Около 80% почвенного покрова республики представлено черноземами, причем один и тот же их подтип можно встретить в разных климатических зонах по увлажнению. Но в более широком плане «черноземная» зональность в республике прослеживается достаточно отчетливо. Согласно классическим представлениям в ее основе лежит биоклиматический фактор, а сами черноземы, как и их минералогические профили, являются продуктом голоценового почвообразования.

Давно и наиболее известны изменения в минеральной части черноземов, связанные с карбонатами. С юга на север по подтипам черноземов их содержание снижается, как понижается и уровень их залегания. Практически был неизвестен минералогический состав их силикатной части. В настоящее время по данному вопросу имеются более определенные представления [2].

Однако проблема преобразования силикатов под воздействием почвообразования требует более углубленного изучения, в связи с чем была поставлена конкретная задача установить, какие изменения происходят с их минералогическим составом в черноземах по современным зонам увлажнения. Для этого в каждой из выбранных зон был изучен наиболее характерный для нее подтип чернозема. При этом не упускалось из виду, что черноземы формировались, по крайней мере, на протяжении всего голоцена, в течение которого климат подвергался значительным изменениям. Кроме того, нельзя исключать, что минералогический профиль современных черноземов может содержать реликтовые признаки, сохранившиеся с доголоценовых эпох почвообразования. Важно, что во все эти периоды почвообразования на территории Молдовы климатические изменения, как известно, имели одну и ту же направленность, т. е. с севера на юг. Современные зоны увлажнения в данном случае используются только как своеобразные реперы.

Другая задача заключалась в том, чтобы выявить, какие показатели минералогического состава почв наиболее адекватно реагируют на изменение климата, если таковые существуют. Исследования проведены с юга на север по четырем современным зонам увлажнения. В этом сообщении представлены результаты исследования чернозема в южной части Молдовы в зоне увлажнения с гидротермическим коэффициентом (ГТК) в интервале 0,50-0,55 (по Иванову-Высоцкому). ГТК рассчитаны на основании данных климатических справочников [3,4].

Объекты и методы

В указанной зоне в качестве объекта изучения был взят обыкновенный чернозем тяжелосуглинистый как наиболее для нее характерный. Сформировался он на ниже-верхнечетвертичных делювиально-элювиальных отложениях лессовидного габитуса [5,6,7]. Для исключения влияния на результаты минералогического анализа гранулометрического состава почв он на протяжении всех исследований сохранен одним и тем же. В качестве такового выбран тяжелосуглинистый состав, как наиболее распространенный в республике. Для исключения влияния рельефа почвенные разрезы закладывались на ровных участках водоразделов или террас. Изучены три разреза (1, 5, 9), заложенные соответственно близ населенных пунктов Кортен, Казаклия, Балабану жудеца Тараклия и АТО Гагаузия на абсолютных отметках примерно 100, 90 и 80 м. Первый разрез заложен на плато, два других на предполагаемым древних террасах долин рек Лунга и Бол. Ялпуг.

Перед нами стояла задача исследовать состав минералов грубодисперсной (>1 мкм) и тонкодисперсной (<1 мкм) силикатных частей данного подтипа чернозема. Во фракции >1 мкм изучены первичные минералы, во фракции <1 мкм - глинистые. В работе используются термины “первичные” и “глинистые” минералы. В генетическом отношении они не очень удачны. Но в обычной почвенной литературе и в литературе по минералогии почв они до сих пор имеют широкое хождение. Уточним, что в этой работе к первичным отнесены порообразующие минералы с каркасной и слоистой структурами и размером частиц >1 мкм. К глинистым - тонкодисперсные слоистые силикаты с размером частиц <1 мкм. Фракционное разделение образцов проведено способом центрифугирования по методике [8]. Состав первичных и глинистых минералов изучен методом рентгеновской дифрактометрии по известным рекомендациям [9,10]. Количественный анализ минералов проведен по методикам [11,12]. Точность количественного анализа в зависимости от содержания минералов характеризуется следующими параметрами (отн. %): кварц - 2,9-3,3; полевые шпаты - 3,8-8,9%; слюды - 5-20; хлорит - 15-26; группа смектита - 2,5-3,0; иллит - 2,2-2,6; хлорит (ил) - 12-25; каолинит (ил) - 15-25. Органическое вещество и карбонаты удалялись. Все расчеты произведены на минеральную и бескарбонатную части фракции и почвы.

Оценка дифференцированности минеральной части почв по профилю проведена с использованием 8 показателей (K1, K2, K3, K4, ПИИС, ПНИС, ПИКС, ПНКС). В основе показателей лежат соотношения по профилю почвы между устойчивыми кварцем и диоктаэдрическим иллитом и менее устойчивыми к выветриванию другими группами минералов [2,13]. Кратко поясним их содержание.

- *Отношения K1, K2, K3.* Они характеризуют степень выветривания соответственно полевых шпатов (суммарно плагиоклазов и калишпатов, K1), слоистых силикатов (суммарно слюд, хлорита и каолинита, K2), тех и других вместе (K3). Рассчитываются как отношения содержания кварца к содержанию указанных групп минералов в каждом горизонте, деленные на такое же отношение в породе. При допущении однородности породы величина показателя более 1 свидетельствует о разрушении соответствующей группы минералов.

- *Отношение K4.* Представляет собой отношение содержания кварца к

содержанию безгумусного бескарбонатного ила (фракции <1 мкм) по профилю, деленное на такое же отношение в породе. При определенных условиях указывает на наличие или отсутствие в почве процесса оглинивания [13].

В диагностике процессов выветривания показатели К1-К4 зависят от проявлений неоднородности почвообразующей породы, на что сами могут и указывать.

- *Показатель интенсивности выветривания, иллит-сметитовый (ПНИС)*. Оценивает интенсивность преобразований по горизонтам почвы в ряду трансформации иллит → смектит. Представляет собой отношение содержания устойчивого диоктаэдрического иллита (образованного по мусковиту) к содержанию неустойчивого смектита в илистой фракции, умноженное на 10 с целью получения целого числа. Среди иллитов возможна примесь три-иллита.

- *Показатель напряженности выветривания, иллит-сметитовый (ПНИС)*. Характеризует одной цифрой напряженность минеральных преобразований в ряду трансформации иллит → смектит по всему профилю и представляет разницу в ПНИС (см. выше) между верхним горизонтом и породой.

- *Показатель интенсивности выветривания, кварцево-сметитовый (ПИКС)*. Представляет собой отношение содержания кварца во фракции >1 мкм к содержанию смектита во фракции <1 мкм в каждом горизонте, умноженное на 10 для получения целого числа. Относится к особо чувствительным показателям изменений в минеральной части почв.

- *Показатель напряженности выветривания, кварцево-сметитовый (ПИКС)*. Характеризует одной цифрой напряженность минеральных преобразований по всему профилю и представляет разницу в ПИКС (см. выше) между верхним горизонтом и породой.

Последние четыре показателя практически независимы от неоднородности почвообразующей породы.

Напомним, что одной из целей исследования является установление показателей педогенной трансформации минералогического состава породы, наиболее чувствительных к изменению климатических факторов, в частности, степени увлажнения.

Результаты и обсуждение

Результаты исследований представлены в таблицах 1-3. Гранулометрический состав изученных черноземов на глубину 2м оказался довольно однородным: содержание фракции >1 мкм находилось в пределах 62-68%, в почвообразующих породах – в пределах 64-66%. Содержание кварца во фракции >1 мкм в пересчете на почву составило 32-40%, плагиоклазов - 7-9, калишпатов - 5-7, слюд - 7-10, хлорита - 2-3 и глинистого минерала каолинита (присутствовал во фракции) - 2-5% (табл.1). Во всех изученных черноземах вверх по профилю содержание кварца увеличивается, а содержание хлорита и каолинита снижается, поведение полевых шпатов и слюд в этом виде представления данных менее определено. Принципиальных различий в содержании первичных минералов в породе на плато и террасах не обнаруживается.

Таблица 1. Первичные минералы (%)

| Горизонт | Глубина, см | Фракция >1 мкм | | | | | | Почва | | | | | |
|---|-------------|----------------|-------------|-----------|-------|--------|----------|-------|-------------|-----------|-------|--------|----------|
| | | Кварц | Плагиоклазы | Калишпаты | Слюды | Хлорит | Каолинит | Кварц | Плагиоклазы | Калишпаты | Слюды | Хлорит | Каолинит |
| Разрез 1, Кортен, плато, абс. выс. 100 м | | | | | | | | | | | | | |
| Ап | 0-31 | 63,4 | 11,3 | 8,2 | 11,3 | 3,0 | 2,8 | 40,4 | 7,2 | 5,3 | 7,2 | 1,9 | 1,8 |
| А | 40-43 | 61,5 | 11,7 | 8,3 | 10,6 | 3,3 | 4,6 | 38,5 | 7,4 | 5,2 | 6,7 | 2,1 | 2,9 |
| В1 | 60-70 | 59,2 | 11,8 | 8,3 | 11,5 | 3,6 | 5,5 | 36,4 | 7,2 | 5,1 | 7,1 | 2,2 | 3,4 |
| ВСк | 100-110 | 57,9 | 11,8 | 8,2 | 12,6 | 4,6 | 4,9 | 36,9 | 7,5 | 5,2 | 8,0 | 2,9 | 3,1 |
| Ск | 190-200 | 57,0 | 11,6 | 8,9 | 11,8 | 5,4 | 5,4 | 36,6 | 7,5 | 5,7 | 7,6 | 3,5 | 3,5 |
| Разрез 5, Казаклия, терраса, абс. выс. 90 м | | | | | | | | | | | | | |
| Ап | 0-28 | 56,9 | 13,3 | 9,2 | 13,1 | 3,2 | 4,2 | 38,5 | 9,0 | 6,2 | 8,9 | 2,2 | 2,8 |
| А | 40-50 | 54,5 | 13,3 | 9,4 | 14,6 | 3,3 | 4,9 | 36,8 | 9,0 | 6,3 | 9,9 | 2,2 | 3,3 |
| В2 | 60-70 | 53,5 | 13,7 | 9,4 | 13,6 | 3,8 | 6,1 | 36,2 | 9,3 | 6,3 | 9,2 | 2,6 | 4,1 |
| ВСк | 100-110 | 51,8 | 13,5 | 10,3 | 13,3 | 3,7 | 7,4 | 34,6 | 9,0 | 6,9 | 8,9 | 2,5 | 4,9 |
| Ск | 190-200 | 48,4 | 13,4 | 9,5 | 15,7 | 5,3 | 7,7 | 31,9 | 8,9 | 6,3 | 10,3 | 3,5 | 5,1 |
| Разрез 9, Балабану, терраса, абс. выс. 80 м | | | | | | | | | | | | | |
| Ап | 0-31 | 60,5 | 12,1 | 8,0 | 11,8 | 2,9 | 4,7 | 39,3 | 7,9 | 5,2 | 7,7 | 1,9 | 3,0 |
| А | 31-41 | 60,0 | 11,8 | 9,1 | 11,4 | 3,4 | 4,2 | 39,5 | 7,8 | 6,0 | 7,5 | 2,2 | 2,8 |
| В1 | 55-65 | 58,2 | 12,2 | 8,5 | 10,8 | 4,6 | 5,6 | 39,2 | 8,2 | 5,7 | 7,3 | 3,1 | 3,8 |
| ВСк | 100-110 | 57,3 | 13,3 | 8,4 | 9,8 | 5,0 | 6,2 | 38,6 | 9,0 | 5,7 | 6,6 | 3,4 | 4,2 |
| Ск | 190-200 | 56,0 | 14,3 | 8,5 | 11,6 | 4,0 | 5,5 | 36,6 | 9,4 | 5,6 | 7,6 | 2,6 | 3,6 |

Содержание безгумусной бескарбонатной фракции <1 мкм (ила), рассчитанное на безгумусную бескарбонатную почву, находилось в пределах 32-38%. В пересчете на почву в целом она содержит смектита (сумма смектита и иллит-смектита с высокой нормой смектитовых пакетов) 15-24%, иллита 7-12, хлорита 2-3,5 и каолинита 2-4,5% (табл. 2). Содержание смектита во фракции и в почве в целом от породы вверх по профилю уменьшается, иллита, напротив, увеличивается. Причина этого явления в почвенной литературе обсуждалась не однажды. Применительно к обыкновенному чернозему она обусловлена двумя обстоятельствами. Первое заключается в относительном накоплении иллита в верхних горизонтах в связи с физической диспергацией грубодисперсных слюд и обогащением ими глинистой части. Второе – в относительном накоплении иллита в тех же горизонтах в связи с разрушением менее устойчивого смектита. Поведение хлорита и каолинита без относительно к кварцу выглядит менее определенно. Существенных различий в содержании глинистых минералов в породах и почвах плато и террас не выявилось. Можно говорить только о тенденции повышения содержания смектита и понижения содержания иллита, хлорита и каолинита в породе и почве на плато в сравнении с таковыми террас, что с осторожностью может быть отнесено к различиям в возрасте этих поверхностей выравнивания.

Таблица 2. Глинистые минералы (%)

| Горизонт | Глубина, см | Фракция <1мкм | | | | Почва | | | |
|---|----------------|---------------|-------|--------|----------|---------|-------|--------|----------|
| | | Смектит | Иллит | Хлорит | Каолинит | Смектит | Иллит | Хлорит | Каолинит |
| Разрез 1, Кортен, плато, абс. выс. 100 м | | | | | | | | | |
| Ап | 0-31 | 55,3 | 30,5 | 7,3 | 7,0 | 20,0 | 11,0 | 2,6 | 2,5 |
| А | 40-43 | 51,7 | 31,9 | 7,7 | 8,7 | 19,3 | 11,9 | 2,9 | 3,2 |
| В1 | 60-70 | 64,1 | 21,7 | 8,8 | 5,4 | 24,7 | 8,4 | 3,4 | 2,1 |
| ВСк | 100-110 | 65,9 | 20,0 | 5,8 | 8,4 | 23,9 | 7,2 | 2,1 | 3,0 |
| Ск | 190-200 | 66,4 | 19,5 | 5,4 | 8,8 | 23,7 | 6,9 | 1,9 | 3,1 |
| Разрез 5, Казаклия, терраса, абс. выс. 90 м | | | | | | | | | |
| Ап | 0-28 | 51,5 | 31,5 | 6,8 | 10,2 | 16,6 | 10,2 | 2,2 | 3,3 |
| А | 40-50 | 50,0 | 30,1 | 8,0 | 11,9 | 16,2 | 9,7 | 2,6 | 3,9 |
| В2 | 60-70 | 54,7 | 23,6 | 9,9 | 11,8 | 17,7 | 7,6 | 3,2 | 3,8 |
| ВСк | 100-110 | 54,5 | 22,6 | 9,2 | 13,7 | 18,1 | 7,5 | 3,1 | 4,5 |
| Ск | 190-200 | 59,1 | 22,4 | 7,5 | 10,9 | 20,1 | 7,6 | 2,6 | 3,7 |
| Разрез 9, Балабану, терраса, абс. выс. 80 м | | | | | | | | | |
| Ап | 0-31 | 44,5 | 35,1 | 8,2 | 12,2 | 15,6 | 12,3 | 2,9 | 4,3 |
| А | 31-41 | 44,7 | 32,1 | 9,2 | 14,0 | 15,3 | 11,0 | 3,2 | 4,8 |
| В1 | 55-65 | 51,2 | 26,6 | 9,2 | 12,9 | 16,7 | 8,7 | 3,0 | 4,2 |
| ВСк | 100-110 | 55,0 | 21,8 | 9,4 | 13,8 | 17,9 | 7,1 | 3,1 | 4,5 |
| Ск | 190-200 | 57,2 | 21,7 | 8,4 | 12,7 | 19,8 | 7,5 | 2,9 | 4,4 |

Расчет показателей дифференцированности минералогического состава по профилю черноземов и минимальная статистическая обработка полученных данных позволили получить своеобразный образ минералогического состояния обыкновенного чернозема юга Молдовы, сформированного на четвертичном тяжелом суглинке (табл. 3).

Вверх по профилю черноземов отношения К1, К2, К3 увеличиваются. Исходя из физических свойств исследуемых минералов и представлений об их устойчивости к выветриванию, наблюдаемые изменения легче всего объяснить процессами выветривания и почвообразования. Они указывают на разрушение полевых шпатов, слоистых силикатов, тех и других вместе и относительное накопление в почвах кварца. Значения К2 (в верхних горизонтах в среднем составляют 1,43) существенно выше значений К1 (в тех же горизонтах равны 1,20), что свидетельствует о том, что слоистые грубодисперсные алюмосиликаты (слюды, хлорит, каолинит) подвергаются педогенным преобразованиям более интенсивно, чем каркасные (полевые шпаты). Среднестатистические значения К4 более единицы указывают на разрушение также и глинистых минералов, но в меньшей степени, чем других групп минералов. Об этом свидетельствуют более низкие их значения. Однако следует иметь в виду, что баланс глинистых минералов в каждом горизонте почвы складывается из продуктов диспергации и трансформации грубодисперсных минералов и их потерь при конечном разрушении.

Показатели интенсивности (ПИИС) преобразований под влиянием процессов

выветривания и почвообразования глинистой части черноземов, где главными компонентами выступают смектит и иллит, по отдельным разрезам изменялись от 5 до 8 в верхней части профиля и от 3 до 4 – в нижней. Средние показатели в верхней и нижней частях профиля лежат между 6,5 и 3,5 (табл.3). Средний показатель напряженности минеральных преобразований глинистой части (ПНИС) для изученных разрезов составил 3 единицы. Он представляет разницу между средними значениями ПНИС верхних горизонтов и породы.

Таблица 3. Сводные среднестатистические параметры трансформации минералогического состава чернозема обыкновенного на четвертичном тяжелом суглинке ($X \pm s$)

| Горизонт | K1 | K2 | K3 | K4 | ПИИС | ПНИС | ПИКС | ПНКС |
|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|------------|----------|
| Ап | 1,20±0,03 | 1,43±0,23 | 1,31±0,11 | 1,14±0,11 | 6,50±1,25 | 3,00±0,96 | 12,10±1,34 | 3,00±0,9 |
| А | 1,14±0,03 | 1,30±0,11 | 1,22±0,05 | 1,10±0,10 | 6,47±0,64 | | 12,10±1,26 | |
| В | 1,10±0,05 | 1,17±0,16 | 1,14±0,08 | 1,08±0,14 | 4,30±0,90 | | 10,10±1,14 | |
| ВСк | 1,05±0,03 | 1,11±0,13 | 1,08±0,06 | 1,07±0,07 | 3,70±0,61 | | 9,60±0,80 | |
| Ск | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 3,50±0,52 | | 9,10±0,83 | |

Примечание: X – среднее значение; s – стандартное отклонение

Показатели интенсивности педогенных преобразований четвертичного суглинка по соотношению между наиболее устойчивым к выветриванию кварцем и наименее устойчивым смектитом (ПИКС) в верхних горизонтах исследуемых черноземов находились в пределах 11-13, в породе – в пределах 8-10. Средние показатели по трем разрезам составили соответственно 12 и 9 (табл. 3). Разница между ними или показатель напряженности трансформации минеральной основы почв по профилю, оцененной по кварцу и смектиту (ПНКС), выразилась в 3 единицы. Этот показатель оказался равным аналогичному показателю по иллиту и смектиту (табл.3), что требует дополнительного осмысления.

Выводы

Проведены исследования состава порообразующих минералов четвертичного тяжелого суглинка и сформированного на нем чернозема обыкновенного на юге Молдовы в зоне увлажнения с ГТК 0,50-0,55. Установлены параметры содержания и трансформации указанных минералов под воздействием почвообразовательного процесса. Полученные результаты свидетельствуют о процессах выветривания полевых шпатов, грубодисперсных слоистых силикатов и глинистых минералов под воздействием черноземного почвообразования и относительном накоплении в почве кварца и ди-иллита. Размеры педогенных изменений оценены количественно с помощью системы показателей и будут использованы в аналогичных сравнительных исследованиях по другим зонам увлажнения. Поскольку степень выветренности четвертичных поверхностных

отложений под влиянием гипергенеза обусловлена также продолжительностью его воздействия, то использованная методика исследования может найти применение при установлении возраста этих отложений, в отношении которых другие методы трудно приложимы.

Литература

1. Г.М. Билинкис, А.В. Друмя, К.Ф. Стажило-Алексеев. Основные проблемы четвертичной геологии Молдавии. Геология четвертичных отложений Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1983, с.3-19.
2. В.Е. Алексеев. Минералогия почвообразования в степной и лесостепной зонах Молдовы: диагностика, параметры, факторы, процессы. Кишинев, 1999, 241с.
3. Справочник по климату СССР. Вып. II. Молд.ССР. Ч. IV. Л.: Гидрометеизд-во, 1968, 128 с.
4. Справочник по климату СССР. Вып. 11. Молд.ССР. Ч. II. Л.: Гидрометеизд-во, 1965, 122 с.
5. Атлас Молдавской ССР. М., 1978, 131 с.
6. Почвы Молдавии. Генезис, экология, классификация и систематическое описание почв. Кишинев: Штиинца, т.1, 1984, 352 с.
7. Почвы Молдавии. География почв, описание почвенных провинций, районов и микрорайонов. Кишинев: Штиинца, т.2, 1985, 239 с.
8. В.Е. Алексеев, К.Г. Арапу, А.Н. Бургеля. Методика супердисперсного фракционирования почв и пород при их минералогическом анализе. Почвоведение, N7, 1996, с. 873-878.
9. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. Под ред. Брауна Г. М.: Мир, 1965, 599 с.
10. Рентгенография основных типов породобразующих минералов. Под ред. Власова В.С., Волкова С.А. и др. Л.: Недра, 1983, 359 с.
11. В.Е. Алексеев, В.П. Грати, В.Е. Моток и др. Глинистые минералы в лесных почвах Молдавии. Генезис и рац. использ. почв Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1977, с. 23-41.
12. В.Е. Алексеев. Способ количественного определения первичных минералов в почвах и породах методом рентгеновской дифрактометрии. Почвоведение, N1, 1994, с.104-109.
13. В.Е. Алексеев. Минералогический анализ в диагностике оподзоливания, лессиважа и оглинивания. Почвоведение, N10, 1983, с.12-18.

Кампальчук М.В. *

Содержание селена в почве на различных элементах рельефа долины Днестра

Rezumat

În publicația prezentată sunt reflectate datele privind conținutul Se în solurile luncii și terasele văii cursului mediu și inferior a r.Nistru. A fost stabilit, că concentrația medie de Se în diferite elemente ale reliefului constituie 0,100-1,483 mg/kg. Pe terasa III al cursului inferior al Nistrului a fost evidențiat un maximum local de concentrație a Se (1,980 mg/kg), iar pe terasa I a fost semnalat un caz de deficit în Se (0,100 mg/kg)

Abstract

The paper discusses the results of the total Se content in the soil of flood-lands and terraces in the middle and lower Dniester. It was determined that the average Se concentration in different relief elements was 0.100 – 1.483 mg/kg. On the third over-flood-lands terrace in the lower Dniester the local maximum of the total Se concentration was found to be (1.930 mg/kg), but on the first one the event of Se deficiency (0.100 mg/kg) was spotted.

1. Введение

В последние десятилетия заметно возрос интерес ученых к биогеохимическим исследованиям селена. Это обстоятельство связано с тем, что во второй половине прошлого века была установлена эссенциальность этого микроэлемента для человека и животных, прежде всего благодаря его антиоксидантным свойствам. Кларковое содержание селена в земной коре составляет $1 \cdot 10^{-5}$ %, а в почвах его концентрация обычно не превышает $n \cdot 10^{-6}$ %. Однако в условиях селеновой геохимической провинции содержание этого микроэлемента может возрасть до $3,5 \cdot 10^{-5}$ - $8 \cdot 10^{-4}$ % [1]. Известны провинции и с глубоким селенодефицитом, в которых распространены эндемичные заболевания [2,3]. Значительная часть населения планеты проживает в условиях маргинальной обеспеченности селеном, которая ниже физиологического оптимума его потребления, что приводит к повышению риска для ряда заболеваний [2].

К настоящему времени ориентировочная оценка обеспеченности селеном населения Республики Молдова выполнена Н.А. Голубкиной [4,5]. Имеется также ряд работ молдавских ученых по оценке содержания микроэлемента в некоторых геокомпонентах для ряда районов республики [6-14]. Однако закономерности распределения содержания селена в геокомпонентах на территории Молдовы на сегодняшний день изучены недостаточно. В связи с этим проблематичной является разработка научно обоснованных рекомендаций по использованию населением республики селеносодержащих биологически активных добавок к пище.

* Институт физиологии растений Академии Наук, Республика Молдова.

Целью настоящей работы является оценка содержания селена в почвах, расположенных на различных геоморфологических элементах долины р.Днестр.

2. Материалы и методы

Материалами для лабораторного анализа по определению селена служили почвенные образцы, взятые на различных элементах рельефа левого берега Среднего и Нижнего Днестра на участке от с.Грушка на севере до с.Чобручи на юге. Предварительный выбор участков для взятия проб осуществлялся с помощью геоморфологической карты масштаба 1:200000 [15], по которой определялось местоположение характерных элементов рельефа долины р.Днестр, затем непосредственно на местности определялось место для закладки шурфов и почвенных ям. Образцы почв собирались профильно-гнездовым способом в пределах выбранного элемента рельефа. В зависимости от величины исследуемого участка из 5-10 индивидуальных образцов, отобранных равномерно со всей площади, составлялась осредненная проба. Всего, таким образом, было собрано 31 почвенная проба, в том числе 5 проб взяты в пойме Днестра, а остальные 26 образцов относятся к надпойменным террасам различного возраста.

Определение содержания селена в почвенных образцах проводилось атомно-абсорбционным методом с использованием спектрофотометра с проточно-инжекционной системой. Методика подготовки проб и определения концентрации селена подробно описана в работе [6].

3. Результаты и обсуждение

Данные лабораторного анализа почвенных образцов для различных элементов рельефа представлены в таблице 1. Из полученных результатов следует, что среднее содержание селена в почвах геоморфологических элементов долины р.Днестр заключено в интервале значений 0,100 – 1,483 мг/кг. Среднее значение в целом для изучаемой территории составило $0,460 \pm 0,380$ мг/кг.

Локальный абсолютный максимум концентрации селена зафиксирован на Тираспольской (III) надпойменной террасе у с.Чобручи в образце тяжелосуглинистого чернозема обыкновенного. На этой же террасе, расположенной в нижнем течении Днестра, отмечается и максимальное значение средней концентрации (1,483) селена. Однако высокое содержание селена в почвах третьей надпойменной террасы наблюдается не повсеместно. Так, в окрестностях г.Тирасполя и с.Парканы, где также располагаются обыкновенные черноземы, средняя концентрация селена на третьей надпойменной террасе составляет 0,275 и 0,315 мг/кг соответственно, что ниже среднего значения для изучаемой территории.

Минимальная концентрация селена 0,100 мг/кг, соответствующая области дефицита микроэлемента, обнаружена на Парканской (I) надпойменной террасе у с.Терновка, где сформировались легкосуглинистые и супесчаные карбонатные черноземы. В то же время, в образцах среднесуглинистого карбонатного чернозема на первой надпойменной террасе у с.Грушка в среднем течении Днестра содержание селена довольно высокое и составляет в среднем 0,473 мг/кг. Таким образом, на одноименных террасах, располагающихся в различных местах долины

Днестра, содержание селена в почвах существенно различается, что, видимо, обусловлено геохимическими особенностями почвообразующих пород. Этот факт требует дополнительного изучения.

Таблица 1. Среднее содержание общего селена в почвенном слое 0 – 40 см на различных элементах рельефа долины р.Днестр

| № пп | Наименование элемента рельефа | Место взятия образца | Тип почвы | Кол-во образцов | Среднее содержание Se, мг/кг |
|------|--|----------------------|---|-----------------|------------------------------|
| 1 | Центральная суглинистая пойма | с. Грушка | Пойменная луговая слоистая почва | 3 | 0,667 |
| 2 | Параллельно-гравистая супесчаная пойма | с. Чобручи | Пойменная луговая слоистая супесчаная | 2 | 0,320 |
| 3 | Парканская (I) надпойменная терраса | с. Грушка | Чернозем карбонатный среднесуглинистый | 3 | 0,473 |
| 4 | Парканская (I) надпойменная терраса | с. Терновка | Чернозем карбонатный легкосуглинистый | 2 | 0,100 |
| 5 | Парканская (II) надпойменная терраса | с. Грушка | Чернозем карбонатный среднесуглинистый | 2 | 0,360 |
| 6 | Тираспольская (III) надпойменная терраса | г. Тирасполь | Чернозем обыкновенный суглинистый | 2 | 0,275 |
| 7 | Тираспольская (III) надпойменная терраса | с. Парканы | Чернозем обыкновенный суглинистый | 2 | 0,315 |
| 8 | Тираспольская (III) надпойменная терраса | с. Чобручи | Чернозем обыкновенный тяжелосуглинистый | 3 | 1,483 |
| 9 | Колкотовская (V) надпойменная терраса | с. Бутор | Чернозем карбонатный суглинистый | 2 | 0,270 |
| 10 | Кицканская (VIII) надпойменная терраса | с. Гармацкое | Чернозем обыкновенный тяжелосуглинистый | 2 | 0,340 |
| 11 | Кошерницкая (IX) надпойменная терраса | с. Попенки | Чернозем обыкновенный тяжелосуглинистый | 2 | 0,290 |
| 12 | Кошерницкая (IX) надпойменная терраса | с. Кузьмин | Чернозем карбонатный суглинистый | 2 | 0,355 |
| 13 | Фырладянская (X) надпойменная терраса | с. Грушка | Чернозем типичный суглинистый | 2 | 0,320 |
| 14 | Фырладянская (X) надпойменная терраса | с. Строенцы | Чернозем выщелоченный суглинистый | 2 | 0,265 |

На рис.1 представлено распределение средней концентрации селена для поймы и террас Днестра. Из приведенных на рис.1 данных видно, что явно выраженной закономерности в распределении концентрации селена в зависимости

от возраста и относительной высоты элементов рельефа не прослеживается. Исходя из осредненных концентраций селена, элементы рельефа можно расположить в следующей последовательности: *terraca-III* (0,669) > *пойма* (0,494) > *terraca-II* (0,360) > *terraca-VIII* (0,340) > *terraca-IX* (0,322) > *terraca-X* (0,292) > *terraca-I* (0,286) > *terraca-V* (0,270). Однако нельзя исключить, что при расширении выборки относительное расположение элементов рельефа в этой последовательности может измениться. Следует также учитывать, что концентрация селена существенно варьирует и в почвах одноптичных террас. Поэтому поиск закономерностей в пространственном распределении селена, видимо, будет более перспективным, если обратиться к геоморфологическим профилям. Для примера на рис.2 представлено распределение среднего содержания селена в зависимости от формы рельефа у с.Грушка. Здесь явно прослеживается уменьшение концентрации селена по мере увеличения возраста и относительной высоты элементов рельефа долины. Причем, содержание селена в почве поймы в два раза выше, чем на верхней террасе-X. Однако эту закономерность нельзя распространить на всю изучаемую территорию. Так, на юге исследуемого участка долины Днестра у с.Чобручи наблюдается обратный ход изменения концентрации селена, по сравнению с профилем у с.Грушка. Здесь при переходе от поймы к террасе-III концентрация селена увеличивается в 5 раз (табл.1). Подобная ситуация отмечается и на участке Парканы-Терновка-Тирасполь, где на первой надпойменной террасе наблюдаются дефицитные значения концентрации селена (0,1 мг/кг), а на третьей надпойменной террасе среднее содержание селена возрастает до 0,315 мг/кг.

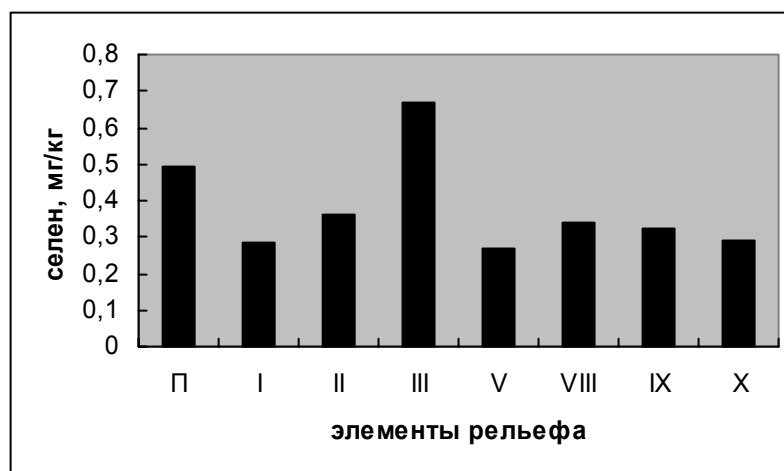


Рис.1 Среднее содержание селена на различных элементах рельефа долины р. Днестр

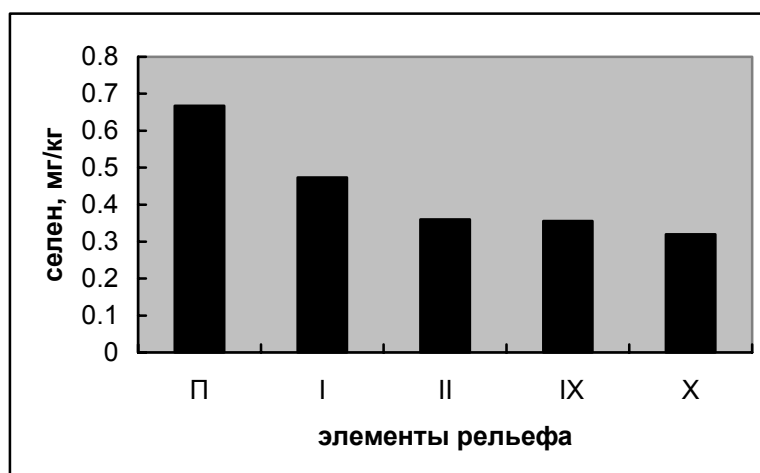


Рис.2 Распределение средней концентрации селена на различных элементах рельефа у с. Грушка

Возможно, указанные различия в распределении содержания селена на поперечных профилях долины Днестра связаны с особенностями рельефа на северном и южном участках исследуемой территории. В частности, для долины Среднего Днестра характерны узкие полосы террас и склоны значительной крутизны, что определяет денудационный и эрозионный снос субстрата с более высоких на более низкие элементы рельефа и обеспечивает закономерное распределение селена с тенденцией повышения его содержания в нижних частях рельефа.

В нижнем течении Днестра в условиях Нижнеднестровской равнины, где преобладают обширные террасы с малыми уклонами, обеспечивается относительная обособленность элементов рельефа долины вследствие ослабленного геохимического обмена между ними. Вероятно, этот фактор и обуславливает, главным образом, особенности распределения селена в поперечном сечении долины.

4. Выводы

Среднее содержание селена в почве различных элементов рельефа долины Днестра варьирует от 0,100 до 1,483 мг/кг. Абсолютный максимум концентрации селена (1,930 мг/кг) обнаружен на Тираспольской (III) надпойменной террасе. Однако это значение не достигает токсического уровня селена.

Случай селенодефицита (0,100 мг/кг) установлен для Парканской (I) надпойменной террасы. Явной закономерной зависимости в концентрации селена в зависимости от типа и возраста террас не обнаружено. Наблюдаются различия в пространственном распределении концентрации селена на поперечных сечениях долины в среднем и нижнем течении Днестра.

5. Благодарность

Выражаю благодарность Капитальчуку И.П., Томе С.И., Богдевичу О.П., Измайловой Д.Н., Романову Л.Ф. за оказанную помощь в анализе образцов и обсуждении полученных результатов.

Литература

1. В.В.Ковальский, А.Д.Гололобов. Методы определения микроэлементов в органах и тканях животных, растений и почвах.- Москва: «Колос», 1969, 272 с.
2. И.В.Гмошинский, В.К.Мазо. Селен в питании: краткий обзор.// *Medicina Altera*, №4,1999, с.18-22.
3. J.Tan.The influence of selenium deficiency in environment on human health in Northeast China. In: Lag J. (Ed.), *Excess and Deficiency of Trace Element in Relation to Human and Animal Health*. Norwegian Academy of Science and Letters. Norwegian University Press., 1987, p. 90-95.
4. Н.А.Голубкина. Содержание Se в пшеничной и ржаной муке России, стран СНГ и Балтии // *Вопросы питания*, №3, 1997, с.17-20.
5. Н.А.Голубкина. Влияние геохимического фактора на накопление селена зерновыми культурами и сельскохозяйственными животными в условиях России, стран СНГ и Балтии // *Проблемы региональной экологии*, №4, 1998, с.94-10.
6. О.П.Богдевич, Д.Н.Измайлова, М.В.Капитальчук и др. Оценка содержания селена в почвах Молдовы // *Buletinul Institutului de Geofizica și geologie al A.S.M.*, №1, 2005, с.83-87.
7. Д.Н.Измайлова, М.В.Капитальчук, И.П.Капитальчук и др. Оценка загрязнения поверхностных вод и донных отложений на территории г.Тирасполя // *Геоэкологические и биоэкологические проблемы Северного Причерноморья: материалы II Международной научно- практической конференции (15-16 сент. 2005г.)*, Тирасполь, 2005, с.125-127.
8. М.В.Капитальчук. К проблеме селенодефицита // *Биоразнообразие. Экология. Эволюция. Адаптация: материалы II Международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых, (28 марта – 1 апреля, 2005 г.)*, Одесса, 2005, с.33.
9. С.И.Тома, М.В.Капитальчук. Состояние и перспективы исследований по содержанию селена в природных компонентах Молдовы // *Геоэкологические и биоэкологические проблемы Северного Причерноморья: материалы II Международной научно-практической конференции (15-16 сентября,2005г.) – Тирасполь, 2005, с.155-157.*
10. M.V.Capitalciuc. Conținutul selenului in apele subterane și de suprafață a landșaftelor litorale ale r.Nistru. *Materialele conferinței științifico- metodice*,(11-12 octombrie, 2005), Chișinău, 2005, p.19.
11. O.P.Bogdevich, R.E.Hannigan, D.N.Izmailova. Assessment of natural and artificial sources of selenium in the environment of Moldova republic. *Proc. of Sixth Inter. Symp.& Exhib. on Envir. Contamin. In Central and Eastern Europe and the Commonwealth of Independent State*, 1-4 sept., 2003, Prague, Czech Republic.

12. O.Bogdevich, R.E.Hannigan, C.Moraru et al. Assessment of heavy metal and selenium pollution in artificial landscapes. In: Abstract book of the second international conference on Ecological chemistry, Chisinau, 2002, p.167.
13. O.Bogdevich, R.E.Hannigan, C.Moraru et al., The investigation of selenium in the environment. In: Abstract book of the second international conference on Ecological chemistry, Chisinau, 2002, p.168.
14. C.Moraru. Selenium in groundwater and surrounding media of the Republic of Moldova: country overview. In: Abstract book of the second international conference on Ecological chemistry, Chisinau, 2002, p. 54.
15. Геоморфологическая карта Молдавской ССР масштаба 1:200 000. Кишинев, 1988.

*Димитров Г. Х., * Няга В.И.*

Структурно-геологические предпосылки открытия урановых месторождений в юго-западной части Украинского щита – Украинско-Молдовское Среднее Приднестровье

Rezumat

În această lucrare se propune ideea formării și acumulării mineralizărilor de uraniu. Trecerea treptată de la mineralizarea dispersată spre cea concentrată prezintă un indiciu care confirmă că procesele de formare a minereurilor epigenetice au început încă atunci, când rocile se aflau în stare de subsidență. Formarea intensivă a minereului este însoțită de renovarea faliiilor tectonice și pătrunderea prin ele din fundamentul cristalin a soluțiilor minerale. Aceasta se confirmă prin faptul că mineralizația de uraniu de același tip și vîrstă este asociată cu zonele fisurate ale fundamentului și cu straturile inferioare ale acoperișului sedimentar. Probabil uraniul este adus din fundament nu numai de soluțiile de cluorid-carbonat-hidrocarbură, dar și din straturile sedimentare care acoperă fundamentul. Conținutul soluțiilor ascensionale epigenetice se determină în baza mineralelor nou formate (fluorită, baritină, cuarț, calcită, hidromici cu litiu, sfalerită, halcopirită, pirită) și substanței hidrocarbonice (antraxolită, kerită).

Metamorfismul regional adînc la temperaturi scăzute a condus la repartizarea uraniului și acumularea lui în minerale noi formate – hidrobiotită, cluorita, purita.

În zona paleoriftică Nistreană au fost evidențiate două sectoare perspective în acumularea minereurilor de uraniu Soroca și Vorăncău și se recomandă pentru efectuarea prospecțiunilor geologice mai detaliate.

Своеобразное геологическое строение территории, наличие древних базальных конгломератов и песчаников, лежащих на размытой поверхности кристаллического фундамента, наличие в них восстановителей и сорбентов урана (пирита, органики, твердых битумов), широких площадей измененных пород с флюоритовой и сульфидной минерализацией, широко проявленная разломная тектоника, как в породах фундамента, так и в породах чехла, наличие гелиевых и радиоактивных аномалий в водах позволяет нам отнести эту территорию к перспективным для обнаружения урановых и редкометальных месторождений.

В докембрийском фундаменте юго-западной части Украинского щита сохранились следы активных геодинамических режимов, отражающих циклическое развитие земной коры и ее взаимодействие с мантией на ранних этапах ее развития.

Геодинамический анализ этого региона позволяет отметить, что основными рудоконтролирующими структурами являются зоны пересечения (узлы) субмеридиональных раннепротерозойских рифтовых зон – Немировско-Воронковско – Страшенской и Трактемировско – Ядловско – Тальновско – Фрунзовской с рифей – вендским Днестровским палеорифтом [1, 2, 3]. Восточнее Молдовского (Реутского) массива рапакививидных крупноовоидных биотит-амфиболовых гранитов встречаются следующие узлы: Сорокский, Воронково-

* Институт Геохимии окружающей среды НАН, Украина

Косницкий, Каменкский, Рыбницкий, Фрунзовский и Новосветовский. Все указанные узлы располагаются в пределах юго-западного склона Украинского щита.

Как установлено геолого-геофизическими исследованиями и буровыми скважинами, погружение кристаллического фундамента в районе Среднего Приднестровья происходит не плавно, а ступенчато, что обусловлено системой неоднократно обновляющихся разломов северо-западного, субмеридионального и субширотного направлений, создавшую клавишную блокировку. Более резкое погружение наблюдается в юго-западном и юго-восточном направлениях.

Наиболее интенсивно проявилась активизация в верхнем протерозое (рифее, венде) и в мезозое.

Характерной особенностью поверхности фундамента является наличие желобообразных и грабенообразных долин тектонического и эрозионного происхождения, представляющих собой место сноса кор выветривания и продуктов тектонической дезинтеграции кристаллических пород.

Наиболее четко проявилась Днестровская палеорифтовая грабенообразная долина, созданная Днестровским рифтогенным глубинным разломом. В ней наблюдаются дискретные излияния базальтов. Ширина долины колеблется от 5 до 55 км.

В пределах Днестровской зоны наблюдается интенсивная трещиноватость, зоны дробления, тектонические швы, вплоть до меловых и даже неогеновых отложений. Проявились также неотектонические движения, которые начались с сармата и продолжаются до настоящего времени, имея тенденцию к поднятию. Неоднократная тектоническая активизация отмечается и в разновозрастности ураново-рудных проявлений.

По глубинным рифтогенным разломам нижнепротерозойских и пересекающих их рифей-вендским поднимались в верхние слои высокотемпературные растворы, способствующие высвобождению гелия и подъему их в верхние разуплотненные слои и, как следствие, образование гелиенасыщенной области. Поскольку подземные воды ниже своего уровня заполняют все свободное трещинно-поровое пространство, то мигрирующий из недр гелий обязательно должен пройти через водный барьер, и его концентрация будет выше там, где восходящий поток сильнее.

Поскольку гелий является главным образом продуктом радиоактивного распада урана и тория (альфа-частица при торможении захватывает два электрона и превращается в нейтральный атом гелия), его локально аномально высокие концентрации можно использовать при поисках радиоактивных руд. Так как гелий любого происхождения мигрирует к поверхности преимущественно по разломам, то по аномальным концентрациям гелия можно выявлять разломы земной коры.

Образующейся в результате ядерного распада в минералах содержащих радиоактивные вещества гелий в большей своей части удерживается плотной кристаллической решеткой, но в подавляющем количестве минералов теряется. Интенсивность потери гелия из пород увеличивается при процессах выветривания, метаморфизма и вторичной кристаллизации. Гелий, освобожденный из кристаллической решетки, растворяется в подземных водах и вместе с ними мигрирует на различные расстояния от источников своего образования.

Изучение степени гелиенасыщенности подземных вод имело целью установление связи водных ореолов рассеяния гелия с выявленными урановыми и редкометалльными оруденениями и определение перспективы района на выявление промышленных урановых месторождений. Взаимосвязь в земной коре тяжелых радиоактивных элементов и природных газов не случайна, она носит четко выраженный характер – все гелиевые геохимические провинции обнаруживаются, как правило, в урановых геохимических провинциях [4].

Многолетними работами геологов КП “Кировгеология” на территории Среднего Приднестровья гидрогеохимическими исследованиями выявлено сотни гелиевых аномалий, при этом проанализировано тысячи водных проб из скважин, бытовых колодцев и родников.

Большая часть ореолов с концентрацией гелия в подземных водах выше $25\,000 \cdot 10^{-5}$ см³/л (что более чем в 5000 раз превышает его фоновые содержания) обнаружены в юго-западной части Украинского щита в основном на территории Молдовы. Площадные размеры выявленных аномалий гелия очень большие (десятки кв. км). Большинство выявленных гелиевых аномалий с ураганскими концентрациями гелия от $25\,000 \cdot 10^{-5}$ до $3\,000\,000 \cdot 10^{-5}$ см³/л приурочены к центральной части Днестровской рифтогенной структуры.

В непосредственной близости от гелиевых аномалий выявлены урановые проявления, хорошо фиксируемые радиогидрогеохимическими наблюдениями.

Урановые проявления

Ряд факторов указывают, что на Среднем Приднестровье присутствуют все предпосылки для обнаружения промышленных месторождений урана и редких металлов “типа несогласие”, подобных месторождениям юго-западного склона Канадского щита (провинция Атабаска) и в северной части Австралийского щита (геосинклиналь Паин-Крик).

Наиболее характерными особенностями месторождений “типа несогласий” являются:

а) пространственная связь уранового оруденения, иногда в комплексе с никелем, золотом, медью, а также кобальтом, селеном, висмутом и другими металлами с крупными структурами, структурно-стратиграфическими несогласиями в основании древних платформ;

б) широкое развитие в регионе пород с повышенным содержанием урана;

в) многостадийность и длительность процессов рудообразования, связанные с эпохами глубокого химического преобразования пород в околорудном пространстве (хлоритизация, альбитизация, магниевый метасоматоз, гематитизация, гидрослюдизация, каолинизация и др.).

В интенсивно тектонически раздробленном кристаллическом фундаменте Среднего Приднестровья в узлах пересечения разнонаправленных разновозрастных разломных зон обнаружены многочисленные рудопроявления урана и редких металлов.

На размытой поверхности юго-западного склона Украинского кристаллического щита в рифее образовалась Днестровская рифтогенная

палеодолина, в которой горизонтально залегают осадочные образования и излившиеся дискретно базальты рифея и отложения более поздних возрастов.

Как в кристаллическом фундаменте, так и в осадочных образованиях выявлены разновозрастные рудопроявления урана, указывающие на неоднократную тектоническую активизацию. Последние способствуют раскрытию разновозрастных разломных зон и проникновению глубинных растворов, несущих рудную нагрузку. Они носят сквозной характер.

В пределах Среднего Приднестровья, потенциально рудного района, в настоящее время выявлено порядка 320 радиоактивных аномалий, приуроченных к породам кристаллического фундамента и осадочного чехла докембрийского возраста. В породах кристаллического фундамента обнаружено порядка 150 аномалий разной интенсивности. В осадочном чехле, в ольчедаевских и ломозовских слоях венда выявлено около 200 радиоактивных аномалий разной интенсивности.

1. Урановые проявления в кристаллическом фундаменте

Кристаллический фундамент в пределах Среднего Приднестровья сложен бугско-днестровской серией метаморфических и ультраметаморфических пород архей-нижнепротерозойского возраста (1900-2600 млн. лет), представленной гнейсами: биотит-плагиоклазовыми, пироксен-плагиоклазовыми, биотит-плагиоклазовыми с кордиеритом и силлиманитом, гранат-биотитовыми с графитом, телами пироксен-скаполит-воллостанитовых пород и магнетитовых руд.

Указанные породы находятся в виде пачек, линз отдельных ксенолитов среди гранитоидов и мигматитов подольского чарнокитового комплекса. Общее простирание пород субмеридиональное, падение крутое юго-западное.

Архей-нижнепротерозойский комплекс прорывается более молодыми субщелочными порфиридовидными гранитами (возраст около 1600-1900 млн. лет).

В пределах Среднего Приднестровья кристаллический фундамент наиболее приподнят. Он образует так называемый Могилев-Подольский или Молдовский выступ. Кристаллические породы в пределах выступа приближены к дневной поверхности и вскрываются в отдельных местах Днестром (сс. Бернашевка, Пороги) и его притоками (р. Жван, Немия, Дерло и др.). Могилев-Подольский выступ играл немаловажную роль в формировании склоновой зоны юго-западной части Украинского щита, определяя специфику ее геологического строения и металлогению. Район выступа отличается сокращенным разрезом и значительно уменьшенной мощностью осадочного покрова.

В кристаллическом фундаменте в 1972 году впервые на Среднем Приднестровье Сороческой ГСП была выявлена урановая минерализация на Воронковском участке магнитных аномалий. Этот участок был разбурен летом 1972 года с целью оценки ураноносности полосы магнитных аномалий и выявления богатых железных руд. Было установлено приуроченность уранового оруденения к тектоническим зонам северо-западного направления, т.е к тектоническим швам Днестровской зоны разломов, хорошо прослеживаемых по гравимагнитным данным. Породы кристаллического фундамента в пределах Воронковского участка образуют крупную синклиналиную складку субмеридионального простирания с

размахом крыльев до 6 км. Восточное крыло синклинальной складки сложено крупным массивом аплит-пегматоидных гранитов, являющихся, по мнению М.И. Жеру, дериватом Реутского массива субщелочных гранитов, расположенного южнее.

В западном экзоконтакте аплит-пегматоидных гранитов развита сложнопостроенная пачка мощностью 400 м, представленная чередованием прослоев мигматитов, пироксеновых гнейсов, скарноидов (мощностью до 20 м), магнетитовых кварцитов (мощностью до 10 м) с инъекциями пегматоидных гранитов. Пачка моноклинально падает на запад под углом 50-80°. Далее на запад она картируется после развития сплошных мигматитов (мощностью 500 м) по биотит-пироксеновым гнейсам, сменяющимся к западу существенно гнейсовой толщей мощностью 1 км. Чередующаяся пачка кристаллических пород осложнена рядом тектонических зон дробления, катаклаза, милонитизации с интенсивной гидротермальной проработкой пород с урановой минерализацией. Указанные зоны имеют секущее положение, крутопадающие, вплоть до вертикального, простирание их северо-западное. Урановая минерализация в этих зонах представлена мелкими прожилками и вкраплениями коффинита, настурана, урановыми чернями и твердыми черными битумами и сопровождаются процессами альбитизации, гематитизации, эпидотизации, хлоритизации и карбонатизации. Процесс гематитизации прошел настолько интенсивно, что породы рудной зоны приобретают красно-бурую окраску. Содержание урана достигает 0,1%. Отмечено повышенное содержание меди до 0,3%, свинца до 0,01%, цинка до 0,1%.

Данные изотопно-свинцового анализа, выполненного по рудным пробам, свидетельствуют о молодом возрасте уранового оруденения – порядка 180 млн. лет, что позволяет говорить о мезозойской (киммерийской) активизации этой части щита.

Данные минералогических исследований также подтверждают наложенный характер уранового оруденения и развитие низкотемпературного метасоматоза. Выявленная минерализация может быть отнесена к собственно настурановому (малосульфидному) минеральному типу, распространенному в докембрийских железорудных формациях и часто имеющему промышленное значение. Учитывая, что рудные зоны не прослежены по простиранию, а полученные данные свидетельствуют о возможности наличия промышленного оруденения, на участке следует продолжить поисковые работы.

К сказанному выше следует добавить, что на Воронковском участке в с. Слобозея-Воронково в скважине №17 вскрыты гидрокарбонатно-хлоридные воды с минерализацией 1,55 г/л с содержанием радона 200-400 эман. В кристаллических породах нижнего протерозоя (скв. 17) установлен 21 интервал повышенной радиоактивности на глубинах 306 до 659,2 м.

В Днестровской рифтовой зоне установлено урановое оруденение в гнейсах (скв. 224, 308, 309, 312), которое по данным изотопно-спектрального анализа валовых проб имеет возраст 1100-1300 млн. лет [3,5,6,7, 8].

Кроме описанного настуран-коффинитового минерального типа в кристаллических породах Среднего Приднестровья можно ожидать выявления уранового оруденения кварц-карбонатного типа в зонах разломов и скарнового типа в скарноидах и кальцифирах, широко развитых на Каменском, Сорокском, Воронковском и других участках.

2. Урановая минерализация в породах платформенного чехла

Наибольший интерес вызывает урановая минерализация, установленная в пределах Днестровской рифтогенной зоны разломов северо-западного простирания, прослеженная на юго-западном склоне Украинского щита.

Образования платформенного чехла несогласно и с большим перерывом осадконакопления залегают на кристаллических породах архея – нижнего протерозоя и их коре выветривания. Нижняя поверхность платформенного чехла и является поверхностью несогласия между чехлом и кристаллическим фундаментом. Эта поверхность разновозрастная, т.к. на породах фундамента залегают отложения сорокской свиты, базальты каменной свиты, отложения хрустовской свиты рифея и разных свит могилевской серии венда. В кристаллическом фундаменте и платформенном чехле работали ПГО “Кировгеология” и ПГО “Молдовгеология”, установлены рудопроявления урана и проявления урановой минерализации пространственно тяготеющие к поверхности несогласия.

На юго-западном склоне Украинского щита широко распространены и рудопроявления барит-флюорит-полиметаллической формации.

Урановая минерализация имеет стратиформный характер и локализуется в песчаниках и алевролитах хрустовской свиты верхнего рифея, песчаниках, алевролитах и аргиллитах ольчадаевских и ломозовских слоев могилевской свиты, реже – в подошве лядовских аргиллитов, венчающих могилевскую свиту. Урановая минерализация обнаружена в палеобазальтах каменной свиты [9, 10]. Наблюдается частая ассоциация ураносодержащих минералов с флюоритом, кальцитом, баритом, пиритом, галенитом и сфалеритом, которые распространены гораздо шире, чем урановые минералы. Наблюдается также тесная ассоциация урановой минерализации с углеродистым веществом – от низшего керита до антракосолита.

2.1. Урановая минерализация в базальтах каменной свиты

Урановая минерализация в базальтах каменной свиты вскрыта в интенсивно гематитизированной зоне милонитизации. Обогащенный ураном базальт представляет собой мелкозернистую зеленовато-серую с бурым оттенком породу. Уран обогащает гипергенные минералы – лейкоксен (по ильмениту, титано-магнетит), лимонит (по титано-магнетиту, пириту, темноцветным минералам), хлорит (по темноцветным минералам). Возраст урановой концентрации по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ составил 1171 ± 50 млн. лет, по $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - 1166 ± 66 млн. лет, по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - 1187 ± 84 млн. лет. Следовательно, возраст гипергенной концентрации урана, связанной с [9, 10]. выветриванием базальтов каменной свиты можно применять 1160-1190 млн. лет. [10,11].

Таким образом, излияния базальтов каменной свиты следует отнести к концу среднего рифея.

2.2. Урановая минерализация в отложениях хрустовской свиты

Отложения хрустовской свиты, выявленные на Среднем Приднестровье – рудопроявления Парканское, Рыбницкое, Резинское и др., представлены

песчанистыми аргиллитами, алевролитами и подстилающими их гравелитами. В аргиллитах и алевролитах вскрыты радиоактивные аномалии с содержанием урана сотые доли процента, тория – тысячные доли процента.

Распределение урана в породе крайне неравномерное. Более 80% сосредоточено в пленках урановых минералов (окислов и силикатов урана), на мельчайших вкраплениях глобулярного пирита (марказита). Остальная часть обогащает биотитовые прослои, где биотит подвергся вторичным изменениям, и глинистом цементе. В изученных породах отчетливо видны последствия наложенного процесса обогащения ураном. Это выражается в приуроченности концентрации урана к явно эпигенетическому пириту и локальным, наиболее эпигенетически измененным участкам глинистого цемента.

Возраст урановой минерализации, определенный В.И. Малышевым на Чапаевском рудопоявлении определен 658 млн. лет [11]. В зависимости от соотношения концентрации осадочно-диагенетической и эпигенетической минерализации возраст уранового оруденения в отложениях хрустовской свиты колеблется от 658 до 166 ± 9 млн. лет. Отмечается явное омоложение среднего возраста урановой минерализации от красно-бурых алевролитов к эпигенетически восстановленным зеленовато-серым.

2.3. Урановая минерализация в отложениях ольчедаевской свиты могилевской серии

В пределах Днестровской грабенообразной палеорифтовой долины, обрамленной высокими бортами кристаллического фундамента, на Думбровенском, Чапаевском, Волченецком участках в гравелитах и песчаниках ольчедаевских слоев выявлена прерывистая ураново-рудная залежь, согласная с залеганием ольчедаевских пластов. Содержание урана составляет сотые доли процента. В бортах кристаллического фундамента также развиты окварцевание, урановая и флюорит-полиметаллическая минерализация.

Характерные особенности рудопоявлений – приуроченность к зонам разрывных нарушений, прожилково-вкрапленный характер минерализации, ассоциация урановых минералов (коффинита, настурана) с крупными выделениями битуминов (антраксолитом, керитом), кварцем, кальцитом, флюоритом, баритом и сульфидами.

В гравелитах и песчаниках антраксолит и коффинит замещают гидрослюдистый цемент, образуя секущие прожилки. Коффинит замещает и обрамляет углеродистое вещество, тесно ассоциируя с пиритом, рутилом и кальцитом [11].

Настуран образует зерна неправильной формы.

Уранинит приурочен к глинисто-гидрослюдистому цементу песчаников, иногда замещен урановой чернью.

Возраст урановой минерализации определен изотопно-спектральным методом и составляет 180 ± 40 млн. лет [11].

Таким образом, регенерация урана в результате деятельности гидротермальных растворов, проникающих по сквозным разломным зонам, из

которых образовалась барит-флюорит-полиметаллическая минерализация, происходила в киммерийскую эпоху тектонической активизации.

2.4. Урановая минерализация в отложениях лядовской свиты

В аргиллитах и алевролитах лядовской свиты, перекрывающих песчаники ольчедаевской свиты, уран содержится в сотых долях процента, равномерно распределяясь в наиболее глинистых прослоях. Вместе с ураном отмечаются повышенные количества бора (до 0,01%), титана (0,15-0,20%), молибдена (0,001%) и лития (до 0,01%).

Заключение

Постепенные переходы от рассеянной минерализации к более концентрированной указывает на начало эпигенетического рудообразования еще в период погруженного состояния пород.

Более интенсивное рудообразование сопровождалось воздыманием, подновлением тектонических нарушений и проникновением по ним из кристаллического фундамента минеральных растворов. Об этом свидетельствует однотипность и одновозрастность урановой минерализации в трещинных зонах фундамента и базальных слоях осадочного чехла. Уран, по-видимому, не только приносился углеводородно-карбонатно-хлоридными растворами из фундамента, но и взаимодействовал из вмещающих осадочных пород. Состав эпигенетических восходящих растворов определяется по новообразованным минералам (флюорит, барит, кварц, кальцит, литийсодержащие гидрослюды, галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, марказит) и углеродистому веществу (антраксолит, керит).

Региональный глубинный низкотемпературный метаморфизм привел к перераспределению урана и накоплению в новообразованных гидробиотите, хлорите, вокруг пирита (марказита).

С целью выявления промышленных ураново-рудных месторождений в пределах Днестровской рифтогенной зоны можно выделить два перспективных участка для постановки детального поискового бурения: Сорокский и Воронковский.

Литература

1. Димитров Г.Х. Геодинамические обстановки в докембрии юго-западной части Украинского щита – основа металлогенических прогнозов. // Металлогения докембрия и метаморфогенное рудообразование. – Киев, Наукова думка, 1993, с. 227-239.
2. Димитров Г.Х., Коваль В.Б., Няга В.И. Геологические предпосылки обнаружения рудопроявлений золота и редких металлов в Среднем Приднестровье // Минерал, журнал. 19, №4, 1997, с. 71-78.
3. Димитров Г.Х., Макаренко Н.Н., Няга В.И., Осадчий В.К. Прогнозирование поисков уранового оруденения на основе водногелиевых съемок в юго-

- западной части Украинского щита. // 36. Наукових праць, ІГНС. Вип. 8. К., 2003, с. 281 – 288.
4. Осипов Ю.Г., Яницкий И.Н. Некоторые особенности формирования зон регионального гелиенакопления.// Геохимия, №1,1996.
 5. Dimitrov G.H., Neaga V.I., Prognostication of reconnaissance of uranium mineralization on the basis of water-helium surveys in the south-western part of the Ukrainian shield. Moldavian journal of the Physical sciences. Chisinau, Volume №2, 2004, p. 247-251.
 6. Вербицкий В.Н., Комаров А.Н., Димитров Г.Х. Оценка потенциальной ураноносности структурно-стратиграфических несогласий в докембрии западной части Украинского щита. // Докл. АН Укр. Сер. Б., №12, 1997, с. 110-113.
 7. Димитров Г.Х. Геолого-геохимические особенности ураноносных горизонтов Воронково-Косницкой группы радиоактивных аномалий. (Среднее Приднестровье) // 36. Наукових праць ДНЦ РНС, вип. 2. – К., 2000, с. 182-189.
 8. Жеру М.И., Чебан И.Т., Димитров Г.Х. Железорудные проявления в кристаллическом фундаменте Среднего Приднестровья. // Геол. Журнал, т.45, вып.1,1985, с. 36-41.
 9. Шумлянский В.А., Анисимов В.А., Уралов В.А., Муравейник Ю.А. Киммерийское оруденение Вольно-Подольской плиты // Изв. АН СССР. Сер. Геол. , №12, 1980, с. 110-122.
 10. Шумлянський В.О., Дудар Т.В., Деревська Є.І. та ін. Хрустовська свита в розрізі верхнього протерозою північно-західного Причорномор'я // Доп. АН УРСР. Серії Б., №12, 1989,с. 21-26.
 11. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Укрины. – Киев, Наукова думка. 1995, с. 320-333.
 12. Вербицкий В.Н., Димитров Г.Х. Вірогідність уранового зруденіння "типу незгоди" в докембрії присхильних районів західної частини Українського щита // Мінеральні ресурси України, №2, 1990, с. 26-30.
 13. Димитров Г.Х. Использование водногелиевого метода поисков для обнаружения потенциально ураноносных площадей на примере юго-западной части Украинского щита. // Геохімічні методи пошуків – стан і перспективи розвитку. Збірник наукових праць ІГН НАНУ. К., 2001, с. 23-24.

*Димитров Г.Х. , * Няга В.И.*

Водногелиевая съемка на службе геолого-съемочных поисковых и инженерно-геологических изысканий

Abstract

Here are reflected the results of mapping after the method of water – helium by which was distinguished depth flowing of helium and their usage in effecting of surveys geological works of deposits of uranium and the mineralization of rare metals, drawing up the structural-tectonics maps and geological engineering investigations in process of lands selections for construction of industrial objects.

Ниже постоянного уровня грунтовых вод до глубин надкритических температур воды все поры, капилляры, трещинки и трещины заполнены жидкой водой. Отсюда следует, что любые газы при возможном вертикальном движении должны преодолеть повсеместно распространенный водных барьер.

Выявление активного многокомпонентного потока глубинных газов - азота, водорода, метана, гелия и других, которые зачастую приносят много бед (взрывы в угольных шахтах, выбросы буровых труб и прочее), можно сделать с помощью гелиометрии. Дело в том, что ни один из глубинных газов не может сравниться с гелием по росту концентрации с глубиной, проницаемости, а также по точности анализа. Может конкурировать с гелием паробразная ртуть, однако точность измерения ее концентрации недостаточна.

Главное преимущество гелиевого метода – это глубинность, что позволяет выделить перспективные площади, рудоносные структуры и глубинные потоки вредных газов.

Лучшим способом изучения потока гелия является анализ подземных вод. Так как гелий хорошо растворяется в холодной пресной воде, что при давлениях 0,5-1 мПа, т.е. на глубине 50-100 м в приповерхностных водах полностью растворены, любые встречаемые в природе его количества. Поскольку подземные воды ниже своего уровня заполняют все свободное трещинно-поровое пространство, мигрирующий из недр гелий обязательно должен пройти через этот водный барьер и его концентрация в воде будет выше там, где восходящий поток сильнее [1,2,3]. Так родилась водно-гелиевая съемка.

Поток гелия по проницаемым разломам идет вместе с водой, обычно минерализованной и газонасыщенной преодолевая гидростатическое давление, под воздействием избыточного давления, намного превосходящего гидростатическое, поток гелия будет интенсивнее там, где наибольшая трещиноватость субстрата.

В настоящее время имеются высокочувствительные и высокопроизводительные приборы мембранного типа (ИНГМ-1) с производительностью за смену до 200 проб. Эти приборы портативны и

* Институт Геохимии окружающей среды НАН, Украина

обеспечивают точность измерений даже в полевых условиях. Пробы воды надо брать не в местах выхода на поверхность, а желательнее с больших глубин.

Площадная гелиевая съемка позволяет составить структурно-тектоническую карту исследуемой территории, выделяя при этом непроницаемые блоки и разделяющие их глубинные разломы. Глубинные разломы трассируются не сплошной линейной аномальной зоной, а цепью локальных гелиевых аномалий, разделенных фоновыми полями. Локальные аномалии фиксируют структурные узлы, т.е. участки пересечения (или сопряжения) нескольких разломов.

Локальные ореолы гелия, осложняющие гелиевые поля, осложняющие гелиевые поля, несут информацию о масштабе месторождений урана. При этом природа выявленной статистической связи объясняется тем, что и масштабы урановых месторождений, и интенсивность ореолов гелия связаны с повышенной проницаемостью рудовмещающих тектонических зон. К примеру, на Среднем Приднестровье при исследовании системы гелий-руда установлено пространственное совпадение повышенной концентрации гелия с зонами урановой минерализации.

Изучение количественной связи масштабов ураноносности и интенсивности гелиевых аномалий показало, что между этими параметрами существует корреляционная связь. В качестве закономерного фактора, обуславливающего корреляционную связь поток гелия. Последний зависит от строения и масштаба оруденения. Случайными в рассматриваемой связи являются методические и геологические факторы (ошибки наблюдений, гидродинамические и геолого-структурные особенности участков и т.п.), которые осложняют выявление закономерной связи.

Материалы гелиевой съемки дают информацию о проницаемости земной коры и ее геодинамической активности. Сопоставление карты гелиевой съемки с геологическими, гидрогеологическими и геофизическими картами, тектоническими схемами дает дополнительную информацию для составления структурно-тектонической карты глубинных горизонтов и выявления участков потенциально перспективных для обнаружения месторождений радиоактивных и других редких металлов.

Наблюдается связь неотектоники и гелиевых аномалий с вертикальными безамплитудными или малоамплитудными долгоживущими разломами, в которых разгружаются микроскопические, приливные и другие движения земной коры. Последние, создавая дополнительное давление и увеличение трещиноватости, создают вертикальные градиенты избыточного давления, которые способствуют интенсификации гелиевого потока и выжиманию его даже через мощную толщу осадочных пород. Таким образом, при помощи водно-гелиевой съемки можно выявить мобильные разломы при любой мощности осадочного чехла.

Результаты площадной водно-гелиевой съемки могут быть использованы при инженерно-геологических изысканиях в проектировании крупных промышленных комплексов, атомных электростанций, выборе мест для захоронения радиоактивных и других химически активных отходов. Для этого выбираются непроницаемые блоки – участки, где отсутствуют гелиевые аномалии, следовательно, и разломы, и зоны трещиноватости, которые могли бы привести к разрушению возведенных сооружений и выносу радиоактивных и других отходов.

Постоянное наблюдение за потоком гелия в реперных скважинах в сейсмически активных зонах может предсказать землетрясение и другие возможные катаклизмы, происходящие в земной коре, на конкретных участках.

При дальнейшем развитии водно-гелиевой съемки основное внимание необходимо направить на разработку методики интерпретации и оценки гелиевых аномалий, уточнение корреляционных связей между масштабом гидротермальных месторождений и концентрациями гелия в различных геолого-тектонических обстановках.

Литература

1. Димитров Г.Х., Использование водногелиевого метода поисков для обнаружения потенциально ураноносных площадей на примере водногелиевых съемок юго-западной части Украинского щита // Геохімічні методи пошуків – стан і перспектива розвитку, Київ 2001, с. 23-24.
2. Димитров Г.Х. и др. Прогнозирование поисков уранового и золотого оруденения на основе водногелиевых съемок в юго-западной части Украинского щита // Збірник наук праць / Інст. геохімії навкол середовища НАН України, Київ вип. 8, 2003, с.281-288.
3. Борозднич Э.В., Еремеев Н.Н., Газовое дыхание Земли // Природа, 2, 1983, с.18-27.

Мельничук О.М., Арнаут Н.А.*

Концептуальные вопросы моделирования взаимодействия стока подземных и поверхностных вод

Резюме

В работе анализируются концептуальные гидрогеологические и гидрологические положения моделирования взаимосвязи поверхностных и подземных вод.

Предлагается расчетная схема оценки основных компонентов подземного питания речных систем республики Молдова.

Rezumat

In lucrare se analizează aspectele conceptuale hidrogeologice și hidrologice a modelării interacțiunii apelor de suprafață de subterane.

Se propune o metodă de calcul a evaluării componentelor principale alimentării subterane a sistemelor fluviale a Republicii Moldova.

Введение

По своей физической сущности, по своим особенностям подземный и поверхностный сток глубоко различны. Даже на изменение климатических факторов подземный и поверхностный сток реагируют различно, хотя и в одном направлении. Влияние же бассейновых аazonальных и интразональных факторов на подземную и поверхностную составляющие годового стока, оказываются не только различным, но и противоположным. Действительно, обе эти составляющие имеют общий источник питания – атмосферные осадки, поэтому, если те или иные особенности речного бассейна благоприятствуют поверхностному стоку, то следствием является сокращение (но непропорциональное) стока подземного. В этом и заключается одна из важнейших причин тех трудностей, которые возникают при попытках установления связей общего годового стока от бассейновых факторов (лесистости, уклона водосбора, густоты эрозийного расчленения и т.п.). Так, на бассейнах с большой проницаемостью почво-грунтов, высоким подземным питанием, рост факторов, формирующих поверхностный сток (уклон, густота речной сети) может привести к снижению общего речного стока. В то же время на бассейнах с мало проницаемыми грунтами, указанное изменение факторов дает обратный эффект – увеличение речного стока. Поэтому для раскрытия закономерностей взаимодействия процессов формирования подземного и поверхностного стока следует основываться на генетической теории их формирования. Вопросы теории поверхностного стока, исходящей из изохронной модели нашли широкое применения в научной и практической гидрологии.

* Институт Экологии и Географии, республика Молдова.

Теория стока подземных вод, как раздел гидрологии и гидрогеологии нашла свое отображение в ряде работ опубликованных еще в прошлом веке. Если исходить из концепции взаимодействия подземного и поверхностного питания речных систем, то наиболее глубоко эти проблемы разрешались в исследованиях Б.В. Полякова [1], Б.И. Куделина [2], А.В. Огиевского [3], А.Н. Бефани [4,5] и рядом зарубежных авторов [6,7]. Согласно исследованиям А. Бефани теория стока подземных вод должна отображать формирование подземных потоков под влиянием инфильтрационного притока атмосферных осадков, в процессе водообмена между отдельными грунтовыми потоками друг с другом и с поверхностными водами. Только в таком балансовом плане задача и может быть поставлена в области анализа взаимодействия стока подземных и поверхностных вод.

Методы и материалы. В этом плане баланс грунтовых вод следует составлять последовательно для всех водоносных горизонтов. Первый водоносный горизонт (верховодка) может залегать на значительной глубине, тогда возможность обратного перемещения влаги от поверхности грунтового потока практически исключена. Но при залегании первого водоупора на весьма малой глубине вода, путем капиллярного подъема и пленочного движения, в сухие периоды года, может поступать обратно в корнеобитаемый слой и даже к поверхности почвы, участвуя в испарении. Поэтому общий баланс верховодки может быть представлен уравнением:

$$Y_{1(зп)} = U - U_{II} - \Delta V_{1(зп)} - U_2 \quad , \quad \text{мм} \quad (1)$$

где $Y_{1(зп)}$ - сток первого горизонта (верховодки);, U - поступление инфильтрационных вод из почвенного слоя, U_{II} - расход влаги на капиллярный подъем, мм; $\Delta V_{1(зп)}$ - аккумуляция вод в первом горизонте; U_2 - фильтрационный расход влаги поступающей во второй водоносный горизонт.

Уравнение баланса влаги для второго водоносного горизонта выразится таким же образом

$$Y_{2(зп)} = U_2 - \Delta V_{2(зп)} - U_3 \quad . \quad (2)$$

Здесь $Y_{2(зп)}$, $\Delta V_{2(зп)}$, U_3 - соответственно сток, аккумуляция во втором водоносном горизонте и отток вод в третий горизонт.

Точно также суммарный сток m горизонтов можно представить балансовым уравнением

$$Y_m = U - \Delta V_m - U_{m+1} \quad . \quad (3)$$

Для суммарного стока всех потоков грунтовых вод водный баланс выразится уравнением

$$Y_{зп} = U - \Delta V_{зп} \quad . \quad (4)$$

Здесь $\Delta V_{зп}$ - накопление воды в грунтовых водах.

Вышеприведенные балансовые выражения позволяют сделать ряд важных выводов о взаимодействии подземного и поверхностного питания рек, соотносясь со структурой гидрографической сети и глубиной ее эрозионного вреза.

Принципиальная схема взаимодействия элементов речного стока в концептуальном виде может быть выражена графиком, представленным на рис. 1.

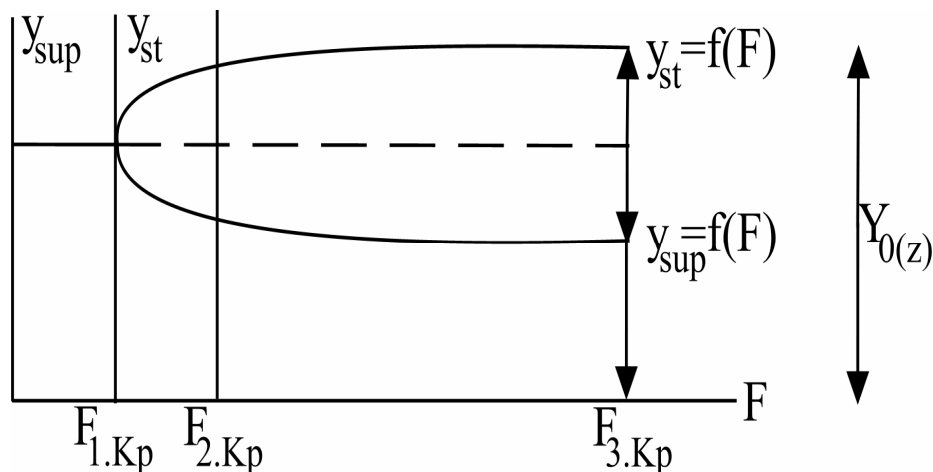


Рис. 1. Схематическая модель динамики и взаимодействия подземного и поверхностного питания реки с ростом площади водосбора ($Y_{st} = f(F)$ – функция подземного питания; $Y_{sup} = f(F)$ – функция поверхностного питания; $Y_0(z)$ – зональная норма стока.)

Из графика следует, что на участке, так называемой, первой критической площади $F_{1.кр}$, река получает только поверхностное питание равное Y_{sup} . На участке от $F_{1.кр}$ до второй критической $F_{2.кр}$ происходит интенсивное возрастание подземной составляющей стока и возможное убывание поверхностной составляющей. В дальнейшем на участке от $F_{2.кр}$ до $F_{3.кр}$ компоненты подземного и поверхностного стока практически остаются постоянными. Это указывает на то, что в зоне площади $F_{3.кр}$ происходит перехват значительного объема фильтрационных подземных вод.

Согласно исследованиям А.Н.Бэфани и О. Н.Мельничука [5] величина $F_{1к}$ обратно пропорциональна квадрату густоты речной сети. Так, например, при густоте речной сети, достигающей на севере Молдовы $0,75 \text{ км/км}^2$, значение $F_{1кр}$ здесь будет равно $1,8 \text{ км}^2$. На юге при густоте речной сета равной $0,2-0,3 \text{ км/км}$, $F_{1кр}$ может возрастать даже в 10 раз.

В этом отношении заслуживают внимания разработки Н.В.Лалыкина по генетической классификации рек, исходящей из анализа формирования их водного питания.

Временные водотоки протекают в одной географической зоне и не имеют подземного питания, так как глубина эрозионного вреза их долин меньше глубины залегания водоносного горизонта. Годовой сток таких водотоков зависит от влияния интразональных факторов. Временные водотоки, питающиеся только за счет поверхностного притока талых и дождевых вод, имеют площади водосборов, верхний предел которых ограничен, так называемой «первой критической площадью» $F_{1кр}$, при которой начинает, зарождается грунтовое питание.

Малые и средние реки. Протекают также в одной природной зоне. Имеет неполное подземное питание. Сток их обусловлен зональными факторами. Это водотоки, размеры водосборных площадей которых находятся в пределах от первой критической $F_{1кр}$ до второй $F_{2кр}$, при которой дренируется значительный приток грунтовых вод. Для рек Молдовы такая площадь близка к 1000 – 10000 км².

Большие или крупные реки, как правило, протекают в пределах двух или нескольких природных зон. Имеет полное подземное питание. Сток таких рек может, определяется гидроклиматическими условиями разных природных зон. Верхний предел площади водосбора может достигать более 20000 км² при их длине, превышающей 500 и более км.

Количественная оценка взаимодействия поверхностного и подземного стока рек может быть реализована путем совместного анализа балансовых моделей для двух категорий формирования речного стока, принимая во внимание существующую структуру гидрографической сети.

При анализе среднееголетних компонентов годового стока названных категорий рек балансовые модели опишутся следующими уравнениями:

- 1) для периодических водотоков, не имеющих грунтового питания, т.е. временных водотоков

$$Y_0 = X_0 - E_0 - U_0, \quad (5)$$

- 2) для водотоков, не перехватывающих всего объема фильтрационных подземных вод или малых и средних рек

$$Y_0 = X_0 - E_0 - U_{m+1} \quad (6)$$

- 3) для водосборов рек, перехватывающих весь объем годовой фильтрационных подземных вод, т.е. для средних и больших рек

$$Y_0 = X_0 - E_0 \quad (7)$$

Здесь X_0 - среднееголетний слой годовых осадков, в мм; E_0 - среднее многолетнее суммарное испарение с поверхности водосбора, в мм; Значение U_{m+1} определится по выражению

$$U_{m+1} = U_0 - \sum_1^m Y_{Sb} \quad (8)$$

U_0 - зональная норма инфильтрации в подземные воды, в мм;

$\sum_1^m Y_{Sb}$ - суммарный подземный сток со всех водоносных горизонтов, дренируемых данной рекой, мм.

Согласно (8), величина U_{m+1} стремится к своему пределу, к U_0 , т.е. зональной нормы инфильтрации в случае, когда значение $\sum_1^m Y_{Sb}$, стремится к нулю и на годовой сток расходуется вся разность между осадками и испарением (формула 7). Таким образом, только в границе водосборных площадей $F_{3,кр}$ водный баланс, в какой то степени может быть описан уравнением (7).

Однако ряд авторов [8,9 и др.], обычно считают, что уравнение (8) является универсальным уравнением баланса речного водосбора. С нашей точки зрения общим уравнением водного баланса речного водосбора следует считать выражение (7). В самом деле, известно, что более или менее абсолютный водоупор, представленный массивно кристаллическими породами Среднерусской платформы залегает на глубинах значительно превышающих эрозионный врез даже крупнейших речных долин Европы, в том числе и эрозионный врез реки Днестр и даже Дунай. Поэтому глубинная инфильтрация на речных водосборах Молдовы всегда возможна, если только отметка пьезометрической поверхности грунтовых вод выше залегания глубины платформы или уровня моря.

Принимая во внимание, что общий годовой сток рек Y_0 состоит из суммы его генетических компонентов, его следует представить таким выражением [10,11,12]

$$Y_0 = \bar{Y}_{st} + \bar{Y}_{sup} \quad (9)$$

Оценка компонентов правой части уравнения (9) возможна при условии расчленения гидрографа годового стока на подземную и поверхностную составляющие, опираясь на существующие в инженерной гидрологии методы. Статистический анализ выборочных данных по рекам изучаемого региона позволяет получить фактические данные, входящие в уравнение (9). Применительно к оценке нормы грунтового питания (подземного стока \bar{Y}_{st}) рек аналитическую модель, в соответствии с выше изложенными принципами, можно аппроксимировать в виде функции гиперболического тангенса

$$\bar{Y}_{st} = U_0 th \left[a_{st} \left(\frac{F}{F_{1(кр)}} - 1 \right)^\lambda \right] \quad (10)$$

Здесь a_{st} - параметр, равный отношению мощности всех потоков грунтовых вод зоны дренирования руслом реки по вертикале к максимальной глубине этой зоны. Теоретически предельное значение $a_{st} \rightarrow 1$, что соответствует полному затоплению всей дренируемой толщи почво-грунтов, практически же пределы этого параметра не превышают 0,5. Как показали региональные разработки по степной зоне Украины и Молдовы [4,13] значение a_{st} может изменяться, от 0,3 до 0,5. Для получения более надежных результатов следует привлечь материалы по гидрогеологическому строению речных водосборов.

Значение λ в формуле (10) оценивает степень влияния структуры гидрографической сети и соотношения $\frac{F}{F_{1(кр)}}$ на величину подземного стока бассейна реки n -го порядка. Для удобства анализа сомножитель к U_0 в формуле (10) выразить через φ , то показатель λ , можно установить графическим путем через функцию арктангенса, удовлетворяющей условиям $|\varphi \leq 1|$:

$$Arth \varphi = \frac{1}{2} \ln \frac{1+\varphi}{1-\varphi} \quad (11)$$

Величина λ , установленная по графику этой функции находится в интервале 0,2-0,25. Вполне допустимо принять удобное для вычислений значение $\lambda=0,25$, хотя это несколько ухудшает итоговый результат оценки подземного стока. Надо полагать, что как параметр a_{st} , так и показатель λ варьируют в зависимости гидрогеологических условий реальных речных водосборов. В действительности возможны разнообразные отклонения в оценке подземного стока по предложенной схеме, так же, как и различные сочетания разгрузки, коэффициентов фильтрации и водоносности подстилающих пластов. Все это может привести к вариации параметра a_{st} и соответственно и показателя λ . Однако, логично можно утверждать, что должны существовать на столько однородные в гидрогеологическом и геоморфологическом регионы, чтобы можно было назначить (нормировать) для этих территорий расчетные значения a_{st} , а также λ или оговорить изменения этих величин отдельными особенностями строения речных водосборов.

Заклучение

Из всего вышесказанного вытекает, что основным фактором грунтового питания является величина инфильтрации в грунтовые воды со стороны почвенного слоя. Почти весь объем инфильтрации перехватывается дренирующей речной сетью в диапазоне эрозионного вреза рек Днестра и Прута. Отсюда главная задача расчета подземного стока – определение величины суммарной инфильтрации U_0 , применяя комплексный способ оценки взаимодействия поверхностного и подземного питания рек через существующую систему методов разработанных, как в гидрологии, так и в гидрогеологии.

Учет локальных гидрогеологических параметров a_{st} и λ позволяет осуществлять ретрансформацию зональной нормы инфильтрации U_0 в норму грунтового питания малых водосборов в условиях неизученных речных систем.

Следует отметить, что предлагаемая генетическая модель в определенной степени является приближенной, так она отображает процесс возрастания подземного стока, как непрерывный, в то время, как увеличение глубины эрозионного вреза приводит к поочередному вскрытию водоносных горизонтов, почему грунтовое питание нарастает скачкообразно. Однако в условиях когда коэффициенты фильтрации водопроницающих слоев не резко варьируют, то эти скачки на общем питании рек сглаживаются по причине различий в глубинах залегания водоносных горизонтов и вообще в геологическом строении разных участков водосбора. Поэтому если река прорезает более или менее однородные слои (например, только песчаные четвертичные или третичные водоносные горизонты), то модель (10) практически пригодна. Во всяком случае, тот факт, что предлагаемая модель по своей структуре отображает динамику грунтового питания сростом площади в разнообразных гидрогеологического строения речных водосборов, за счет вариации только двух параметров, можно считать эту модель пригодной для обобщения натуральных данных, как по гидрологическим, так и по гидрогеологическим характеристикам речных водосборов.

Литература

1. Мельничук О.Н, Лалыкин Н.В, Константинова Т.С, Бобок Н.А. «Современное количественное и качественное состояние водных ресурсов Республики Молдова. Кишинэу. Отчет по НИР. 2004, (рукопись 179 с.).
2. Бефани А.Н., Мельничук О.Н. Расчет нормы временных водотоков и горных рек Украинских Карпат. Тр. УкрНИГМИ, вып. 69, 1967.
3. Мельничук О.Н. Генетические компоненты нормы годового стока малых рек Молдовы // *Lucrări științifice vol. 6. Hidromeliorație, Chișinău, 1998, с. 44-53.*
4. Куделин Б.И. Гидрогеологический анализ и методы определения подземного питания рек. Тр. Лаборатории гидрогеологических проблем им. Саваренского, т. V, М.-Л., 1949.
5. Огиевский А.В. Гидрология суши (общая и инженерная), 3-е издание. Сельхозгиз, М, 1955.
6. Linsley R.K., Kohler M. A. and Paulhus. *Applied Hydrology.* Nev York, 1949.
7. Мельничук О.Н., Лалыкин Н.В., Филиппенков. Искусственные водоемы Молдовы. Изд. «Штиинца», 1992, 209 с.
8. Поляков Б.В. Количественная оценка подземного питания с помощью уравнения водного баланса. Изв. АН СССРБ, ОТН, № 2, 1946.
9. Бефани А.Н. Основные положения теории стока подземных вод. Сб. работ по гидрологии, № 1, 1959.
10. Алпатьев А.М.- Влагообороты в природе и их преобразования. - Л.: Гидрометеиздат., 1969, 323 с.
11. Владимеров А.М. Гидрологические расчеты. Л. Гидрометеиздат. 1990, 365 с.
12. Мельничук О.Н. Приток вод и наносов в искусственные водоемы Молдовы (вопросы теории и практические расчеты). Автор. Дисер. Доктора географических наук, Одесса, 1997.
13. Казак В.Я. Лалыкин Н.В. Гидрологические характеристики малых рек Молдовы и их антропогенные изменения- Кишинэу: *Mediul ambiant*, 2005, 208 с.

*Cherniy V.I. *, Burtiev R.Z.*

Mapping of seismic hazard for the territory influenced by earthquakes originated in several Balkan seismic sources

Аннотация

Предлагается метод построения карты сейсмической опасности территории, находящейся под общим воздействием нескольких очагов землетрясений. Используются каталоги: Romplus, PDE, Шебалина. Под сейсмической опасностью подразумевается вероятность $P_{(\varphi,\lambda)}(t,n,I)$, того что, в точке (φ,λ) , в течение времени t , произойдет n сейсмических сотрясений интенсивности I . Данный метод позволяет использовать компьютер при выполнении трудоемкой работы по картированию сейсмической опасности.

Abstract

The method of estimation and mapping of seismic hazard in the geographical area influenced by earthquakes from several seismic sources is proposed. There were used catalogues: Romplus, PDE, Shebalins. As a measure of seismic hazard, is estimated the probability $P_{(\varphi,\lambda)}(t,n,I)$, that during the time t , n -seismic shakings will take place with intensity I . The given method allows to use the computer by mapping of seismic hazard.

Let a point (φ,λ) be located in an area affected by earthquakes originating in several seismic regions. As a measure of seismic risk we propose to take the probability $P_{(\varphi,\lambda)}(t,n,I)$, that during the time t , n -seismic shakings will take place with intensity I . This measure will be a continuous function of the point coordinates. From the probability function $P(t,n,I)$ we can obtain other existing measures of seismic hazard.

In order to determine seismic shakability (an average number of shakings with intensity not less than I) we can use the following formula:

$$B(I) = \sum_{n=0}^{\infty} nP(t,n,I) \quad (1)$$

For $n=1$ from the relation $P(t,1,I) = \alpha$ it is possible to calculate the α -percentile of intensity. If each shaking is related to the corresponding material damage of given object the economic aspect of the seismic risk will be obtained.

From the equation $P(t,0,I)=1$ it is possible to determine the distribution of the maximum intensity of shakings.

Hence, the estimation of seismic risk based on calculation of the probability $P(t,n,I)$ is advantageous comparing with generally accepted expressions for measures of seismic risk. The intensity of seismic shakings is considered to be a random value

* Siebel Systems., USA

$I=J+W$, which distribution is close to normal. The value J is the shaking intensity calculated from the equation of seismic field:

$$J = am - b \lg \sqrt{r^2 + h^2} + c \quad (2)$$

W is an error that occurs due to the influence of factors not taken into account and random errors in the definition of I [1,2]. If we know a conventional distribution $P(I/m, r)$ of the seismic effect intensity caused by the earthquake with magnitude m and the hypocentral distance to r , then in order to forecast the shaking intensity, it is necessary to predict the place of origin and the magnitude of the earthquake. To calculate the distribution of parameters x, y, h, m in the region of earthquake source and within the interval of magnitude, it is possible to use a four dimensional Markov model of seismic regime [3]. In this case the region of earthquake focus is divided into nonintersecting subregions. Using the Markov model of seismic regime, it is possible to determine the distribution of earthquakes parameters over the four-dimensional intervals $(X_{i,x}Y_{j,y}H_{k,z}M_n)$. Here $(X_{i,x}Y_{j,y}H_{k,z})$ is a certain volume in the region of focuses, while M_k is a certain interval of the magnitude range. Let us denote one of the possible states of the Markov model through $e_{\eta_s}=(X_{i,x}Y_{j,y}H_{k,z}M_n)$, $\eta=1, \dots, s$. Each earthquake parameters belong only to one state out of the space of states $E=(e_{\eta})$, $\eta=1, \dots, s$. If $N(t)$ earthquakes take place, their parameters are distributed over a state according to the following polynomial scheme:

$$P(N_1(t) = n_1, \dots, N_s(t) = n_s / n) = n! / (n_1! \dots n_s!) \cdot \pi_1^{n_1} \dots \pi_s^{n_s} \quad (3)$$

where π_i is a probability of an earthquake with parameters from the state e_i . The earthquake with the parameters from state e_i with the probability of

$$p_i^k = P(I^k - 0.5 < I < I^k + 0.5 / e_i) \quad (4)$$

will induce in point (φ, λ) a seismic effect of intensity I_k . From the atlas of isoseists of the Balkan earthquakes there were chosen 2868 reference points of the macroseismic field of 28 earthquakes in Vrancea [4,5]. A sample consisting of deviations of the theoretic intensities from the observed ones corresponds to the normal distribution law with parameters $a=0,256$, $s=1,29$ [4]. For approximation of the isoseist macroseismic field of the intermediate earthquakes in Vrancea an elliptic model was used. The coefficients of the macroseismic field equation were assumed to be: $a=1.8$; $c=13.2$; $b=8.6$ and $b=8.0$ in the directions of maximum and minimum attenuation of shaking intensity, respectively [6]. For the shallow earthquakes in Vrancea and Bulgaria circular isoseist were constructed with the following coefficients of the attenuation law: $a=1.5$; $b=4.5$; $c=4.5$, $a=1.44$, $b=5.67$, $c=10.02$ [5].

The direction of maximum intensity attenuation of the subcrustal earthquakes in Vrancea makes an angle $\beta=54^0 \pm 2^0$ with the geographic parallel [4]. If we multiply (3) by the state probability and sum up over all states, we can obtain an absolute probability of shaking I in a certain point (φ, λ)

$$P_k = \sum_{v=1}^s p_v^k \pi_v \quad (5)$$

In order to calculate a seismic risk the following equation is used:

$$p(t, n, I^k) = \sum_{n_1 + \dots + n_s = n} n! / (n_1! \dots n_s!) (p_1^k \pi_1)^{n_1} \dots (p_s^k \pi_s)^{n_s} \quad (6)$$

(In this equation C_{n+s-1}^n summands are summed up owing to increase of the counting time for large values of n and s). The meaning $MN_k(t)$ of the number of shakings, with intensity I , during the t time, is determined from equation (1), $MN_k(t) = B(I^k)$.

The average number of shaking is strongly dependent upon the dimensions of states. The Table gives the values of classical shakability according to Riznichenko [6-10] (2nd row) and the average number of shakings from equation (1) in Chisinau during 1000 years.

Table 1

| | | | | |
|-----------|----------|----------|----------|----------|
| I | ≥ 5 | ≥ 6 | ≥ 7 | ≥ 8 |
| $B(I)$ | 103 | 29 | 7 | 2 |
| $MN_k(t)$ | 127.3 | 33.9 | 7.0 | 1.3 |

For estimation of seismic hazard in a point, influenced by earthquakes originating in several focuses, the following formula is proposed:

$$P(t, n, I) = \sum_{n_1 + \dots + n_s} P(t, n_1, I) \dots P(t, n_s, I) \quad (7)$$

Figure 1 shows a fragment of the seismic hazard chart for territory affected by the earthquakes in Vrancea and Bulgaria. The chart is a methodic one. There are points marked on the chart in which the probability $P(t, n, I) > 0$, for $t=50$ years, $n=10$, $I = 6, 7, 8, 9$.

One-dimensional Markov chain was used for determine statistic relation between the seismic zones in the Balkans. The catalogue of the Balkan earthquakes consists of a collection of earthquakes of 21 seismic zones [11]. The flow of seismic events in the region is similar to a functional trajectory of a certain physical system which changes its states at random time moments. Let us number by (Λ_j) , $j = 1, \dots, 21$ seismic zones of the region. If at moment t_k an earthquake is taking place in the i -th zone, this means, that at the k -th step t_k state Λ_i is observed.

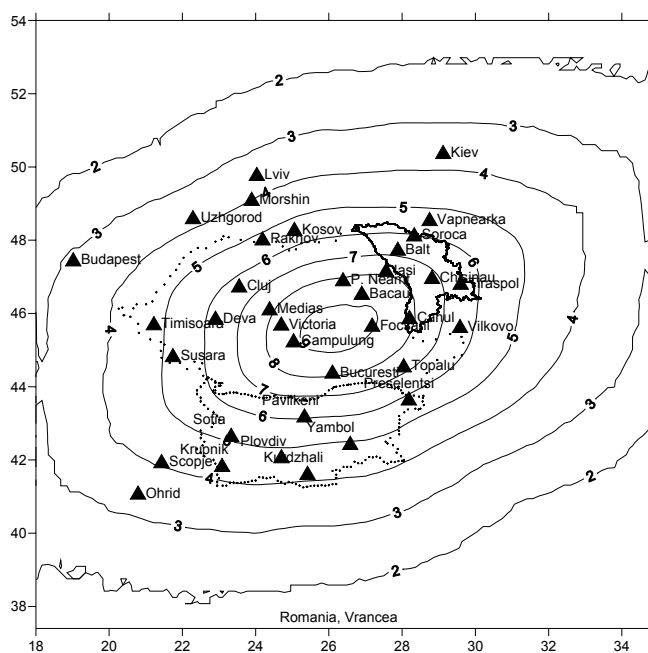


Figure 1. The map of territory influenced with earthquakes from Vrancea.

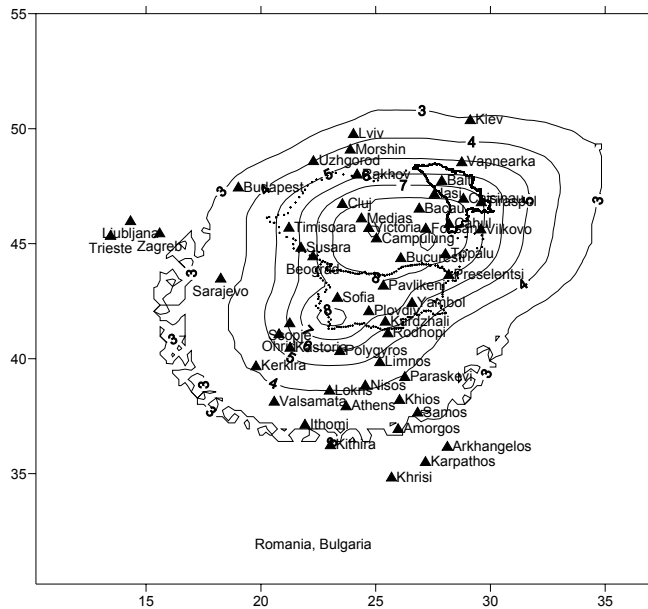


Figure 2. The map of territory influenced with earthquakes from Romania and Bulgaria.

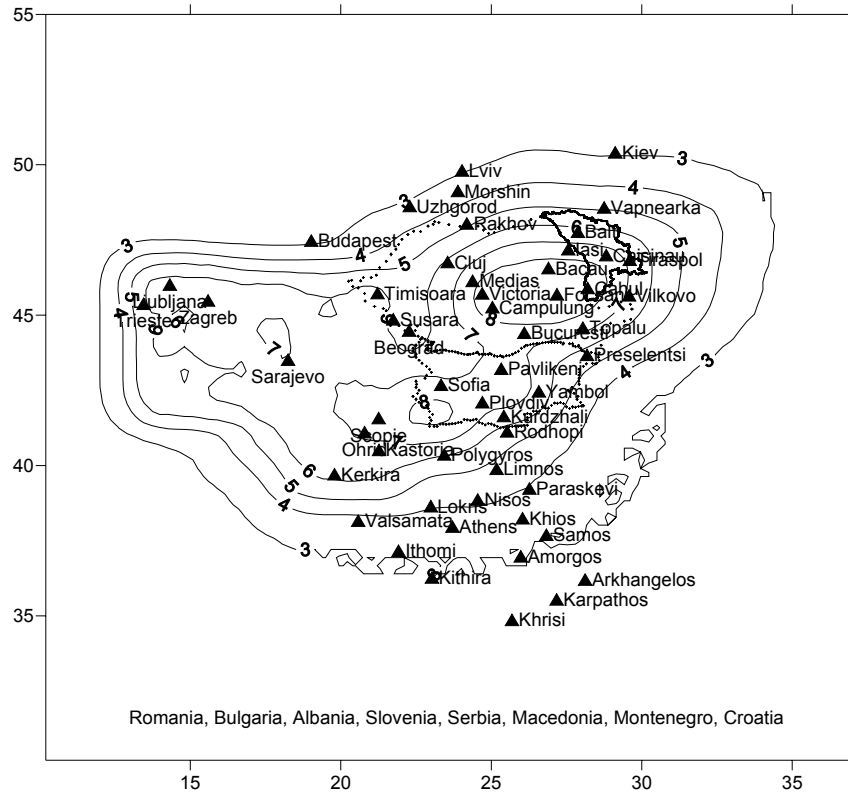


Figure 5. The map of territory influenced with earthquakes from Romania, Bulgaria, Albania, Slovenia, Macedonia, Montenegro, Bosnia, Croatia and Serbia.

A change of states means, that after an earthquake in the k -th zone Λ_k , next earthquake takes place in a zone numbered by Λ_i . It is assumed that a change of states in time corresponds to the change of states of continuous Markov chain [12, 3].

Suppose the earthquakes occur in seismic zones at the time moments: τ_1, \dots, τ_n . The observed number of earthquakes in the j -th zone Λ_j is designated by n_j . If at the moment τ_k an earthquake takes place in the i -th zone Λ_i , while at moment τ_{k+1} an earthquake occurs in the j -th zone Λ_j , this means that during the time interval $t_k = \tau_{k+1} - \tau_k$ the process passed from state Λ_i to state Λ_j . The number of transitions is denoted by n_{ij} . The following assumptions are made relative to the observed trajectory of seismic zones:

- 1) H_0 : there is no statistics dependence between the zones seismicity;
- 2) H_1 : the probability of an earthquake occurring in a certain zone depends on the fact, where the preceding earthquake has been observed;

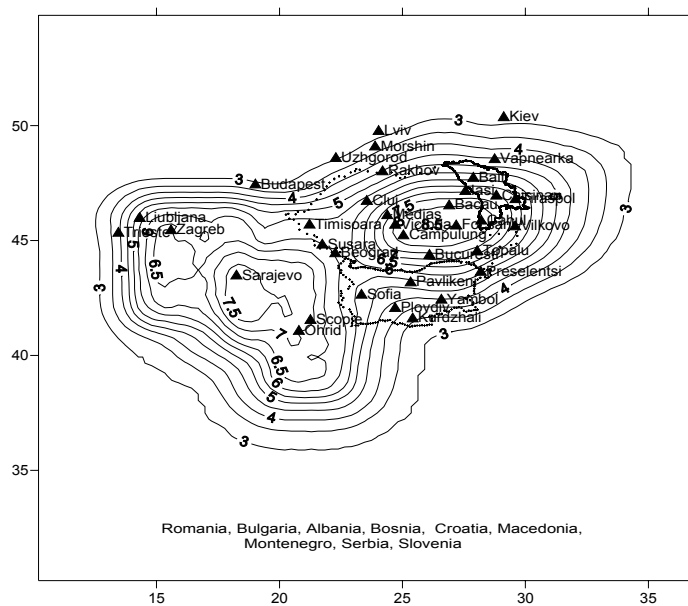


Figure 6. The map of territory influenced with earthquakes from Romania, Bulgaria, Albania, Slovenia, Macedonia, Montenegro, Bosnia, Croatia and Serbia.

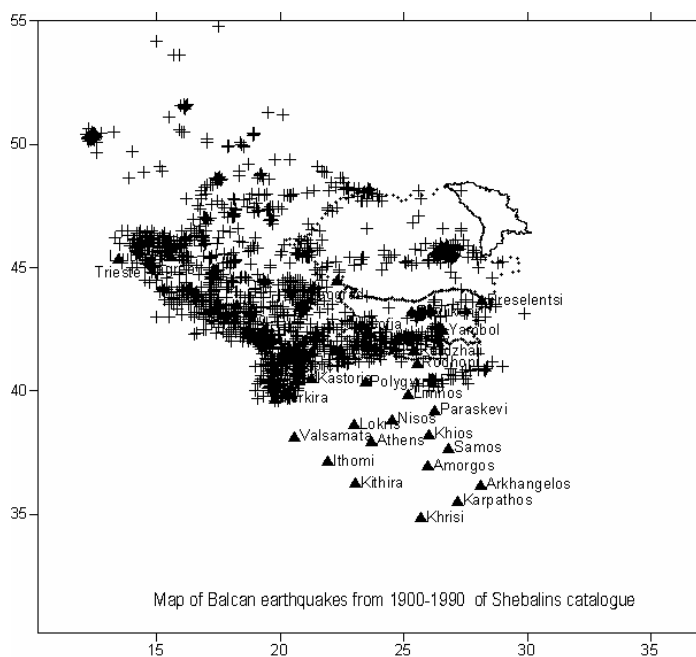


Figure 7. The map of Balcan earthquakes from Shebalin's catalogue

3) H_k : the zone, in which an earthquake is being expected, is determined by distribution relative to the preceding k earthquakes (validity of the assumption H_k , $k=0,1,2,\dots$ means that the earthquake has "a memory" of the order k). Plausibility of the hypothesis was checked by the criterion χ^2 . Hypothesis H^1 appeared to be more plausible along with the lateral competitive hypothesis H^0 and H^2 . This fact means that the seismic zones of the Balkan region are statistically interdependent of the first order. This fact can be explained in such a way that the earthquakes are caused by the global processes taking place within the entrails of the Earth. The theoretic frequencies of states $k=(39.8; 192.7; 78.5; 981.7; 6.4; 39.9; 137.2; 405.0; 184.3; 1167.2; 52.2; 74.6; 203.5; 61.7; 230.6; 345.0; 2.2; 89.7; 44.9; 29.9; 8.4)$, deviate from the observed ones $N=(48, 188, 84, 929, 14, 41, 137, 390, 180, 1108, 61, 79, 201, 68, 226, 331, 7, 92, 50, 36, 15)$, checked by the criterion χ^2 , is equal to $\chi_q^2 = 39,8$. This quantity, is a little larger than the threshold value $\chi_{0,01,21}^2 = 38,9$, corresponding to 1% newel of significance with $d=21$ degree of freedom. A four-dimensional Markov chain can be used to determine the migration of seismic focuses of different magnitudes.

References

1. Естева Л. О. моделях сейсмичности // Сейсмический риск и инженерные решения. М.: Наука, 1982, с.162-202.
2. Онофраш Н.И. Статистические методы картирования сейсмической опасности. Кишинев. Штиинца. 1981, 109с.
3. Burtiev R.Z. Seismic Hazard Mapping Based on Multi-dimensional Markov Model of a Seismic Regime // Gerlands Beitrage Geophysik, Leipzig,95, 1985.p. 499-508.
4. Шумила В.И. Статистические модели интерпретации поля сейсмической интенсивности. Кишинев, Штиинца, 1985.
5. Skovitin A.I., V.I. Cherny. On the possibility of accounting for the epicentral distances in the seismic microzoning on the territory of Moldavian SSR. Ser. phys. and techn. and mathem. sciences. 1980, p. 89-91.
6. Ю.В. Ризниченко, А.В. Друмя, Н.Я. Степаненко. Сейсмичесность и сотрясаемость Карпато-Балканского региона. Кишинев. Штиинца. 1976, 118с.
7. Друмя А.В., Попов В.М., Решетилов А.И. Расчет сотрясаемости для северо-восточной части Карпатской зоны // Геоф. сб. / АН УССР. Вып. 36, 1969, с.46-54.
8. Москаленко Т.П., Симонова Н. А., Степаненко Н.Я. Особенности поля интенсивности сотрясений от Карпатских подкоровых очагов // Методы определения сейсмической интенсивности. Кишинев. Штиинца. 1984, с. 37-46.
9. Сейсмическое районирование территории СССР // Методические основы и региональное описание карты М.: Наука, 1978, 1980.
10. Сейсмическая сотрясаемость территории СССР. М.: Наука, 1979.
11. Catalogie of earthquake. Part I, II, III. Unesco, Skopje. Ed. by Shebalin. 1974, 525p.
12. Rytov S.N. Random processes. Moskva. Nauka, 1976.