

Surface sediments of Karelian lakes: their formation peculiarities and chemical composition

Original Article

LIMNOLOGY
FRESHWATER
BIOLOGY

Belkina N.A.

Northern Water Problems Institute, Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Aleksander Nevsky Str., 50, Petrozavodsk, 185030, Russia

ABSTRACT. The territory of Karelia is a unique geographical region, where currently more than 62,000 lakes function in a humid climate, being at different stages of the evolution of their ecosystems. In this study, we analyzed the data on the chemical composition of the bottom sediments of Karelian lakes collected during the period 1965-2020. The patterns of the formation of the chemical composition of the bottom sediments of lakes are discussed. It is shown that in the lakes of the southeastern part of the Fennoscandian Crystal Shield, the bottom sediments of a mixed type are currently being formed: iron-humus-silicon, iron-silicon-humus, or humus-iron-silicon. There are small lakes where the bottom sediments accumulate either silicon (diatomite), iron (lake ore), or organic matter.

Keywords: Fennoscandian Crystal Shield, formation of lake sediments, chemical composition

For citation: Belkina N.A. Surface sediments of Karelian lakes: their formation peculiarities and chemical composition // Limnology and Freshwater Biology. 2024. - № 3. - P. 111-129. DOI: 10.31951/2658-3518-2024-A-3-111

1. Introduction

The lakes of Karelia (63°49'00" N and 33°00'00" E) are young in geological terms. Their age does not exceed 15 thousand years (Subetto, 2009). They were formed at the turn of the Late Pleistocene and Holocene (15-11 thousand years ago) in the process of deglaciation of the territory in the direction from the southeast to the northwest. Since their origin, lakes have developed as freshwater reservoirs with individual characteristics of sediment accumulation, depending on their location on ice-dividing upland, on lake plains, or in zones of denudation-tectonic relief (Paleolimnology..., 2022). Geological and geochemical (Alabyshev, 1932; Биске, 1959; Biske et al., 1971; Perfiliev, 1972; Sinkevich and Ekman, 1995; Lukashov and Demidov, 2001; Demidov, 2003; Demidov and Shelekhova, 2006; Slukovsky and Medvedev, 2015; Slukovsky and Dauvalter, 2020), paleolimnological (Lac and Lukashov, 1967; Martinson and Davydova, 1976; Davydova, 1985; Devyatova, 1986; Shelekhova, 2006; Shelekhova et al., 2021; Filimonova and Lavrova, 2017; Filimonova, 2014; Subetto et al., 2017; 2020; Lavrova and Filimonova, 2018; Gromig et al., 2019; Hang et al., 2019; Zobkov et al., 2019; Strakhovenko et al., 2020a;b; 2022) and limnological (Semenovich, 1973; Vasilyeva and Polyakov, 1992; Vasilyeva et al., 1999; Belkina, 2017; 2019;

Belkina et al., 2018; 2022) studies of the bottom sediments of Karelian lakes have allowed to collect a huge amount of factual material on the limnogenesis of the eastern periphery of the Fennoscandian Crystal Shield in the Lateglacial and Postglacial period. However, little attention has been paid to the issues of studying modern lake sedimentation.

Today, Karelian humid climate has resulted in a unique system of lakes connected by small watercourses to form a single hydrographic network, 96% of which are lakes with an area of less than 1 km². The area of the region occupied by lakes is one of the highest in the world (21%, including lakes Onego and Ladoga) (Lakes..., 2013). The water remains mainly in the liquid phase throughout the year, creating the conditions for many processes of physical, chemical, and biological differentiation of matter at all stages of the lake's sedimentation.

The aim of the study was to generalize data on the chemical composition of the bottom sediments of Karelian lakes and to identify patterns of lake sediment formation under current conditions.

2. Materials and methods of the research

The paper uses archival materials from studies of the bottom sediments of 139 lakes in Karelia col-

*Corresponding author.

E-mail address: bel110863@mail.ru (N.A. Belkina)

Received: May 07, 2024; Accepted: May 28, 2024;

Available online: June 19, 2024

© Author(s) 2024. This work is distributed under the Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0 International License.



lected at NWPI KarRC of RAS for the period 1965-2020, including the participation of the author. The comparison was performed on 8 indicators of chemical composition: organic carbon (C_{org}), carbon of humic and fulvic acids (C_{ha} , C_{fa}), mineral phosphorus (P_{min}), ammonium and organic nitrogen ($N_{-NH_4^+}$, N_{org}), iron, manganese, and ash content (Ash). In the bottom sediments of the model objects (lakes: Yuzhnoye Haugilampi, Vendyurskoye, Korytovo, Polevskoye, Golubaya Lamba, Ladmozero, Shotozero, Padmozero, and Syargozero), the following values were additionally determined: pH and Eh, physical properties: density (d), natural and absolute humidity ($Wet_{20^{\circ}C}$, $Wet_{105^{\circ}C}$), porosity (por), specific gravity (d_s), losses in ignition ($LI_{550^{\circ}C}$), pigment composition of $Chl_{a,b,c}$, total phosphorus content (P_{tot}), daily oxygen demand of the sediment (OD_1) (Belkina et al., 2023).

3. Results and discussion

Currently, Karelian lakes function in a humid climate (marine-continental transition) with relatively warm winters, short cool summers, and unstable spring and autumn weather (Nazarova, 2015). The following climatic features control the formation process of a modern lake. (1) Relatively low temperatures and a significant amount of atmospheric precipitation (600-650 mm per year, 60% of which falls between May and October) ensure the development of surface runoff, which plays an important role in the process of weathering and the transfer of substances of various genesis along the slopes of the terrain to the lakes. (2) Due to the location of the lakes in a temperate climate zone, the surface temperature of the lakes is above $4^{\circ}C$ in summer and below $4^{\circ}C$ in winter, with significant seasonal variations. As a result of this temperature distribution, the reservoirs are characterized by two complete convective mixing of the water mass throughout the year: in spring and late autumn. The hydrological and thermal regimes of lakes and water dynamics determine the uneven nature of sedimentary matter entering the bottom sediments and changes in its qualitative and quantitative composition depending on the season (Kulik et al., 2023a). (3) The long summer solstice (the longest day lasts about 20 hours) creates a favorable environment in the lakes (low water temperature, sufficient light, and transparency) for the development of phytoplankton, the main supplier of autochthonous organic matter to the bottom sediments. (4) Steady winds from the northwest during most of the year and from the west, south, and southwest during cold periods contribute to the penetration of aeolian dust into the bottom sediments.

Modern sedimentogenesis in the lakes of the basin is mainly determined by geological factors. The geomorphologic features of the territory (relief, horizontal and vertical dissection of the surface, thickness of the covering rocks, lithologic composition of Quaternary deposits) determine the conditions of water runoff and sediment transport to the lakes. Tectonic structures, Archean and Proterozoic rocks of the crystalline Fennoscandian Shield, loose Quaternary sediments,

and Upper Devonian and Lower Carboniferous rocks of the Russian platform, which differ in structure and time of formation, determine the composition of the mineral part of the bottom sediments. Thus, the predominance of silicate rocks in the basin ensures the accumulation of silicon in the bottom sediments, which enter as part of a terrigenous suspension, and also creates conditions for the presence of silicic acid in the lake water, stimulating the development of a diatom complex of phytoplankton with the subsequent accumulation of biogenic silicon in the bottom sediments. The relatively low phosphorus content in rocks determines the limitations of aquatic ecosystems of phosphorus and consequently affects the quantitative and qualitative composition of organic matter in the bottom sediments.

Podzolic soils play an important role in the immobilization and transfer of metals to lakes. Thus, the high content of Fe and Mn in rocks capable of complexation reactions with soluble humic organic matter formed in the soil is the reason for their active migration into natural waters and accumulation in the bottom sediments (Belkina et al., 2018).

The influence of the anthropogenic factor on the accumulation of lakes is mainly manifested in reservoirs with direct anthropogenic impact (domestic and industrial wastewater discharge, surface runoff from residential and agricultural areas, fish farming, aeolian inputs from open-pit mining, shipping, building of hydraulic structures, etc.). The effects of forestry on sedimentogenesis are indirect. A change in the water balance of the lake's catchment area as a result of deforestation leads to a change in the hydrological regime. This, of course, affects the inflow of water into the lake and, as a result, the processes in the lake itself.

All of the above factors determine the functioning of the hydrographic network. The location of the territory in the zone of excessive moisture, where precipitation prevails over evaporation, determines the presence of surface and underground runoff. The hydrological regime of this system is greatly determined by tectonics and topography. A significant part of the substances involved in the deposition process in lakes are transported from the catchment area by water in dissolved form. Drainage from the catchment area of surface and underground river runoff is significantly influenced by different depths of bedrock under the thickness of Quaternary sediments, extremely fragmented relief and the proximity of watersheds to erosion bases. Surface runoff is not typical only for reservoirs with an area of less than 1 km^2 .

The predominant type of groundwater in the region is calcium bicarbonate, which is formed independently of the composition of rocks in the zone of active water exchange. This is due to the fact that leaching of rocks under conditions of saturation with carbon dioxide (the source of which is the soil) already at the first stage leads to the formation of solutions of the siliceous-calcium type, which are characterized by a nonequilibrium state with primary aluminosilicates and carbonates, but they are already saturated with respect not only to kaolinite, but also to other secondary aluminosilicates (montmorillonite, illite, pyrophyll-

lite). The conditions of short-term residence of water in rocks and short distances from the aquifer feeding area to groundwater discharge zone provide general geochemical features of the surface waters of the region (Borodulina, 2011). Low-mineralized calcium-siliceous groundwater enters the lakes and watercourses of the basin, which are the product of leaching of primary aluminosilicates enriched with organic substances and carbon dioxide washed out of the soil.

The main features of surface waters formed in Karelia are low mineral content, high color, and noticeable iron content. The waters of the region are ultra-fresh (the average value for Karelia is 31 mg/l). Most of the studied lakes have a mineralization of less than 50 mg/l, a hardness of 0.2-0.4 mg-eq./l. Ca^{2+} prevails among cations, Mg^{2+} is rare, and K^{+} is even rarer. Alkaline earth metals prevail over alkaline ones. Among the anions, the lowest content was noted for Cl^{-} (1.7 mg/l) and SO_4^{2-} (3.5 mg/l), especially in humified waters, where their concentrations are lower than in atmospheric precipitation. Bicarbonates predominate in the anionic composition. The alkalinity ranges from 0 to 276 mg/l, but for most reservoirs and watercourses, its value is less than 30 mg HCO_3^{-} /l. The concentrations of organic acid anions range from 0.01 to 0.4 mmol/l. As a rule, lake water is characterized as medium-humus (color is 35-80 degrees, $\text{COD}_{\text{KMnO}_4}$ is 8-15 mgO/l), while river water is characterized as high-humus. The CO_2 content is usually 2 times higher in rivers than in lakes and ranges from 0 to 46 mg/l. In the water column, its concentration increases with depth, unlike oxygen, whose concentration decreases with depth. The pH value varies greatly (from 4.07 to 8.34) depending on the content of HCO_3^{-} , CO_2 , organic acids, and their salts, and generally rises with increasing alkalinity of the water. Most lakes have slightly acidic (5.5-6.5) and neutral (6.5-7.5) waters. Rivers with heavily swampy areas and small reservoirs with atmospheric feeding have the lowest pH. Concentrations of iron, phosphorus and manganese vary widely (from 0 to 4.6 mg/l Fe, from 6 to 26 micrograms/l P and from 0 to 2.1 mg/l Mn). Their content depends on the alkalinity and the presence of organic matter of a humic nature (The current..., 1998; Lozovik et al., 2020). As mentioned above, humic acids of soils contribute to the transfer of metals to surface waters. Organic acids enhance the leaching of carbonates and phosphates of Ca and Mg, which, in turn, leads to higher concentrations of phosphorus, and carbon dioxide in surface waters with a high humus content compared with surface waters with a low humus content. Part of the phosphorus can bind to soluble forms of iron (organometallic complexes) or be sorbed on iron hydroxo compounds migrating as part of suspended solids, which leads to the entry of phosphorus into bottom sediments not only as part of detritus but also as part of iron humus suspension.

The content of other chemical elements in surface waters, including silicon (in rivers, its concentration ranges from 1.2 to 4.9 mg/l, in lakes, it is from 0.2 to 2.6 mg/l), is quite stable and does not strongly depend on the type of water and season. The content of suspended solids in river waters depends on the sea-

son and ranges from 0.2 to 13 mg/l. The waters of the vast majority of rivers are of the alkaline type with a high humus content. Most lakes have alkaline waters, with an average humus content; small reservoirs have slightly alkaline waters, with a high humus content (Lakes..., 2013).

Geomorphological differences in the catchment areas of the lakes in the basin largely determine the diversity and uniqueness of the sedimentation regimes of the small lakes. The uneven distribution of river flow into large reservoirs, combined with the complex morphology of the basins and the irregularity of the coastline, leads to the existence of local basins (limnic areas) with different sedimentation patterns (Belkina, 2021). A significant part of the mineral component in the bottom sediments of the lake is formed due to suspended matter containing detrital rock material of the catchment area. In conditions of humic, low-mineralized surface waters, poorly soluble compounds of silicon, iron and manganese are formed and deposited directly in the reservoir itself, and as a result, phosphorus or metals are co-deposited (as a result of sorption processes on hydroxo-compounds) (Kulik et al., 2023b). Insoluble humates deposited in the bottom sediments are formed in the water mass during the biochemical oxidation of dissolved organic matter.

Biological communities in lake ecosystems are suppliers of organic matter to the bottom sediments. The main factors affecting ecosystem productivity are water temperature, its salt composition, and the presence of biogenic elements (Konstantinov, 1986). The growth of aquatic organisms is limited by a short vegetation period and a low water temperature. The flora and fauna of the lakes of the region are based on cold-loving representatives: diatom plankton, deep-sea relict crustaceans, coregonine, and salmonid fishes in ichthyocenoses. The dominance of the most taxonomically diverse diatoms, green, blue-green, and golden algae in the algoflora of lakes (93.5% of the total list) is a zonal feature of the northwestern territories. Quantitative indicators of phytoplankton development (abundance and biomass) change significantly during the growing season. In spring and autumn, diatoms are quantitatively predominant in the lakes, and mixed plankton develops in the summer. Phytoplankton biomass increases significantly with an increase in the trophicity of lakes. The average annual production of phytoplankton is from 11 g C/(m²/year) (Succozero, oligotrophic) to 160 g C/(m²/year) (Svyatzero, eutrophic), and in most of the lakes it does not exceed 50 g C/(m²/year) (average of 45, median 38) (Chekryzheva, 2011).

The structure of the zooplankton community also depends on the trophic status of the reservoir and varies depending on its thermal and dynamic modes. In the early spring period (early June), infusoria occupy a dominant position in the community. As the water warms up and the food conditions change, rotifers become the main complex. In the summer, cladocerans dominate. In autumn, the role of rotifers increases again. Winter zooplankton is mainly represented by copepods and rotifers. The biomass of zooplankton

ranges from 0.18 to 27 g/m³, and the number ranges from 1 thousand to 5 million individuals/m³ (Lakes..., 2013).

The modern fauna of the seabed is very diverse in taxonomic terms and, according to recent data, has more than 1,000 species and forms of invertebrates. The dominant complex of benthic cenoses is formed by three systematic groups: chironomids, oligochaetes, and mollusks. The lakes of South Karelia are more productive: the average benthic biomass of the lakes of the Shuya River basin is 4.36 g/m², the Vodla River basin is 2.26 g/m², and the lakes of the Zaonezhye Peninsula are 3.92 g/m² (Lakes..., 2013).

Macrophytes make a significant contribution to the formation of organic matter in the bottom sediments only in small, shallow eutrophic reservoirs with a developed littoral zone. Lakes of tectonic and glacial-tectonic origin, whose littoral is characterized by stony-boulder, rocky, stony-sandy, or sandy bottom, are unfavorable for the growth of aquatic plants. The increased content of humic substances in the water also suppresses their development. The value of annual production varies from 0.5 to 6 g C/(m²/year¹) and usually does not exceed 1g C/(m²/year¹) (Lakes..., 2013). The values of biomass and algae abundance decrease as the pH level declines (Komulainen et al., 2006).

Low water mineralization is important for regulating the water-salt balance of aquatic organisms (Konstantinov, 1986). It affects both the number of species and the biomass of phytoplankton, as well as the presence of marine glacial relics in deep lakes. The most sensitive to salt deficiency are mollusks, whose shells become thin and their sizes become smaller (Kalinkina et al., 2013). For aquatic invertebrates, the low hydrogen index also acts as a toxic factor that violates the integrity of cell membranes (Kalinkina et al., 2017). The high color of the waters affects the structure and vertical distribution of microalgae. In meso- and polyhumous reservoirs, the photic layer narrows due to the weakening of the penetration of photosynthetically active radiation into the water column, which reduces the productivity of plankton. Accordingly, an insufficient food supply provides low natural fish productivity in lakes – 10 kg/ha (Lakes..., 2013).

Part of the phosphorus entering reservoirs, which is necessary for the energy metabolism of organisms, is bound in complex with humus and iron and, therefore, is in a form that is of low accessibility to aquatic communities. The gradual transformation of humic substances as a result of their photooxidation and the activity of heterotrophic microflora (which, with a lack of easily mineralized organic substances, uses them as a substrate) requires additional time, which is also a deterrent to production processes. The amount of bacterioplankton is a fairly stable indicator and ranges from 1.5-2 million/ml increasing in contaminated areas (Gashkina et al., 2012). The amount and biomass of bacteria during the growing season vary by 1.5-2.5 times depending on the trophicity. For most reservoirs, there are two peaks in the seasonal development of bacterioplankton: spring and summer. The bulk of bacteria in the water column is in the form of

single cells, whose vital activity is based on complex organic substrates (actinomycetes, oligotrophic bacteria). In reservoirs exposed to anthropogenic influence, groups of bacteria reflecting one or another type of contamination (nitrifying, cellulose-destroying, oil-oxidizing, phenol-oxidizing, coliform) have a noticeable development. The biomass of bacteria in its raw form in the summer reaches values of 0.1-0.5 mg/l, expressed in carbon: 10-54 mkg C/l, in contaminated reservoirs, its values increase 1.5-2 times. The dark assimilation of carbon dioxide as an indicator of the biosynthetic activity of bacterioplankton in the summer in oligotrophic reservoirs does not exceed 0.5, in mesotrophic reservoirs it has limits of 0.8-3.1, in eutrophic reservoirs it reaches 7.8 mkg C/(l/day) and above (Lakes..., 2013).

Thus, temperature, salt composition, humus content, and alkalinity of surface waters are key environmental factors limiting the development of living organisms in the lakes of the eastern margin of the Fennoscandian Shield. Phytoplankton is the main source of autochthonous organic matter in the bottom sediments. Apparently, the low productivity of lakes is the reason that the bulk of easily oxidized organic matter is actively consumed and mineralized in water, and difficult-to-oxidize, little biodegradable organic matter accumulates in the bottom sediments. The quantitative and qualitative composition of organic matter in lake water, which depends on the production of phytoplankton and the mass of humus coming from the catchment area, determines the rate of accumulation and intensity of the transformation processes of organic matter in the bottom sediments. The significant contribution of higher aquatic vegetation to the organic matter of the bottom sediments is typical for small, well-heated, productive lakes with a developed littoral zone.

Allochthonous organic matter enters lakes with the river runoff in the form of dissolved humic substances formed in the soils of the catchment area, and in the form of leaf litter of terrestrial vegetation of the shores.

The intensity of the soil formation process, which depends on the chemical and granular composition of the parent rocks, controls the flow of amorphous silicon, humic substances, and chemical elements into surface waters prone to the formation of complex compounds and colloidal systems with silicon and humic acids, which affects both the chemical composition of the water and the biological characteristics of lakes and, ultimately, the composition of bottom sediments. The role of soil cover in the formation of bottom sediments increases with the growth of the lake's catchment area. It should also be noted that since 1989 in Russia there has been a steady excess of the norm of the average annual air temperature (Gruza and Rankova, 2012). An increase in the duration of the vegetation period and an increase in precipitation inevitably lead to an increase in the intake of allochthonous organic matter into the lake from the catchment area, an increase in the production of the lakes themselves, and, as a result, an increase in the intake of organic matter into the sediments.

Analysis of the chemical composition of the surface sediments of Karelian lakes has shown that lakes with different types of accumulation (accumulators of mineral and organic matter by different genesis) are found in the region (Table 1). Differences in the hydrological and morphometric characteristics of lakes, various areas, and the composition of catchment rocks, as well as the different trophic status of reservoirs, determine differences in the chemical composition of sediments. Most lakes in the region are characterized by an uneven distribution of sedimentary material at the bottom of the reservoir, which is naturally controlled by the morphology of the basin and the dynamics of the waters: sandy-gravel bottom sediments form the littoral zone, and clay silts prevail in deep-water zones.

The variety of sedimentological trends in the lakes of Karelia is associated with the local landscape conditions of the catchments. Its most significant characteristics are equally important: the area and relief of the catchment, the morphology of the lake basin, and the chemical composition of the water (Belkina, 2021). It is difficult to draw a clear conclusion about the predominance of a certain type of lake accumulation, depending on the position of the reservoir in the relief. The chemical composition of precipitation in accumulation zones shows that in large lakes ($S_{\text{mirror}} > 10 \text{ km}^2$), the mineral type prevails, and in small lakes ($S_{\text{mirror}} < 1 \text{ km}^2$), the organic type of accumulation prevails. Both mineral and organic sediments are found in lakes with S_{mirror} of 1 to 10 km^2 (Fig. 1).

As a rule, the content of organic matter in the bottom sediments increases in proportion to the trophic level of the reservoir, from oligotrophic to eutrophic (Belkina, 2021). Organo-accumulating lakes are found in all modern landscapes of the region (terminal moraine uplands, ice-dividing accumulative uplands, lake plains). According to the macrocomposition, the deposits of such lakes are characterized as iron-silicon-humus. One illustrative example is Yuzhnoye Haugilampi Lake (West Karelian upland, $63^{\circ}33 \text{ N}$, $33^{\circ}20 \text{ E}$), an eutrophic, shallow lake (average depth 4.1 m) with a well-developed coastal zone. The altitude above sea-level is 153 m. $S_{\text{catchment}}$ is 0.329 km^2 , S_{mirror} is 0.276 km^2 . It has been functioning as an independent reservoir for about 12,000 years. The surface deposits are represented by brown silts. The mean values of the chemical composition are as follows: $LI_{550^{\circ}\text{C}}$ is 60%, C_{org} is 26%, Ash is 38%, OD_1 is $4 \text{ mgO}_2/(\text{g}/\text{day})$, $\Sigma\text{Chl}_{\text{a,b,c}}$ is 1000 mkg/g , pheophytin is 1200 mkg/g , N_{org} is 1.9%, $N_{\text{NH}_4^+}$ is 0.02%, P_{tot} is 0.3%, P_{min} is 0.2%, Mn is 0.04%, and Fe is 2.5%. The redox cycle of iron and manganese controls the decomposition of organic substances in the bottom sediments. The distribution of biogenic elements (N_{org} , $N_{\text{NH}_4^+}$, P_{tot} , P_{min} , Fe, and Mn) along the vertical column is nonmonotonic (Fig. 2). The chemical composition of the water in Yuzhnoye Haugilampi Lake corresponds to the mesohumic medium-alkaline neutral weakly alkaline bicarbonate type of the waters of the calcium group. The mineralization of the water in the lake is high (90 mg/l). In the ionic composition, bicarbonates predominate among the anions (95%), calcium (54%) among the cations, alkalinity is 71.12

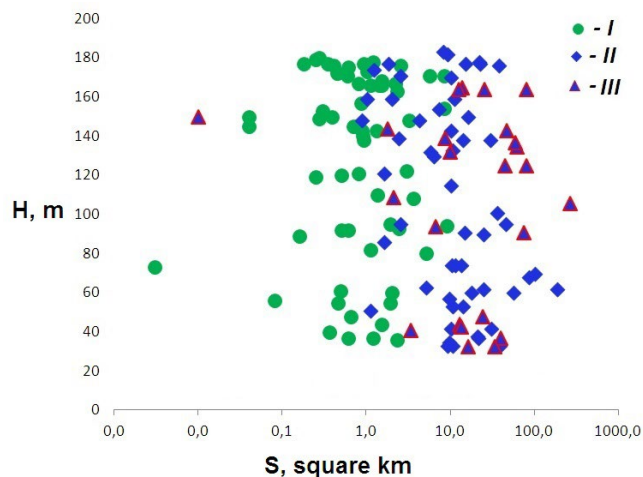


Fig.1. Distribution of lakes with different types of sediments: green is organomineral (ash content $< 80\%$), blue is mineral (ash content $> 80\%$); I is iron-silicon-humus, II is iron-humus-silicon, III is humus-iron-silicon) depending on the location (H is altitude above sea level, m) and size (S is lake mirror area, km^2)

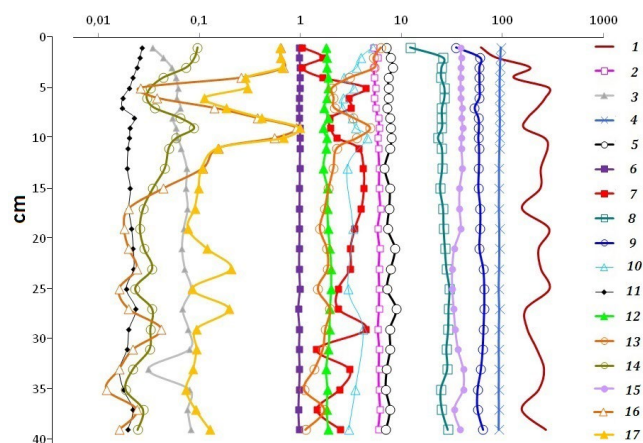


Fig.2. Vertical distribution of chemical, physical and physico-chemical characteristics in the surface layer of the bottom sediments of Lake Yuzhnoye Haugilampi. 1 – Eh, mV; 2 – pH; 3 – solid matter mass in 1 ml of wet soil, g/ml; 4 – $\text{Wet}_{20^{\circ}\text{C}}$, %; 5 – $\text{Wet}_{105^{\circ}\text{C}}$, %; 6 – por; 7 – ds, g/cm^3 ; 8 – C_{org} , %; 9 – $LI_{550^{\circ}\text{C}}$, %; 10 – OD_1 , mgO_2/g ; 11 – $N_{\text{NH}_4^+}$, %; 12 – N_{org} , %; 13 – Fe, %; 14 – Mn, %; 15 – Ash, %; 16 – P_{min} , %; 17 – P_{tot} .

$\text{mgHCO}_3^-/\text{l}$, pH is 7.1, color is 25 deg. The ratio of PO is $2.96 \text{ mgO}/\text{l}$ and COD is $12.2 \text{ mgO}/\text{l}$ and indicates an autochthonous origin of organic matter (Lakes..., 2013).

We should note that organic matter of various origins accumulates in small lakes, regardless of the features of the landscape, the trophic status of the reservoir, and the chemical composition of the waters. For example, a high content of organic matter is observed in the eutrophic lake Korytovo ($S_{\text{catchment}}$ is 0.1 km^2 , S_{mirror} is 0.003 km^2 , $LI_{550^{\circ}\text{C}}$ is 86%, Ash is 11%) and in mesotrophic lake Polevskoye ($S_{\text{catchment}}$ is 31.8 km^2 , S_{mirror} is 0.45 km^2 , $LI_{550^{\circ}\text{C}}$ is 66%, ash content is 33%), which was formed 12-11 thousand years ago within the lake-glacial plain, and in oligotrophic lake Golubaya Lamba ($S_{\text{catchment}}$ is 0.21 km^2 , S_{mirror} is 0.04 km^2 , $LI_{550^{\circ}\text{C}}$

Table 1. – Generalized chemical composition of the surface layer (0-5 cm) of the bottom sediments according to the data of 139 small Karelian lakes, % (Belkina, 2021).

Sediment type*	Number of samples	Value	Organic matter						The mineral matter		
			C _{org}	C _{ha}	C _{fa}	P _{tot}	N _{NH4+}	N _{org}	Ash	Fe	Mn
Sand	147	minimum	0.03	0.01	0.03	0.01	0.001	0.06	94.86	0.00	0.00
		maximum	2.40	1.35	0.64	0.04	0.004	0.77	99.80	6.73	0.08
		average	0.98	0.36	0.29	0.03	0.002	0.22	97.52	0.50	0.02
Silt	510	minimum	1.30	0.04	0.00	0.03	0.003	0.01	9.02	0.17	0.00
		maximum	42.50	11.60	9.10	5.00	0.170	3.99	94.32	42.20	1.02
		average	15.43	1.79	1.52	0.17	0.027	1.17	78.67	4.18	0.23
Clay	75	minimum	0.71	0.14	0.07	0.06	0.000	0.08	75.52	0.03	0.04
		maximum	5.58	0.66	0.79	0.12	0.030	0.97	97.74	1.68	0.45
		average	2.64	0.45	0.44	0.09	0.009	0.34	92.34	1.15	0.17

Note: «*» – By the prevailing granulometric fraction (sand 0.05-2 mm; silt 0.005-0.05 mm, clay < 0.005).

is 89%, and Ash is 9%), which was formed on the Vokhtozersk upland with an area of 7.9 thousand years ago. Sedimentation rates in lakes Korytovo, Polevskaya, and Golubaya Lamba differ by more than an order of magnitude (10, 1, and 0.1mm/yr, respectively). The sources of organic matter in the bottom sediments are also different. In Lake Polevskoye, the main source is humic substances coming from the catchment area: in Lake Korytovo, there is higher aquatic vegetation, and in lake Golubaya Lamba, there is terrestrial and higher aquatic vegetation and phytoplankton. These small lakes have different chemical compositions of water (mesohumus, bicarbonate class of the calcium-magnesium group with ions Σ_{ion} is 60 mg/l in Lake Polevskoye; carboxylate class of potassium group waters with Σ_{ion} is 30 mg/l in Lake Korytovo; oligohumic sulfate class of the calcium group with Σ_{ion} is 3 mg/l in Golubaya Lamba) (Lakes..., 2013).

In lakes where mineral deposits are formed, the most common type of accumulation is iron-humus-silicon. A typical representative of such a reservoir is mesotrophic lake Vendyurskoye (Vokhtozerskaya upland, 62°13 N, 33°16 E, $S_{catchment}$ is 79.8 km², S_{mirror} is 10.1 km², altitude above sea level is 143.8 m, average depth is 6.1 m). A reservoir of accumulative-residual genesis, the total capacity of Quaternary deposits is 3.50 m. Current bottom sediments are formed in the conditions of oligohumus waters of the bicarbonate class of the Ca group and are represented by gray-brown silt ($LI_{550^{\circ}C}$ is 29%, Ash is 68%, and Fe is 7.8%). The range of fluctuations of physico-chemical parameters along the vertical surface layer (up to 40 cm) is one pH unit (from 4.3 to 5.6) and 600 mV Eh (from 25 to +600 mV). The variability of the Eh values, in our opinion, is determined by seasonal oxygen deficiency in the bottom waters, which causes diagenetic restructuring of the surface layer due to the development of anaerobic processes of organic matter transformation. As a result, interlayers with different metal content and quantitative and qualitative composition of organic matter and, consequently, with different microflora processing, this organic matter is formed and buried. The $LI_{550^{\circ}C}$ value changes slowly and monotonously down the column,

which indicates a significant transformation of organic matter in the water column of the reservoir before it reaches the bottom. OD_1 values are low (1-1.8 mgO₂/(g/day)). The distribution of phosphorus along the vertical axis of the sediments correlates with the distribution of iron and manganese, with values ranging from 0.06 to 0.3% (Fig. 3).

Monotypic (siliceous or ferruginous) deposits are rarely found in the lakes of South Karelia compared to the northern part. Humus-silicon sediments were found in lakes on the territory of the Zaonezhye Peninsula (Lakes Nizhnee Myagrozzero and Syargozzero), in small reservoirs of the Shuisky lowland (Lake Lindozero), and in the northern part of the Onega Lake catchment (Lake Munozero, Lobskoye settlement area) (Demidov and Shelekhova, 2006). For example, diatom sediments of the mesotrophic lake Sargozero ($S_{catchment}$ is 17.4 km², S_{mirror} is 0.65 km²) have a light green color and are characterized by high porosity values (0.94) throughout the thickness, low specific gravity (1.1 g/cm³), and very low iron content (0.5%). The ratio of organic matter

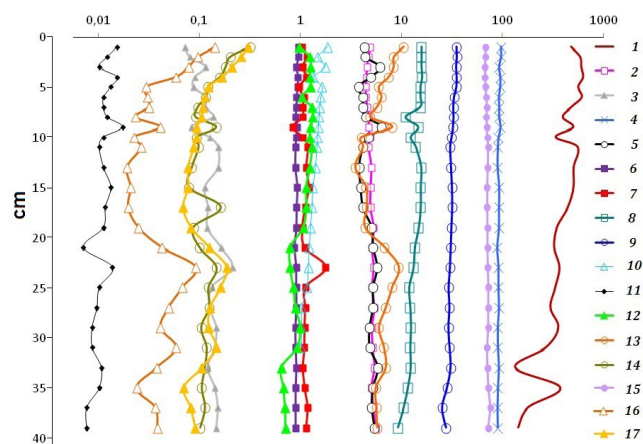


Fig.3. – Vertical distribution of chemical, physical and physico-chemical characteristics in the surface layer of bottom sediments of Lake Vendyurskoye. 1– Eh, mV; 2 – pH; 3 – solid matter mass in 1 ml of wet soil, g/ml; 4 – Wet_{20°C}, %; 5 – Wet_{105°C}, %; 6 – por; 7 – ds, g/cm³; 8 – C_{org}, %; 9 – LI_{550°C}, %; 10 – OD₁, mgO₂/g; 11 – N_{NH4+}, %; 12 – N_{org}, %; 13 – Fe, %; 14 – Mn, %; 15 – Ash, %; 16 – P_{min}, %; 17 – P_{tot}.

(C_{org} is 21%, $LI_{550^\circ C}$ is 45%, N_{org} is 1.35 % and P_{tot} is 0.05 %, C:N is 18, C:P is 1029) and the mineral part of the sediment (ash is 51%) is close to unity. The distribution of pH, Eh, and elements of chemical composition along the vertical of the sediment in the surface layer is monotonous.

Humus-iron-silicon bottom sediments, as a rule, are formed in an oxidizing environment in reservoirs with a developed littoral zone and a large catchment area (significantly swamped, where illuvial-humus-feruginous podzols are common). Deposits of this type are formed in oligotrophic lakes with low color of water and deeply embedded basins (Lake Ladmozero, $S_{catchment}$ is 120 km², S_{mirror} is 24 km², H_{max} is 52 m, water class is bicarbonate) and in shallow, high-flowing reservoirs with high color of water (Lake Shotozero, $S_{catchment}$ is 5540 km², S_{mirror} is 74 km², H_{max} is 10 m, carboxylate water class is carboxylate). A feature of such reservoirs is the accumulation of lacustrine iron ores in the form of crusts, nodules, oolites, and coins in the littoral zone (at a depth of 1 to 5 m) (Perfiliev, 1972). These biogeochemogenic sediments, containing up to 40% Fe and 2% Mn, are mineral mixtures of a non-crystalline structure (Strakhovenko et al., 2020a; Ovdina et al., 2018; Belkina et al., 2018). The sediments consist mainly of iron hydroxides (goethite, lepidocrocite), manganese oxides, and also contain a small amount of clay minerals, quartz, and rarely carbonates. They are formed in the presence of oxygen during the deposition of suspended and colloidal substances containing excess iron. Bacteria contribute to the deposition of colloids. The thickness of ore deposits lying in the coastal zone of lakes up to 300 m wide ranges from 1 cm to 1 m. At the same time, the iron content in silt sediments lying in deep-sea zones is usually lower than the Clarke value. The accumulation of iron in silts (up to 40%) is also typical for small, shallow forest lakes with a swamped catchment area. In Karelia, until the 19th century, humans employed the use of lacustrine iron ores for iron mining (Kuleshevich et al., 2010).

Current carbonate bottom sediments are rare in the territory of Karelia. For example, in Lake Padmozero (S_{mirror} is 10 km², $S_{catchment}$ is 78 m², H_{max} is 15 m, tectonic-glacial basin, Onego ice Lake relict), located in the eastern part of the Zaonezhye Peninsula. The reservoir accumulation zone contains light, cream (beige) silts formed by clastic weathering products of carbonate rocks common in the catchment area. The content of organic matter, nitrogen, and phosphorus is relatively low ($LI_{550^\circ C}$ is 13.9%, C_{org} is 7.1%, OD_1 is 0.32 mgO₂/ (g/day), N_{tot} is 0.80%, P_{tot} is 0.13%, C:N is 10, Chla is 0.5 mg/g). The physico-chemical conditions and chemical composition of the lake water differ from other reservoirs of the peninsula in gas composition and higher pH and mineralization values (CO_2 varies from 0.8 to 20 mg/l, pH is 8, HCO_3^- is 89 mg/l, Σ_{ion} is 150 mg/l (Lakes..., 2013)), however, do not imply the formation of chemogenic calcium and iron carbonates in the reservoir. Carbonate sediments can be deposited in the bottom sediments as a result of subaqual discharge of groundwater, as is observed in Lake Rahoylampi (Vokhtozersk upland).

It is important to note that the chemical composition of the bottom sediments of small forest lakes with small catchment areas has changed little over the past 100 years, as evidenced by the profiles of chemical characteristics in the columns of the bottom sediments that do not change vertically, as well as the results of periodic observations, for example, on the lakes of the Zaonezhye Peninsula, studies on which have been conducted since 1929 (Belkina and Kulik, 2019). Lakes with settlements and agricultural lands in their catchment area are characterized by a higher share of the terrigenous component in the bottom sediments as well as the presence of toxic substances. For example, in the bottom sediments of Lake Suoyarvi, the content of oil products in the urban area (0.55%) exceeds background values by 2 orders of magnitude or there are high concentrations of heavy metals in the reservoirs of the town of Petrozavodsk (Chetyrehverstnoe, Sulazhgorskaya lamba), etc. (The current..., 1998; Slukovsky and Medvedev, 2015). Pronounced accumulators of sediments are reservoirs located within residential areas or reservoirs with a high coefficient of water exchange that are part of lake-river systems (for example, Lake Logmozero). Most of the territory of Karelia is occupied by forests: therefore, no significant anthropogenic anomalies were found in the bottom sediments of the lakes.

4. Conclusion

Climatic conditions and the composition of rocks of the Fennoscandian Crystal Shield determine the chemical characteristics of the bottom sediments common to all lakes in the region (macro composition): silicon, humus (organic matter), and iron make up the bulk of the substance of the current bottom sediments, and their ratio determines the type of lake accumulation.

In the lakes of the southeastern part of the Fennoscandian Crystal Shield, the bottom sediments of a mixed type are currently being formed: iron-humus-silicon, iron-silicon-humus, or humus-iron-silicon. There are small lakes where the bottom sediments mainly accumulate either silicon (diatomites), iron (lake ores), or organic matter.

The general patterns of the sedimentary process in the region are: (1) geological and geomorphological conditions and the area of the catchment determine the entry of the mineral component of bottom sediments into the lake; (2) deposition of sediments occurs mainly in conditions of bicarbonate-calcium waters; (3) morphogenetic characteristics of lake basins determine the accumulation of organic matter in bottom sediments; (4) the entry of iron into the sediments determines the direction of the processes of early diagenesis in the sediment itself.

Acknowledgements

The study was carried out within the State assignment No. FSZN-2021-0006 of Northern Water Problems Institute of KarSC RAS.

Conflict of interest

The authors declare no conflict of interest.

References

- Alabyshev V.V. 1932. Zonality of lake sediments. *Izvestiya Sapropelevogo komiteta* [Proceedings of the Sapropele Committee] 6:1-44. (in Russian)
- Belkina N.A. 2017. Quantitative and qualitative composition of organic matter and its transformation in the surface layer of bottom sediments of Lake Onega. *Trudy Karel'skogo nauchnogo centra RAN. Limnologiya* [Proceedings of Karelian Scientific Center of the Russian Academy of Sciences. *Limnology*] 10: 64–72. (in Russian)
- Belkina N.A., Kulik N.V. 2019. The study of modern bottom sediments of the Zaonezhye Peninsula. *Society. Environment. Development* 4: 84–90.
- Belkina N.A. 2019. Features of the transformation process of organic substances in sediments lakes of Karelia and its effect on the chemical composition of water. *Geopolitics and ecogeodynamics of regions* 5(15): 262– 275.
- Belkina N.A. 2021. Patterns of sedimentation and early diagenesis of bottom sediments in the reservoirs of the south-eastern part of the Fennoscandian crystal shield. *Dr. Sc. Dissertation*, St. Petersburg, Russia.
- Belkina N.A., Efremenko N.A., Kulik N.V. 2018. Specifics of Iron Migration, Transformation, and accumulation in the Vygozero Reservoir. *Water Resources* 45(5): 738–745. DOI: [10.1134/S0097807818050032](https://doi.org/10.1134/S0097807818050032)
- Belkina N.A., Kulik N.V., Efremenko N.A. et al. 2023. Contemporary Sedimentation in Lake Onego: Geochemical Features of Water, Suspended Matter, and Accumulation Rate. *Water* 15: 1014. DOI: [10.3390/w15061014](https://doi.org/10.3390/w15061014)
- Belkina N.A., Strakhovenko V.D., Subetto D.A. et al. 2022. Sedimentary processes in Lake Onego at the present time. *Limnology and Freshwater Biology* 4: 1388-1390. DOI: [10.31951/2658-3518-2022-A-4-1388](https://doi.org/10.31951/2658-3518-2022-A-4-1388)
- Biske G.S. 1959. Quaternary deposits and geomorphology of Karelia. *Gosizdat KUSSR: Petrozavodsk*. (in Russian)
- Biske G.S., Lak G.Ts., Lukashov A.D. et al. 1971. The structure and history of the Onego Lake basin. *Petrozavodsk: Karelia*. (in Russian)
- Borodulina G.S. 2011. The role of underground runoff in the formation of the chemical composition of Karelian surface waters. *Trudy Karel'skogo nauchnogo centra RAN* [Proceedings of Karelian Scientific Center of the Russian Academy of Sciences] 4: 108-116. (in Russian)
- Chekryzheva T.A. 2011. Phytoplankton of lakes in the Shuya River basin (Republic of Karelia, Russia). *Gidrobiologicheskij zhurnal* [Hydrobiological Journal] 47(1): 24-32. (in Russian)
- Davydova N.N. 1985. Diatoms are indicators of the natural conditions of reservoirs in the Holocene. *Nauka: Leningrad*. (in Russian)
- Demidov I.N. 2003. Quaternary deposits. In: Ieshko E.P. (Ed.), *Diversity of Karelian biota: conditions of formation, communities, species*. Petrozavodsk, pp.19-27. (in Russian)
- Demidov I.N., Shelekhova T.S. 2006. Diatomites of Karelia (features of formation, distribution, prospects of use). *Petrozavodsk: Karelian Scientific Center RAS*. (in Russian)
- Devyatova E.I. 1986. The natural environment and its changes in the Holocene (the coast of the north and center of Lake Onega). *Petrozavodsk: Karelia*. (in Russian)
- Filimonova L.V. 2014. The history of vegetation in the Late Glacial and Holocene in the territory of the Tolvojarvi Nature Reserve (Karelia). *Trudy Karel'skogo nauchnogo centra RAN* [Proceedings of the KarSC RAS] *Biogeography series* 2: 3-13. (in Russian)
- Filimonova L.V., Lavrova N.B. 2017. The study of the paleogeography of Lake Onega and its basin using a set of methods. *Trudy Karel'skogo nauchnogo centra RAN* [Proceedings of the Karelian Scientific Center RAS] 10: 86-100. DOI: [10.17076/lim703](https://doi.org/10.17076/lim703) (in Russian)
- Gashkina N.A., Moiseenko T.I., Kremleva T.A. 2012. Features of the distribution of biogenic elements and organic matter in small lakes and the limitation of their trophic activity in the European territory of Russia and Western Siberia. *Vestnik Tyumenskogo gosudarstvennogo universiteta. Social'no-ekonomicheskie i pravovye issledovaniya* [Bulletin of the Tyumen State University. Socio-economic and Legal Studies] 12:17-25. (in Russian)
- Gromig R., Wagner B., Wennrich V. et al. 2019. Deglaciation history of Lake Ladoga (northwestern Russia) based on varved sediments. *Boreas* 48: 330–348.
- Gruza G.V., Rankova E.Ya. 2012. Observed and expected climate changes in Russia: air temperature. *Obninsk: FBGU "VNII GMI-MCD"*. (in Russian)
- Hang T., Gurbich V., Subetto D. et al. 2019. A local clay-varve chronology of Onega Ice lake, NW Russia. *Quatern Int.* 524: 13–23. DOI: [10.1016/j.quaint.2019.03.021](https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.021)
- Kalinkina N., Belkina N., Sidorova A. et al. 2017. Bioassay of Lake Onego bottom sediments toxicity based on their chemical composition and deep water macrozoobenthos state. *Principy ekologii* [Principles of ecology] 6(1): 81–103. (in Russian)
- Kalinkina N.M., Belkina N.A., Polyakova T.N. et al. 2013. Bioindication of the state of deep-water areas in Petrozavodsk bay, Lake Onego, by macrozoobenthos characteristics. *Water Resources* 40 (5): 528-534. DOI: [10.1134/S0097807813050047](https://doi.org/10.1134/S0097807813050047)
- Komulainen S.F., Chekryzheva T.A., Vislyanskaya I.G. 2006. *Algoflora of lakes and rivers of Karelia. Taxonomic composition and ecology*. Petrozavodsk: Karelian Scientific Center RAS. (in Russian)
- Konstantinov A.S. 1986. *General hydrobiology*. Moscow: Vysshaya shkola. (in Russian)
- Kuleshevich L.V., Larkina N.Yu., Inina I.S. 2010. Iron minerals in the collection of the Museum of Precambrian Geology: limonite and hematite ores of Karelia. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [Geology and minerals of Karelia] 13: 131-138. (in Russian)
- Kulik N., Efremenko N., Strakhovenko V. et al. 2023. Geochemical Features of River Runoff and Their Effect on the State of the Aquatic Environment of Lake Onego. *Water* 15: 964. DOI: [10.3390/w15050964](https://doi.org/10.3390/w15050964)
- Kulik N., Efremenko N., Belkina N. et al. 2023. Fe, Mn, Al, Cu, Zn, and Cr in the sedimentary matter of Lake Onego. *Quaternary International* 644–645: 134-144. DOI: [10.1016/j.quaint.2022.04.005](https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.04.005)
- Lac G. Ts., Lukashov A.D. 1967. Neotectonics in the Precambrian fault zone of South Karelia. In: Nikolaev N.I. (Ed.), *Tectonic movements and the latest structures of the Earth's crust: proceedings of a meeting on the problems of neotectonics*. Moscow, pp. 198-201. (in Russian)
- Lakes of Karelia. Guide. 2013. In: Filatov N.N., Kukharev V.I. (Ed.). *Petrozavodsk: KarSC RAS*. (in Russian)
- Lavrova N.B., Filimonova L.V. 2018. The use of the analysis of the composition of fossil flora for the reconstruction of vegetation and paleogeographic conditions of the Late Glacial Karelia. *Trudy Karel'skogo nauchnogo centra RAN* [Proceedings of the Karelian Scientific Center of the Russian Academy of Sciences] 10: 27-43. DOI: [10.17076/eco882](https://doi.org/10.17076/eco882) (in Russian)
- Lozovik P.A., Kulik N.V., Efremenko N.A. 2020. Lithophile elements and heavy metals in lake Onego: sources, concentrations and transformation. *Trudy Karel'skogo nauchnogo centra Rossijskoj akademii nauk* [Transactions of the

Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences. *Limnology and Oceanology Series*. 4: 62–74. DOI: [10.17076/lim1189](https://doi.org/10.17076/lim1189) (in Russian)

Lukashov A.D., Demidov I.N. 2001. Conditions of formation of the relief and Quaternary deposits of Karelia in the Late and post-Glacial period as the basis for the formation of the modern natural environment. *Trudy Karel'skogo nauchnogo centra RAN* [Proceedings of the Karelian Scientific Center of the Russian Academy of Sciences] *Biogeography series* 2: 30-47. (in Russian)

Martinson G.G., Davydova N.N. 1976. *Paleolimnology of Lake Onego*. Leningrad: Nauka. (in Russian)

Nazarova L.E. 2015. The current state and variability of the climate in the catchments of Lake Onega and the Vygozersky reservoir. In: Filatov N.N. (Ed.), *The largest reservoir lakes of the North-West of the European territory of Russia: the current state and changes of ecosystems under climatic and anthropogenic influences*. Petrozavodsk, pp. 10-19. (in Russian)

Ovdina E., Strakhovenko V., Potakhin M. et al. 2018. Mineralogical and geochemical characteristics of the lake Surgubskoe and Shotozero Fe–Mn formations (Republic of Karelia). In: *Lateglacial–Interglacial transition: glaciotectionic, seismoactivity, catastrophic hydrographic and landscape changes: INQUA Peribaltic Working Group Meeting*, pp. 129–131.

Paleolimnology of Lake Onego: from ice lake to modern conditions: (collective monograph). 2022. In: Subetto D.A. (Ed.). Petrozavodsk: KarSC RAS. (in Russian)

Perfiliev B. V. 1972. *The microzonal structure of silt deposits and methods of its investigation*. Leningrad: Nauka. (in Russian)

Semenovich N.I. 1973. *Bottom sediments of Lake Onego*. Leningrad: Nauka. (in Russian)

Shelekhova T.S. 2006. Diatoms are indicators of the natural acidification of small reservoirs in Karelia. In: Golubev A.I. (Ed.), *Geology and minerals of Karelia 9*. Petrozavodsk, pp. 189-196. (in Russian)

Shelekhova T.S., Tikhonova Y.S., Lazareva O.V. 2021. Dynamics of the natural environment and development of Lake Okun Lake in South Karelia in the Late Glacial and Holocene (according to micropaleontological data). *Trudy Karel'skogo nauchnogo centra RAN* [Proceedings of KarSC RAS] *Limnology and Oceanology series* 4: 135-152. DOI: [10.17076/lim1319](https://doi.org/10.17076/lim1319) (in Russian)

Sinkevich E. I., Ekman I. M. 1995. *Bottom sediments of lakes in the Eastern part of the Fennoscandian crystal shield*. Petrozavodsk. Petrozavodsk: Karelian Scientific Center RAS. (in Russian)

Slukovsky Z.I., Medvedev A.S. 2015. Vertical distribution of trace elements in the bottom sediments of a small lake in an urbanized environment. *Voda: himiya i ekologiya* [Water: Chemistry and Ecology] 3: 77-82. (in Russian)

Slutkovsky Z.I., Dauvalter V.A. 2020. Features of accumulation of lead, antimony and cadmium in sediments of small lakes in the south of Karelia. *Trudy Karel'skogo nauchnogo centra RAN. Limnologiya* [Proceedings of the Karelian Scientific Center of the Russian Academy of Sciences. *Limnology*] 4: 75-94. (in Russian)

Strakhovenko V., Subetto D., Ovdina E. et al. 2020. Distribution of elements in iron-manganese formations in bottom sediments of Lake Onego (NW Russia) and small lakes (Shotozero and Surgubskoe) of adjacent territories. *Minerals* 10(4): 440–450. DOI: [10.3390/min10050440](https://doi.org/10.3390/min10050440)

Strakhovenko V.D., Subetto D.A., Ovdina E.A. et al. 2020. Mineralogical and geochemical composition of Late Holocene bottom sediments of Lake Onego. *J. Great Lakes Res.* 46 (3): 443–455. DOI: [10.1016/j.jglr.2020.02.007](https://doi.org/10.1016/j.jglr.2020.02.007)

Strakhovenko V.D., Belkina N.A., Efremenko N.A. et al. 2022. The First Data on the Mineralogy and Geochemistry of the Suspension of Lake Onego. *Russian Geology Geophysics* 63 (1): 55–71. DOI: [10.2113/RGG20204280](https://doi.org/10.2113/RGG20204280)

Subetto D.A., Nazarova L.B., Pestryakova L.A. et al. 2017. Paleolimnological studies in Russian Northern Eurasia: a review. *Contemp. Probl. Ecol.* 10(4): 327–333. DOI: [10.1134/S1995425517040102](https://doi.org/10.1134/S1995425517040102)

Subetto D., Rybalko A., Strakhovenko V. et al. 2020. Structure of Late Pleistocene and Holocene Sediments in the Petrozavodsk Bay, Lake Onego (NW Russia). *Minerals* 10(11), 964: 20. DOI: [10.3390/min10110964](https://doi.org/10.3390/min10110964)

Subetto D.A. 2009. Bottom sediments of lakes: Paleolimnological reconstructions. In: St. Petersburg, Russia: A.I. Herzen State Pedagogical University, p. 339. (in Russian)

The current state of the water bodies of the Republic of Karelia. According to the results of monitoring in 1992-1997. 1998. In: Lozovik P.A. (Ed.). Petrozavodsk: KarSC RAS. (in Russian)

Vasilyeva E.P., Davydova N.N., Belkina N.A. 1999. Specific patterns of the formation of bottom sediments. In: Filatov N.N. (Ed.), *Onega lake. Ecological problems*. Petrozavodsk, pp. 109–145. (in Russian)

Vasilyeva E.P., Polyakov Y.K. 1992. *Catalog of Karelian lakes, bottom sediments*. Petrozavodsk: KarRC RAS. (in Russian)

Zobkov M., Potakhin M., Subetto D. et al. 2019. Reconstructing Lake Onego evolution during and after the Late Weichselian glaciation with special reference to water volume and area estimations. *Journal of Paleolimnology* 62(1): 53–71. DOI: [10.1007/s10933-019-00075-3](https://doi.org/10.1007/s10933-019-00075-3)

Поверхностные донные отложения Карельских озер, особенности формирования и химический состав



Белкина Н.А.

Институт водных проблем Севера Карельского научного центра Российской академии наук, пр. Александра Невского, 50, Петрозаводск, 185030, Россия

АННОТАЦИЯ. Территория Карелии - уникальный географический регион, где в настоящее время во влажном климате функционируют более 62 000 озер, находящихся на разных стадиях эволюции своих экосистем. В ходе исследования были проанализированы данные о химическом составе донных отложений озер Карелии, собранные за период 1965-2020. Обсуждаются закономерности формирования химического состава озерных донных отложений. Показано, что в озерах юго-восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита в настоящее время формируются донные отложения смешенного типа: железо-гумусо-кремниевые, железо-кремне-гумусовые или гумусо-железо-кремневые. Встречаются малые озера, где донные отложения преимущественно накапливают либо кремний (диатомиты), либо железо (озерные руды), либо органическое вещество.

Ключевые слова: фенноскандинавский кристаллический щит, формирование озерных донных отложений, химический состав

Для цитирования: Белкина Н.А Поверхностные донные отложения Карельских озер, особенности формирования и химический состав // Limnology and Freshwater Biology. 2024. - № 3. - С. 111-129. DOI: 10.31951/2658-3518-2024-A-3-111

1. Введение

Озера Карелии (63°49'00" с. ш. 33°00'00" в. д.) являются молодыми с геологической точки зрения. Их возраст не превышает 15 тыс. лет (Субетто, 2009). Они формировались на рубеже позднего плейстоцена и голоцена (15–11 тыс. л.н.) в процессе дегляциации территории в направлении с юго-востока на северо-запад. Озера с момента своего возникновения развивались как пресноводные водоемы, обладающие индивидуальными особенностями накопления осадочного вещества, в зависимости от их расположения на ледораздельных возвышенностях, или на озерных равнинах, или на территориях развития денудационно-тектонического рельефа (Палеолимнология..., 2022). Геологические и геохимические (Алабышев, 1932; Бискэ, 1959; Бискэ и др., 1971; Перфильев, 1972; Синькевич и Экман, 1995; Лукашов и Демидов, 2001; Демидов, 2003; Демидов и Шелехова, 2006; Слуковский и Медведев, 2015; Слуковский и Даувальтер, 2020), палеолимнологические (Лак и Лукашов, 1967; Мартинсон и Давыдова, 1976; Давыдова, 1985; Девятова, 1986;

Шелехова, 2006; Шелехова и др., 2021; Филимонова и Лаврова, 2017; Филимонова, 2014; Subetto et al., 2017; 2020; Лаврова и Филимонова, 2018; Gromig et al., 2019; Hang et al., 2019; Zobkov et al., 2019; Strakhovenko et al., 2020a;b; 2022) и лимнологические (Семенович, 1973; Васильева и Поляков, 1992; Васильева и др., 1999; Белкина, 2017; Belkina et al., 2018; 2022; Белкина и Кулик, 2019) исследования донных отложений озер Карелии позволили собрать огромный фактический материал о лимногенезе восточной периферии Фенноскандинавского кристаллического щита в поздне- и послеледниковое время. Однако вопросам изучения современного озерного осадконакопления не уделялось должного внимания.

В настоящее время в условиях гумидного климата на территории Карелии сложилась уникальная система озер, связанных между собой небольшими водотоками в единую гидрографическую сеть, где озера площадью менее 1 км² составляют 96%. Показатель озерности региона – один из самых высоких на планете (21% с учетом Онежского и Ладожского озер) (Озера..., 2013). Пребывание воды

*Автор для переписки.

Адрес e-mail: bel110863@mail.ru (Н.А. Белкина)

Поступила: 07 мая 2024; Принята: 28 мая 2024;

Опубликована online: 19 июня 2024

© Автор(ы) 2024. Эта работа распространяется под международной лицензией Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0.



в течение года преимущественно в жидком фазовом состоянии создает предпосылки для множества процессов физической, химической и биологической дифференциации вещества на всех стадиях озерного седиментогенеза.

Целью исследования являлось обобщение данных о химическом составе донных отложений озер Карелии и выявление закономерностей формирования озерных осадков в современных условиях.

2. Материалы и методы исследования

В статье использовались архивные материалы исследований донных отложений 139 озер Карелии, собранные в ИВПС КарНЦ РАН за период 1965-2020 гг. в том числе и с участием автора. Сравнение проводилось по 8 показателям химического состава (органический углерод - C_{org} , углерод гуминовых и фульвовых кислот - C_{ha} , C_{fa} , фосфор минеральный - P_{min} , аммонийный и органический азот $N_{NH_4^+}$, N_{org} , железо, марганец и зольность - Ash). В донных отложениях модельных объектов (озера Южное Хаугилампи, Вендюрское, Корытово, Полевское, Голубая ламба, Ладмозеро, Шотозеро, Падмозеро, Сяргозеро) дополнительно определялись: pH и Eh, физические характеристики (плотность - d , естественная и абсолютная влажность - $Wet_{20^\circ C}$, $Wet_{105^\circ C}$, пористость - por , удельная масса - ds), потери при прокаливании ($LI_{550^\circ C}$), пигментный состав $Chl_{a,b,c}$, фосфор общий - P_{tot} , суточное потребление кислорода илом (OD_i) (Belkina et al., 2023).

3. Результаты и обсуждение

Озера Карелии функционируют в настоящее время в условиях влажного климата (переходного от морского к континентальному) с относительно теплой зимой, коротким прохладным летом и неустойчивым режимом погоды весной и осенью (Назарова, 2015). Процесс современного озерного накопления контролируется следующими климатическими особенностями. (1) Невысокие температуры и заметное количество атмосферных осадков (600–650 мм в год, 60% из которых выпадает в период с мая по октябрь) обеспечивают развитие поверхностного стока, играющего важную роль в процессе выветривания и транспортировке веществ разного генезиса по уклону местности в озера. (2) Нахождение в умеренном климатическом поясе определяет температуру поверхности озер летом выше, а зимой ниже $4^\circ C$ со значительными сезонными колебаниями. Как следствие подобного распределения температур, водоемы характеризуются двумя полными конвективными перемешиваниями водной массы в течение года – весной и поздней осенью. Гидрологический и термический режимы озер и динамика вод определяют неравномерный характер поступления осадочного вещества в донные отложения и изменение его качественного и количественного состава в зависимости от сезона (Kulik et al., 2023a). (3) Длительное летнее солнцестояние (самый долгий день длится около 20 часов)

создает в озерах благоприятную среду (небольшая температура воды, достаточная освещенность и прозрачность) для развития фитопланктона, являющегося основным поставщиком автохтонного органического вещества в донные отложения. (4) Устойчивые ветра северо-западного направления большую часть года и западного, южного и юго-западного направлений в холодные периоды создают условия для поступления в донные отложения эоловых взвесей.

Современный седиментогенез в озерах бассейна во многом определяется геологическим фактором. Геоморфологические особенности территории (ярусность рельефа, горизонтальная и вертикальная расчлененность поверхности, мощность покровных отложений, литологический состав и тип разреза рыхлых четвертичных осадков) определяют условия водного стока и транспортировку осадочного материала в озера. Разнообразные по строению и времени образования тектонические структуры, архейские и протерозойские породы кристаллического Фенноскандинавского щита, рыхлые четвертичные отложения и породы верхнего девона и нижнего карбона Русской платформы определяют состав минеральной части донных отложений. Так, преобладание силикатных пород на территории бассейна обеспечивает накопление в донных отложениях кремния, поступающего в составе терригенного взвешенного вещества, а также создает условия для присутствия кремнекислоты в воде озер, стимулируя развитие диатомового комплекса фитопланктона с последующим накоплением биогенного кремния в донных отложениях. Относительно невысокое содержание фосфора в горных породах определяет лимитирование водных экосистем по фосфору, и как следствие влияет на количественный и качественный состав органического вещества донных отложений.

Подзолообразовательные почвенные процессы играют важную роль в иммобилизации и транспортировке металлов в озера. Так, высокое содержание в породах Fe и Mn, способных к реакциям комплексообразования с растворимыми гумусовыми органическими веществами, образующимися в почве, является причиной активной их миграции в природных водах и накоплению в донных отложениях (Belkina et al., 2018).

Влияние антропогенного фактора на процессы озерного накопления в первую очередь проявляется в водоемах, испытывающих прямое антропогенное воздействие (поступление хозяйственно-бытовых сточных вод, площадный сток с селитебных территорий и сельхозугодий, рыбозаведение, эоловые поступления от добычи горных пород открытым способом, судоходство, строительство гидротехнических сооружений и др.). Влияние на седиментогенез лесной промышленности проявляется опосредованно. Изменение водного баланса территории водосбора озера в результате лесных вырубок ведет к изменению гидрологического режима. Это, безусловно, отражается на поступлении вещества в озеро и на продукционных процессах в самом озере.

Все перечисленные выше факторы влияют на функционирование гидрографической сети. Расположение территории в зоне избыточного увлажнения, где количество осадков преобладает над испарением, обуславливает наличие поверхностного и подземного стока. Гидрологический режим этой системы во многом подчиняется тектонике и рельефу. Значительная часть вещества, участвующего в осадочном процессе в озерах, с водосбора переносится водой в растворенном виде. На дренирование с водосборной площади поверхностного и подземного стока рек существенное влияние оказывает различная глубина залегания коренных пород под толщей четвертичных отложений, чрезвычайно расчлененный рельеф и близость водоразделов к базисам эрозии. Поверхностный сток не характерен только для водоемов с площадью менее 1 км².

Преобладающим типом подземных вод региона является гидрокарбонатно-кальциевый, который формируется независимо от состава пород в зоне активного водообмена. Связано это с тем, что выщелачивание пород в условиях насыщения углекислым газом (источником которого являются почвы) уже на первом этапе приводит к образованию растворов кремнисто-кальциевого типа, для которых характерно неравновесное состояние с первичными алюмосиликатами и карбонатами, но они уже насыщены относительно не только каолинита, но и других вторичных алюмосиликатов (монтмориллонита, иллита, пиррофиллита). Условия кратковременного пребывания воды в горных породах и небольшие расстояния от района питания до района разгрузки подземных вод обеспечивают общие геохимические особенности поверхностных вод региона (Бородулина, 2011). В озера и водотоки бассейна поступают слабоминерализованные кальциево-кремнистые подземные воды, являющиеся продуктом выщелачивания первичных алюмосиликатов, обогащенные вымываемыми из почв органическими веществами и углекислым газом.

Главными особенностями поверхностных вод, формирующихся в условиях Карелии, являются низкое содержание минеральных веществ, высокая цветность и заметное содержание железа. По минерализации воды региона относятся к ультрапресным (среднее значение для Карелии 31 мг/л). Большинство исследованных водных объектов имеет минерализацию менее 50 мг/л, жесткость 0,2-0,4 мг-экв./л. Среди катионов превалирует Ca²⁺, редко Mg²⁺, еще реже K⁺. Щелочноземельные металлы доминируют над щелочными. Среди анионов наименьшее содержание отмечено для Cl⁻ (1,7 мг/л) и SO₄²⁻ (3,5 мг/л), особенно в гумифицированных водах, где их концентрации ниже, чем в атмосферных осадках. Доминируют в анионном составе гидрокарбонаты. Щелочность изменяется от 0 до 276 мг/л, но для большинства водоемов и водотоков ее значение менее 30 мг НСО₃⁻. Концентрации анионов органических кислот изменяются от 0,01 до 0,4 ммоль/л. Как правило, вода озер характеризуется как среднегумусная (цветность 35–80 град.,

ПО = 8 – 15 мгО/л), вода рек – высокогумусная. Содержание СО₂ изменяется от 0 до 46 мг/л, в реках оно обычно в 2 раза выше, чем в озерах. В водной толще его концентрация увеличивается с глубиной, в отличие от кислорода, чье содержание с глубиной снижается. Вследствие потребления на биохимическое окисление органического вещества, показатель рН, зависящий от содержания НСО₃⁻, СО₂, органических кислот и их солей, меняется в широких пределах (от 4,07 до 8,34) и, как правило, увеличивается с ростом щелочности воды. Большинство водных объектов можно отнести к слабокислым (5,5-6,5) и нейтральным (6,5-7,5). Наиболее низкие рН имеют речки сильно-заболоченных территорий и малые водоемы с атмосферным питанием. Концентрации железа, фосфора и марганца колеблются в широких пределах (от 0 до 4,6 мг/л Fe, от 6 до 26 мкг/л Р и от 0 до 2,1 мг/л Mn). Их содержание зависит от щелочности и присутствия органического вещества гумусовой природы (Современное..., 1998; Лозовик и др., 2020). Как уже упоминалось выше, гумусовые кислоты почв способствуют переносу металлов в поверхностных водах. Органические кислоты усиливают выщелачивание карбонатов и фосфатов Са и Mg, что в свою очередь приводит к более высоким концентрациям фосфора и углекислого газа в высокогумусных поверхностных водах по сравнению с низкогумусными. Часть фосфора может связываться с растворимыми формами железа (металлорганические комплексы) или сорбироваться на гидроксо-соединениях железа, мигрирующими в составе взвешенного вещества, что, приводит к поступлению фосфора в донные отложения не только в составе детрита, но и в составе железо-гумусовой взвеси.

Содержание других химических элементов в поверхностных водах, в том числе и кремния (в реках его концентрация изменяется от 1,2 до 4,9 мг/л, в озерах – от 0,2 до 2,6 мг/л), достаточно стабильно и мало зависит от типа вод и сезона года. Содержание взвешенного вещества в речных водах зависит от сезона и изменяется от 0,2 до 13 мг/л. Воды подавляющего большинства рек относятся к щелочностному высокогумусному типу. Большая часть озер имеет щелочностные среднегумусные воды, малые водоемы – слабощелочностные высокогумусные (Озера..., 2013).

Геоморфологические отличия водосборных территорий озер бассейна во многом определяют разнообразие и уникальность седиментационных режимов малых озер. Неравномерное распределение речного стока в большие водоемы вкупе со сложной морфометрией котловин и изрезанностью береговой линии обуславливают существование в них локальных бассейнов (лимнических районов) с разными режимами седиментации (Белкина, 2021). Значительная часть минеральной составляющей озерных донных отложений формируется за счет взвешенного вещества, содержащего обломочный материал горных пород водосборной территории. В условиях гумусных слабоминерализованных поверхностных вод непосредственно в самом водоеме образуются и осаждаются на дно малораствори-

мые соединений кремния, железа, марганца и как следствие сосаждаются (в результате сорбционных процессов на гидроксо-соединениях) фосфор или металлы (Kulik et al., 2023b). Нерастворимые гуматы, оседающие в донные отложения, образуются в водной массе в процессе биохимического окисления растворенного органического вещества.

Биологические сообщества озерных экосистем являются поставщиками органического вещества в донные отложения. Главные факторы продуктивности экосистемы – это температура воды, ее солевой состав и наличие биогенных элементов (Константинов, 1986). Рост и продукцию водных организмов ограничивает короткий вегетационный период и низкая температура воды. Основу флоры и фауны озер региона составляют холодолюбивые представители: диатомовый планктон, глубоководные реликтовые ракообразные, в ихтиоценозах – сиговые и лососевые рыбы. Доминирование в альгофлоре озер наиболее таксономически разнообразных диатомовых, зеленых, синезеленых и золотистых водорослей (93,5 % от общего списка) является зональной особенностью для северо-западных территорий. Количественные показатели развития (численность и биомасса) фитопланктона значительно варьируют в течение вегетационного сезона. Весной и осенью в озерах численно преобладают диатомовые водоросли, а в летний период развивается смешанный планктон. Биомасса фитопланктона существенно возрастает с увеличением трофности озер. Среднегодовая продукция фитопланктона изменяется от 11 г С·м⁻²·год⁻¹ (Суккозеро, олиготрофное) до 160 (Святозеро, эвтрофное) г С·м⁻²·год⁻¹ и в большинстве озер не превышает 50 г С·м⁻²·год⁻¹ (среднее 45, медианное 38) (Чекрыжева, 2011).

Структура сообщества зоопланктона также зависит от трофического статуса водоема и изменяется в зависимости от его термического и динамического режимов. В ранневесенний период (начало июня), главенствующее положение в сообществе занимают инфузории. По мере прогревания воды и изменения условий питания руководящим комплексом становятся коловратки. В летний период доминируют ветвистоусые ракообразные. Осенью вновь возрастает роль коловраток. Зимний зоопланктон представлен в основном веслоногими рачками и коловратками. Биомасса зоопланктона изменяется в пределах от 0,18 до 27 г/м³, а численность – от 1 тыс. до 5 млн экз./м³ (Озера..., 2013).

Современная фауна дна достаточно разнообразна в таксономическом отношении и насчитывает по последним данным свыше 1000 видов и форм беспозвоночных. Доминирующий комплекс бентоценозов образован тремя систематическими группами: хирономиды, олигохеты и моллюски. Озера южной Карелии более продуктивны: средняя биомасса бентоса озер бассейна р. Шуи – 4,36 г/м², бассейна р. Водлы – 2,26 г/м², озер Заонежского полуострова – 3,92 г/м² (Озера..., 2013).

Макрофиты вносят значительный вклад в формирование органического вещества донных

отложений только в малых мелководных эвтрофных водоемах с развитой литоралью. Озера тектонического и ледниково-тектонического генезиса, в литорали которых представлены каменисто-валунные, скалистые, каменисто-песчаные и песчаные грунты являются неблагоприятными для произрастания водных растений. Повышенное содержание в воде гуминовых веществ также сдерживает их развитие. Величина годовой продукции изменяется в пределах от 0,5 до 6 г С·м⁻²·год⁻¹ и обычно не превышает 1 г С·м⁻²·год⁻¹ (Озера..., 2013). Значения биомассы и численности водорослей снижаются при уменьшения рН (Комулайнен и др., 2006).

Низкая минерализация воды имеет большое значение для регуляции водно-солевого баланса водных организмов (Константинов, 1986). Она влияет и на количество видов и биомассу фитопланктона и на присутствие морских гляциальных реликтов в глубоких озерах. Наиболее чувствительны к дефициту солей являются моллюски, раковины которых становятся тонкими, а размеры – маленькими (Kalinkina et al., 2013). Для водных беспозвоночных низкий водородный показатель также выступает как токсичный фактор, который нарушает целостность клеточных мембран (Калинкина и др., 2017). Высокая цветность вод влияет на структуру и вертикальное распределение микроводорослей. В мезо- и полигумозных водоемах фотический слой сужается за счет ослабления проникновения фотосинтетически активной радиации в толщу воды, что снижает продуктивность планктона. Соответственно, недостаточная кормовая база обеспечивает низкую естественную рыбопродуктивность озер – 10 кг/га (Озера..., 2013).

Часть поступающего в водоемы фосфора, необходимого для энергетического обмена организмов, связана в комплекс с гумусом и железом, а, следовательно, находится в мало доступной для водных сообществ форме. Постепенная трансформация гумусовых веществ в результате их фотоокисления и деятельности гетеротрофной микрофлоры (которая при недостатке легкоминерализуемого органического вещества использует их в качестве субстрата) требует дополнительного времени, что также является сдерживающим фактором продукционных процессов. Количество бактериопланктона является достаточно устойчивым показателем и колеблется в пределах от 1,5-2 млн·мл⁻¹, возрастая в загрязненных районах (Гашкина и др., 2012). Численность и биомасса бактерий в течение вегетационного сезона варьирует в 1,5-2,5 раза в зависимости от трофности. Для большинства водоемов в сезонном развитии бактериопланктона отмечаются два пика – весенний и летний. Основная масса бактерий в толще воды находится в виде одиночных клеток, жизнедеятельность которых базируется на сложных органических субстратах (актиномицеты, олиготрофные бактерии). В водоемах, подверженных антропогенному влиянию, заметное развитие имеют группы бактерий, отражающих тот или иной вид загрязнения (нитрифицирующие, целлюлозоразрушающие, нефтеокисляющие, фенолоксиляющие,

щие, колиформные). Биомасса бактерий в сыром виде в летний период достигает величин 0,1-0,5 мг·л⁻¹, выраженная в углероде – 10-54 мкгС·л⁻¹, в загрязняемых водоемах ее значения увеличиваются в 1,5-2 раза. Темновая ассимиляция углекислоты, как показатель биосинтетической активности бактериопланктона, в летний период в олиготрофных водоемах не превышает 0,5, в мезотрофных имеет пределы 0,8-3,1, в эвтрофных достигает 7,8 мкг С·л⁻¹·сут⁻¹ и выше (Озера..., 2013).

Таким образом, температура, солевой состав, гумусность и щелочность поверхностных вод являются ключевыми факторами среды, ограничивающими развитие живых организмов в водоемах восточной окраины Фенноскандинавского щита. Главным источником автохтонного органического вещества в донных отложениях является фитопланктон. Довольно низкая продуктивность озер, по-видимому, является причиной того, что основная часть легкоокисляемого органического вещества активно потребляется и минерализуется в воде, а в донных отложениях накапливается трудноокисляемое, мало поддающееся биологическому разложению органическое вещество. Количественный и качественный состав органического вещества в воде озер, который зависит от продукции фитопланктона и массы поступающего с водосбора гумуса, контролирует скорость накопления и интенсивность процессов трансформации органического вещества в донных отложениях. Существенный вклад высшей водной растительности в органическое вещество донных отложений характерен для мелких, хорошо прогреваемых продуктивных озер с развитой литоралью.

Аллохтонное органическое вещество поступает в озера с речным стоком в виде растворенных гумусовых веществ, образующихся в почвах водосбора, и в виде листового опада наземной растительности берегов. Интенсивность почвообразовательного процесса, которая зависит от химического и гранулярного состава материнских пород, контролирует поступление в поверхностные воды амор-

фного кремния, гумусовых веществ и химических элементов, склонных к образованию комплексных соединений и коллоидных систем с кремнием и гуминовыми кислотами, что влияет и на химический состав воды и на биологические характеристики озер, а в конечном итоге и на состав донных отложений. Роль почвенного покрова в седиментогенезе возрастает с ростом площади водосбора озера. Необходимо также отметить, что начиная с 1989 г. на территории России наблюдается устойчивое превышение нормы средней годовой температуры воздуха (Груза и Ранькова, 2012). Увеличение длительности вегетационного периода и рост количества осадков неизбежно приводит к увеличению поступления аллохтонного органического вещества в озеро с водосбора, увеличению продукции самих озер и как следствие к росту поступления органического вещества в донные отложения.

Анализ данных химического состава поверхностных донных отложений озер Карелии показал, что в регионе встречаются озера с разным типом накопления (концентраторы минеральных веществ, накопители органического вещества, аккумуляторы наносов) (Таблица 1). Отличия гидрологических и морфометрических характеристик озер, разные площади и состав пород водосборов, а также разный трофический статус водоемов определяют различия в химическом составе осадков. Для большинства озер региона характерно неравномерное распределение осадочного материала на дне водоема, которое закономерно контролируется морфологией котловины и динамикой вод: песчано-гравийные донные отложения слагают литоральную зону, а глинистые илы господствуют в глубоководных зонах.

Разнообразие седиментационных обстановок в озерах Карелии связано с локальными ландшафтными условиями водосборов. Наиболее важными его характеристиками в равной мере являются: площадь и рельеф водосборной территории, морфология озерной котловины и химический состав воды (Белкина, 2021). Сделать однозначный вывод

Таблица 1. Обобщенный химический состав поверхностного слоя (0-5 см) донных отложений по данным для 139 малых озер Карелии, % (Белкина, 2021).

Тип осадка*	Число проб	Значение	Органическое вещество						Минеральная часть		
			C _{org}	C _{ha}	C _{fa}	P _{tot}	N _{NH4+}	N _{org}	Ash	Fe	Mn
Песок	147	мин.	0,03	0,01	0,03	0,01	0,001	0,06	94,86	0,00	0,00
		макс.	2,40	1,35	0,64	0,04	0,004	0,77	99,80	6,73	0,08
		сред.	0,98	0,36	0,29	0,03	0,002	0,22	97,52	0,50	0,02
Ил	510	мин.	1,30	0,04	0,00	0,03	0,003	0,01	9,02	0,17	0,00
		макс.	42,50	11,60	9,10	5,00	0,170	3,99	94,32	42,20	1,02
		сред.	15,43	1,79	1,52	0,17	0,027	1,17	78,67	4,18	0,23
Глина	75	мин.	0,71	0,14	0,07	0,06	0,000	0,08	75,52	0,03	0,04
		макс.	5,58	0,66	0,79	0,12	0,030	0,97	97,74	1,68	0,45
		сред.	2,64	0,45	0,44	0,09	0,009	0,34	92,34	1,15	0,17

Примечание: «*» – По преобладающей гранулометрической фракции (песок 0,05-2 мм; ил 0,005-0,05 мм, глина < 0,005).

о доминировании определенного типа озерного накопления в зависимости от положения водоема в рельефе трудно. Химический состав осадков в зонах аккумуляции показывает, что в крупных озерах ($S_{\text{зеркало}} > 10 \text{ км}^2$) преобладает минеральный, а в малых ($S_{\text{зеркало}} < 1 \text{ км}^2$) – органический тип накопления. В озерах с $S_{\text{зеркало}}$ от 1 км^2 до 10 км^2 встречаются и минеральные и органические осадки (Рис.1).

Как правило, содержание органического вещества в донных отложениях увеличивается с ростом трофического уровня водоема от олиготрофного к эвтрофному (Белкина, 2011). Озера - органонакопители встречаются во всех современных ландшафтах региона (конечные моренные возвышенности, ледораздельные аккумулятивные возвышенности, озерные равнины). По макросоставу осадки таких озер характеризуются как железо-кремне-гумусовые. Примером является эвтрофное, мелководное (средняя глубина 4,1 м) с хорошо развитой литоральной зоной озеро Южное Хаугилампи (Западно-Карельская возвышенность, $63^{\circ}33' \text{ с.ш.}, 33^{\circ}20' \text{ в.д.}$ Высота над уровнем моря 153 м БС. $S_{\text{водосбор}} = 0,329 \text{ км}^2$, $S_{\text{зеркало}} = 0,276 \text{ км}^2$). Оно функционирует как самостоятельный водоем около 12 тыс. л. н.. Поверхностные донные отложения представлены илами бурого цвета. Средние характеристики химического состава следующие: $LI_{550^{\circ}\text{C}} = 60\%$, $C_{\text{org}} = 26\%$, зольность = 38%, $OD_1 = 4 \text{ мг O}_2/\text{г}$, $\Sigma\text{Chla,b,c} = 1000 \text{ мкг/г}$, $\text{pheophytin} = 1200 \text{ мкг/г}$, $N_{\text{org}} = 1,9\%$, $N_{\text{NH}_4^+} = 0,02\%$, $P_{\text{tot}} = 0,3\%$, $P_{\text{min}} = 0,2\%$, $Mn = 0,04\%$, $Fe = 2,5\%$. Редокс-цикл железа и марганца контролирует разложение органического вещества в донных отложениях. Распределение биогенных элементов (N_{org} , $N_{\text{NH}_4^+}$, P_{tot} , P_{min} , Fe , Mn) по вертикали колонки - немонотонно (Рис. 2). Химический состав воды озера Южное Хаугилампи соответствует мезогумусному среднещелочному нейтральному слабощелочному гидрокарбонатному типу вод группы кальция. Минерализация воды озера высокая (90 мг/л). В ионном составе среди анионов преобладают гидрокарбонаты (95%), среди катионов – кальций (54%), щелочность 71,12 $\text{мг HCO}_3^-/\text{л}$, $\text{pH} = 7,1$, цветность воды 25 град. Соотношение $\text{PO} = 2,96 \text{ мг O}/\text{л}$ и $\text{COD} = 12,2 \text{ мг O}/\text{л}$ указывает на автохтонное происхождение органического вещества (Озера..., 2013).

Необходимо отметить, что в малых озерах независимо от особенностей ландшафта, трофического статуса водоема и химического состава вод накапливается органическое вещество разного генезиса. Например, высокое содержание органического вещества наблюдается в эвтрофном оз. Корятово ($S_{\text{водосбор}} = 0,1 \text{ км}^2$, $S_{\text{зеркало}} = 0,003 \text{ км}^2$, $LI_{550^{\circ}\text{C}} = 86\%$, $\text{Ash} = 11\%$) и в мезотрофном оз. Полевское ($S_{\text{водосбор}} = 31,8 \text{ км}^2$, $S_{\text{зеркало}} = 0,45 \text{ км}^2$, $LI_{550^{\circ}\text{C}} = 66\%$, $\text{Ash} = 33\%$), образовавшихся 12-11 тыс. л. н. в пределах озерно-ледниковой равнины, и в олиготрофной Голубой ламбе ($S_{\text{водосбор}} = 0,21 \text{ км}^2$, $S_{\text{зеркало}} = 0,04 \text{ км}^2$; $LI_{550^{\circ}\text{C}} = 89\%$, $\text{Ash} = 9\%$), которая образовалась на Вохтозерской возвышенности 7,9 тыс. л. н.. Скорости осадконакопления в Корятово, Полевском и Голубой ламбе различаются более чем на порядок

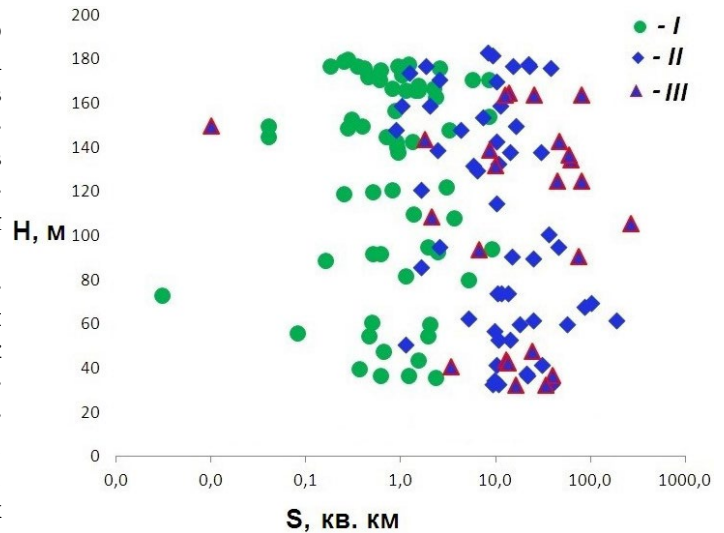


Рис.1. Распределение озер с различными типами осадконакопления: зеленый цвет – органоминеральное (зольность < 80%), синий цвет - минеральное (зольность > 80%); I – железо-кремний-гумусовое, II – железо-гумусово-кремниевое, III – гумусово-железо-кремниевое) в зависимости от от местоположения (H – высота над уровнем моря, м) и размера (S – площадь зеркала озера, км^2).

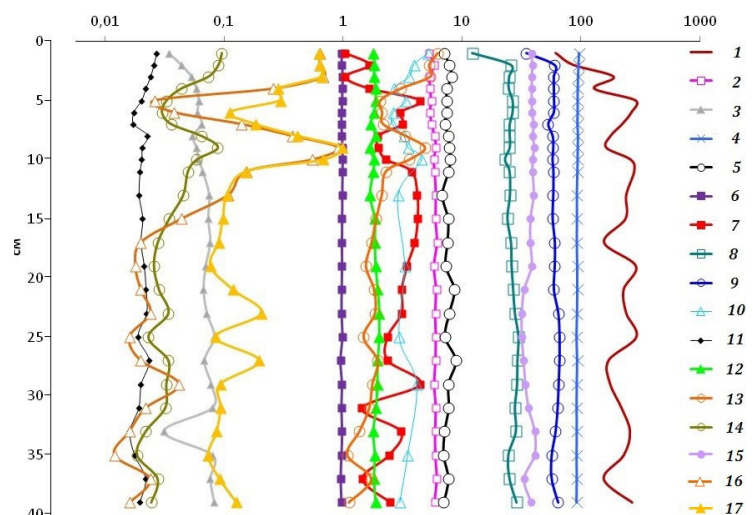


Рис.2. Вертикальное распределение химических, физических и физико-химических характеристик в поверхностном слое донных отложений оз. Южное Хаугилампи. 1 – Eh, мВ; 2 – pH; 3 – масса твердого вещества в 1 мл влажного грунта, г/мл; 4 – $\text{Wet}_{20^{\circ}\text{C}}$, %; 5 – $\text{Wet}_{105^{\circ}\text{C}}$, %; 6 – por; 7 – d_s , $\text{г}/\text{см}^3$; 8 – C_{org} , %; 9 – $LI_{550^{\circ}\text{C}}$, %; 10 – OD_1 , $\text{мг O}_2/\text{г}$; 11 – $N_{\text{NH}_4^+}$, %; 12 – N_{org} , %; 13 – Fe, %; 14 – Mn, %; 15 – Ash, %; 16 – P_{min} , %; 17 – P_{tot} .

(10, 1 и 0,1 мм в год, соответственно). Источники органического вещества в донных отложениях также разные. В оз. Полевском основным источником являются гумусовые вещества, поступающие с водосбора, в оз. Корятово – высшая водная растительность, в Голубой ламбе – наземная и высшая водная растительность и фитопланктон. Эти малые водоемы имеют разный химический состав воды (мезогумусный, гидрокарбонатный класс группы кальция магния с $\Sigma_{\text{ион}} = 60 \text{ мг/л}$ в оз. Полевское; карбоксилатный класс вод группы калия с $\Sigma_{\text{ион}} = 30 \text{ мг/л}$ в оз. Корятово; олигогумусный сульфат-

ный класс группы кальция с $\Sigma_{\text{ион}} = 3$ мг/л в Голубой ламбе (Озера..., 2013)).

В озерах, где формируются минеральные осадки, наиболее распространенным типом накопления является железо-гумусо-кремниевый. Типичным представителем такого водоема является мезотрофное оз. Вендюрское (Вохтозерская возвышенность, $62^{\circ}13'$ с.ш., $33^{\circ}16'$ в.д., $S_{\text{водосбор}} = 79,8$ км², $S_{\text{зеркало}} = 10,1$ км², высота над уровнем моря 143,8 м БС, средняя глубина 6,1 м). Водоем аккумулятивно-остаточного генезиса общая мощность четвертичных отложений которого составляет 3,50 м. Современные донные отложения формируются в условиях олигогумусных вод гидрокарбонатного класса группы Са и представлены серо-коричневым илом ($LI_{550^{\circ}C} = 29\%$, Ash = 68%, Fe = 7,8%). Диапазон колебаний физико-химических показателей по вертикали поверхностного слоя (до 40 см) составляет одну единицу pH (от 4,3 до 5,6) и 600 мВ Eh (от 25 до +600 мВ). Изменчивость значений Eh, по нашему мнению, определяется сезонным дефицитом кислорода в придонных водах, что вызывает диагенетическую перестройку поверхностного слоя вследствие развития анаэробных процессов трансформации органического вещества. Результатом является образование и захоронение прослоев с разным содержанием металлов, количественным и качественным составом органического вещества, а, следовательно, и с разной микрофлорой, перерабатывающей это органическое вещество. Значение $LI_{550^{\circ}C}$ медленно и монотонно меняется вниз по колонке, что свидетельствует о значительной трансформации органики в водной толще водоема, прежде чем поступает на дно. Значения OD_1 не велики (1-1,8 мг O₂/г). Распределение фосфора по вертикали осадка соответствует распределению железа и марганца и варьирует от 0,06 до 0,3% (Рис. 3).

Монотипные (кремниевые или железистые) осадки встречаются в озерах южной Карелии реже по сравнению с северной ее частью. Гумусо-кремниевые осадки были обнаружены в озерах на территории Заонежского полуострова (озера Нижнее Мягрозеро и Сяргозеро), в малых водоемах Шуйской низины (оз. Линдозеро), в северной части водосбора Онежского озера (оз. Мунозеро, район п. Лобское) (Демидов и Шелехова, 2006). Например, диатомовые осадки мезотрофного оз. Сяргозеро ($S_{\text{водосбор}} = 17,4$ км², $S_{\text{зеркало}} = 0,65$ км² имеют светло-зеленый цвет и отличаются высокими значениями пористости (0,94) по всей толще, низкой удельной массой (1,1 г/см³) и очень малым содержанием железа (0,5%). Соотношение органического вещества ($C_{\text{орг}} = 21\%$, $LI_{550^{\circ}C} = 45\%$, $N_{\text{орг}} = 1,35\%$ и $P_{\text{tot}} = 0,05\%$, C:N=18, C:P=1029) и минеральной части осадка (Ash = 51%) близко к единице. Распределение pH, Eh и элементов химического состава по вертикали осадка в поверхностном слое имеет монотонный характер.

Гумусо-железо-кремниевые донные отложения, как правило, формируются в окислительной обстановке в водоемах с развитой литоральной зоной, с высоким удельным водосбором и большой площадью водосборной территории (существенно

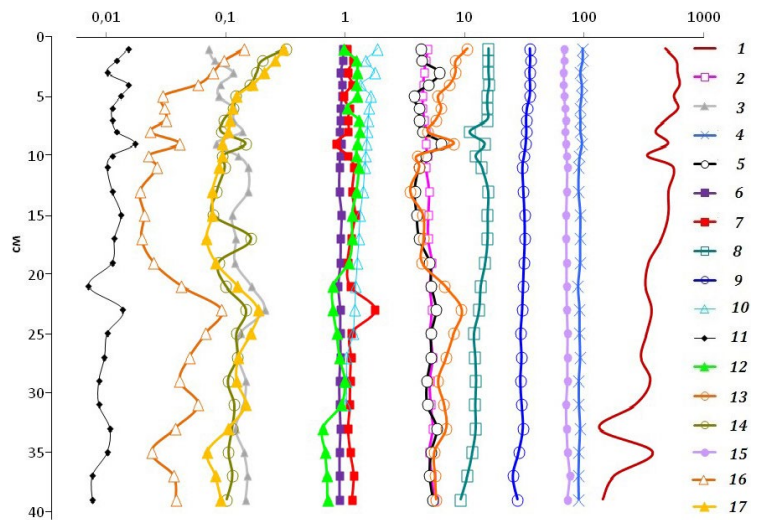


Рис.3. – Вертикальное распределение химических, физических и физико-химических характеристик в поверхностном слое донных отложений оз. Вендюрское. 1 – Eh, мВ; 2 – pH; 3 – масса твердого вещества в 1 мл влажного грунта, г/мл; 4 – Wet_{20°C}, %; 5 – Wet_{105°C}, %; 6 – por; 7 – d_s, г/см³; 8 – C_{орг}, %; 9 – LI_{550°C}, %; 10 – OD₁, мг O₂/г; 11 – N_{NH4+}, %; 12 – N_{орг}, %; 13 – Fe, %; 14 – Mn, %; 15 – Ash, %; 16 – P_{min}, %; 17 – P_{tot}.

заболоченной, где распространены иллювиально-гумусово-железистые подзолы). Отложения данного типа формируются в олиготрофных озерах с низкой цветностью воды с глубоко врезанными котловинами (оз. Ладмозеро, $S_{\text{водосбор}} = 120$ км², $S_{\text{зеркало}} = 24$ км², $H_{\text{max}} = 52$ м, класс воды гидрокарбонатный) и в мелких высокопроточных водоемах с высокой цветностью воды (оз. Шотозеро, $S_{\text{водосбор}} = 5540$ км², $S_{\text{зеркало}} = 74$ км², $H_{\text{max}} = 10$ м, класс воды карбоксилатный). Особенностью таких водоемов является накопление в литоральной зоне (на глубине от 1 до 5 м) озерных железных руд в виде корок, конкреций, оолитов, монет (Перфильев, 1972). Эти биогехомогенные осадки, содержащие до 40% Fe и 2% Mn, являются минеральными смесями некристаллического строения (Ovdina et al., 2018; Belkina et al., 2018; Strakhovenko et al., 2020a). Осадки состоят главным образом из гидроксидов Fe (гетит, лепидокрокит), оксидов марганца, также содержат небольшое количество глинистых минералов, кварца, реже карбонатов. Они образуются в присутствии кислорода в процессе осаждения взвешенных и коллоидных веществ, содержащих избыток железа. Выпадению коллоидов в осадок способствуют бактерии. Мощность рудных отложений, залегающих в прибрежной полосе озер шириной до 300 м, изменяется от 1 см до 1 м. В то же время содержание железа в иловых отложениях, залегающих в глубоководных зонах, обычно ниже кларка. Накопление железа в илах (до 40%) свойственно также маленьким неглубоким лесным ламбушкам, имеющим заболоченный водосбор. В Карелии до 19 века озерные руды использовались человеком для добычи железа (Кулешевич и др., 2010).

Карбонатные донные отложения на территории бассейна ОПО встречаются редко. Например, в оз. Падмозеро ($S_{\text{зеркало}} = 10$ км², $S_{\text{водосбор}} = 78$ км², $H_{\text{max}} = 15$ м, тектонико-ледниковая котловина,

реликт ОПО), расположенном в восточной части Заонежского полуострова. В аккумуляционной зоне водоема залегают светлые, кремневые (беж) илы, сформированные обломочными продуктами выветривания карбонатных пород, распространенных на водосборе. Содержание органического вещества, азота и фосфора сравнительно невелики ($LI_{550^{\circ}C} = 13,9\%$, $C_{org} = 7,1\%$, $OD_1 = 0,32 \text{ мг} \cdot \text{г}^{-1} \cdot \text{сутки}^{-1}$, $N_{tot} = 0,80\%$, $P_{tot} = 0,13\%$, $C:N=10$, $Chla = 0,5 \text{ мг} \cdot \text{г}^{-1}$). Физико-химические условия и химический состав воды озера, хотя и отличаются от других водоемов полуострова газовым составом и более высокими значениями pH и минерализации (CO_2 изменяется от 0,8 до 20 мг/л, $pH = 8$, $HCO_3^- = 89 \text{ мг/л}$, $\Sigma_{ион} = 150 \text{ мг/л}$), не предполагают образование хемогенных карбонатов кальция и железа в водоеме. Карбонатные осадки могут отлагаться в донных отложениях в результате субаквальной разгрузки подземных вод, как это наблюдается в оз. Рахойлампи, расположенном на Вохтозерской возвышенности.

Необходимо отметить, что химический состав донных отложений небольших лесных озер с малыми площадями водосборов мало менялся в течение последних 100 лет, что доказывают не изменяющиеся по вертикали профили химических характеристик в колонках донных отложений, а также результаты периодических наблюдений, например, на озерах Заонежского полуострова, исследования на которых проводятся с 1929 г. (Белкина и Кулик, 2019). Для озер, на водосборе которых располагаются населенные пункты и сельскохозяйственная зона, отмечается более высокая доля терригенной составляющей в составе осадка, а также присутствие токсических веществ. Например, в донных отложениях оз. Суоярви содержание нефтепродуктов в районе города (0,55%) на 2 порядка превышает фоновые значения, или высокие концентрации тяжелых металлов в водоемах г. Петрозаводска (Четырехверстное, Сулажгорская ламба) (Современное..., 1998; Слукровский и Медведев, 2015). Ярко выраженными аккумуляторами наносов являются водоемы, расположенные в пределах селитебных территорий, либо водоемы с высоким коэффициентом водообмена, являющимися частью озерно-речных систем (например, оз. Логмозеро). Большая часть территории Карелии занята лесами, поэтому значительных антропогенных аномалий в донных отложениях озер не выявлено.

4. Выводы

Климатические условия и состав горных пород Фенноскандинавского кристаллического щита определяют общие для всех озер региона химические характеристики донных отложений (макросостав): кремний, гумус (органическое вещество) и железо составляют основную массу вещества современных донных отложений, а их соотношение определяет тип озерного накопления.

В озерах юго-восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита в насто-

ящее время формируются донные отложения смешенного типа: железо-гумусо-кремниевые, железо-кремне-гумусовые или гумусо-железо-кремниевые. Встречаются малые озера, где донные отложения преимущественно накапливают либо кремний (диатомиты), либо железо (озерные руды), либо органическое вещество.

Общими закономерностями осадочного процесса в регионе является: (1) геолого-геоморфологические условия и площадь водосборной территории определяют поступление в озеро минеральной составляющей донных отложений; (2) седиментация осадочного вещества происходит преимущественно в условиях гидрокарбонатно-кальциевых вод; (3) морфогенетические характеристики озерных котловин определяют накопление в донных отложениях органического вещества; (4) поступление железа в донные отложения определяет направленность процессов раннего диагенеза в самом осадке.

Благодарности

Исследование выполнено при финансовой поддержке государственного задания Института водных проблем Севера КАРНЦ РАН № FSZN-2021-0006.

Конфликт интересов

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Список литературы

- Алабышев В.В. 1932. Зональность озерных отложений. Известия Сапропелевого комитета 6: 1-44.
- Белкина Н.А. 2017. Количественный и качественный состав органического вещества и его трансформация в поверхностном слое донных отложений Онежского озера. Труды Карельского научного центра РАН. Лимнология 10: 64-72.
- Белкина Н.А. 2011. Роль донных отложений в процессах трансформации органического вещества и биогенных элементов в озерных экосистемах. Труды Карельского научного центра РАН 4: 35-42.
- Белкина Н.А., Кулик Н.В. 2019. Изучение современных донных отложений Заонежского полуострова. Общество. Среда. Развитие 4: 84-90.
- Белкина Н.А. 2021. Закономерности осадконакопления и раннего диагенеза донных отложений в водоемах юго-восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. Автореферат диссертации на соискание степени доктора географических наук, СПб, Россия.
- Бискэ Г.С. 1959. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск: Госиздат КАССР.
- Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашов А.Д. и др. 1971. Строение и история котловины Онежского озера. Петрозаводск: Карелия.
- Бородулина Г.С. 2011. Роль подземного стока в формировании химического состава поверхностных вод Карелии. Труды Карельского научного центра РАН 4: 108-116.
- Васильева Е.П., Давыдова Н.Н., Белкина Н.А. 1999. Особенности формирования донных отложений. В: Филатов Н.Н. (ред.), Онежское озеро. Экологические проблемы. Петрозаводск, С. 109-145.

Васильева Е.П., Поляков Ю.К. 1992. Каталог озер Карелии, донные отложения. Петрозаводск: КарНЦ РАН.

Гашкина Н.А., Моисеенко Т.И., Кремлева Т.А. 2012. Особенности распределения биогенных элементов и органического вещества в малых озерах и лимитирование их трофности на Европейской территории России и Западной Сибири. Вестник Тюменского государственного университета. Социально-экономические и правовые исследования 12: 17-25.

Груза Г.В., Ранькова Э.Я. 2012. Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата России: температура воздуха. Обнинск: ФБГУ «ВНИИ ГМИ-МЦД».

Давыдова Н.Н. 1985. Диатомовые водоросли — индикаторы природных условий водоемов в голоцене. Ленинград: Наука.

Девятова Э.И. 1986. Природная среда и ее изменения в голоцене (побережье севера и центра Онежского озера). Петрозаводск: Карелия.

Демидов И.Н. 2003. Четвертичные отложения. В: Иешко Е.П. (ред.), Разнообразие карельской биоты: условия формирования, сообщества, виды. Петрозаводск, С. 19-27.

Демидов И.Н., Шелехова Т.С. 2006. Диатомиты Карелии (особенности формирования, распространения, перспективы использования). Петрозаводск: КарНЦ РАН.

Калинкина Н., Белкина Н., Сидорова А. и др. 2017. Биологический анализ токсичности донных отложений Онежского озера на основе их химического состава и состояния глубоководного макрозообентоса. Принципы экологии. 6(1): 81-103.

Комулайнен С.Ф., Чекрыжева Т.А., Вислянская И.Г. 2006. Альгофлора озер и рек Карелии. Таксономический состав и экология. Петрозаводск: КарНЦ РАН.

Константинов А.С. 1986. Общая гидробиология. 4-е изд. Москва: Высшая школа.

Кулешевич Л.В., Ларькина Н.Ю., Инина И.С. 2010. Минералы железа в коллекциях музея геологии докембрия: лимонитовые и гематитовые руды Карелии. В: Голубев А.И., Володичев О.И. (ред.), Геология и полезные ископаемые Карелии 13. Петрозаводск, С. 131-138.

Лаврова Н.Б., Филимонова Л.В. 2018. Использование анализа состава ископаемой флоры для реконструкции растительности и палеогеографических условий позднеледниковья Карелии. Труды Карельского научного центра РАН 10: 27-43. DOI: [10.17076/eco882](https://doi.org/10.17076/eco882)

Лак Г.Ц., Лукашов А.Д. 1967. Неотектоника в зоне докембрийских разломов Южной Карелии. В: Николаев Н.И. (ред.), Тектонические движения и новейшие структуры земной коры: материалы совещания по проблемам неотектоники. Москва, С. 198-201.

Лозовик П.А., Кулик Н.В., Ефременко Н.А. 2020. Литофильные элементы и тяжелые металлы в Онежском озере: источники поступления, содержание и трансформация. Труды Карельского научного центра Российской академии наук 4: 62-74. DOI: [10.17076/lim1189](https://doi.org/10.17076/lim1189)

Лукашов А.Д., Демидов И.Н. 2001. Условия формирования рельефа и четвертичных отложений Карелии в поздне- и послеледниковье как основа становления современной природной среды. Труды Карельского научного центра РАН, серия Биogeография 2: 30-47.

Мартинсон Г.Г., Давыдова Н.Н. 1976. Палеолимнология Онежского озера. Ленинград: Наука.

Назарова Л.Е. 2015. Современное состояние и изменчивость климата на водосборах Онежского озера и Выгозерского водохранилища. В: Филатов Н.Н. (ред.), Крупнейшие озера-водохранилища Северо-Запада европейской территории России: современное состояние и изменения экосистем при климатических и антропогенных воздействиях. Петрозаводск, С. 10-19.

Озера Карелии. Справочник. 2013. В: Филатов Н.Н., Кухарев В.И. (ред.). Петрозаводск: КарНЦ РАН.

Палеолимнология Онежского озера: от приледникового озера к современным условиям: [коллективная монография]. 2022. В: Субетто Д.А. (отв. ред.). Петрозаводск: КарНЦ РАН.

Перфильев Б.В. 1972. Микрозональное строение иловых отложений и методы его исследования. Ленинград: Наука.

Семенович Н.И. 1973. Донные отложения Онежского озера. Ленинград: Наука.

Синькевич Е.И., Экман И.М. 1995. Донные отложения озер Восточной части фенноскандинавского кристаллического щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН.

Слуковский З.И., Медведев А.С. 2015. Вертикальное распределение микроэлементов в донных отложениях малого озера в условиях урбанизированной среды. Вода: химия и экология 3: 77-82.

Слуковский З.И., Даувальтер В.А. 2020. Особенности накопления свинца, сурьмы и кадмия в отложениях малых озер юга Карелии. Труды Карельского научного центра РАН. Лимнология 4: 75-94.

Современное состояние водных объектов республики Карелия. По результатам мониторинга в 1992-1997 гг. 1998. В: Лозовик П.А. (ред.). Петрозаводск: КарНЦ РАН.

Субетто Д.А. 2009. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. Санкт-Петербург: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена.

Филимонова Л.В. 2014. История растительности в позднеледниковье и голоцене на территории заказника «Тольвоярви» (Карелия). Труды КарНЦ РАН, серия Биogeография 2: 3-13.

Филимонова Л.В., Лаврова Н.Б. 2017. Изучение палеогеографии Онежского озера и его бассейна с использованием комплекса методов. Труды Карельского научного центра РАН 10: 86-100. DOI: [10.17076/lim703](https://doi.org/10.17076/lim703)

Чекрыжева Т.А. 2011. Фитопланктон озер бассейна реки Шуи (Республика Карелия, Россия). Гидробиологический журнал 47(1): 24-32.

Шелехова Т.С. 2006. Диатомовые водоросли — индикаторы естественной ацидофикации малых водоемов Карелии. В: Голубев А.И. (ред.), Геология и полезные ископаемые Карелии 9. Петрозаводск, С. 189-196.

Шелехова Т.С., Тихонова Ю.С., Лазарева О.В. 2021. Динамика природной среды и развития озера Окуньозеро в южной Карелии в позднеледниковье и голоцене (по микропалеонтологическим данным). Труды Карельского научного центра РАН, серия Лимнология и океанология, 4: 135-152. DOI: [10.17076/lim1319](https://doi.org/10.17076/lim1319)

Belkina N.A., Efremenko N.A., Kulik N.V. 2018. Specifics of Iron Migration, Transformation, and accumulation in the Vygozero Reservoir. Water Resources 45(5): 738-745. DOI: [10.1134/S0097807818050032](https://doi.org/10.1134/S0097807818050032)

Belkina N.A., Kulik N.V., Efremenko N.A. et al. 2023. Contemporary Sedimentation in Lake Onego: Geochemical Features of Water, Suspended Matter, and Accumulation Rate. Water 15: 1014. DOI: [10.3390/w15061014](https://doi.org/10.3390/w15061014)

Belkina N.A., Strakhovenko V.D., Subetto D.A. et al. 2022. Sedimentary processes in Lake Onego at the present time. Limnology and Freshwater Biology, 4: 1388-1390. DOI: [10.31951/2658-3518-2022-A-4-1388](https://doi.org/10.31951/2658-3518-2022-A-4-1388)

Gromig R., Wagner B., Wennrich V. et al. 2019. Deglaciation history of Lake Ladoga (northwestern Russia) based on varved sediments. Boreas, 48: 330-348.

Hang T., Gurbich V., Subetto D. et al. 2019. A local clay-varve chronology of Onega Ice lake, NW Russia. Quaternary International 524: 13-23. DOI: [10.1016/j.quaint.2019.03.021](https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.021)

Kalinkina N.M., Belkina N.A., Polyakova T.N. et al. 2013. Bioindication of the state of deep-water areas in

Petrozavodsk bay, Lake Onego, by macrozoobenthos characteristics. *Water Resources* 40 (5): 528-534. DOI: [10.1134/S0097807813050047](https://doi.org/10.1134/S0097807813050047)

Kulik N., Efremenko N., Strakhovenko V. et al. 2023. Geochemical Features of River Runoff and Their Effect on the State of the Aquatic Environment of Lake Onego. *Water* 15 (5): 964. DOI: [10.3390/w15050964](https://doi.org/10.3390/w15050964)

Kulik N., Efremenko N., Belkina N. et al. 2023. Fe, Mn, Al, Cu, Zn, and Cr in the sedimentary matter of Lake Onego. *Quaternary International* 644–645: 134-144. DOI: [10.1016/j.quaint.2022.04.005](https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.04.005)

Ovdina E., Strakhovenko V., Potakhin M. et al. 2018. Mineralogical and geochemical characteristics of the lake Surgubskoe and Shotozero Fe–Mn formations (Republic of Karelia). In: Lateglacial–Interglacial transition: glaciotectionic, seismoactivity, catastrophic hydrographic and landscape changes: INQUA Peribaltic Working Group Meeting, pp. 129–131.

Strakhovenko V., Subetto D., Ovdina E. et al. 2020. Distribution of elements in iron-manganese formations in bottom sediments of Lake Onego (NW Russia) and small lakes (Shotozero and Surgubskoe) of adjacent territories. *Minerals* 10(4): 440–450. DOI: [10.3390/min10050440](https://doi.org/10.3390/min10050440)

Strakhovenko V.D., Subetto D.A., Ovdina E.A. et al. 2020. Mineralogical and geochemical composition of Late Holocene bottom sediments of Lake Onego. *Journal of Great Lakes Research* 46(3): 443–455. DOI: [10.1016/j.jglr.2020.02.007](https://doi.org/10.1016/j.jglr.2020.02.007)

Strakhovenko V.D., Belkina N.A., Efremenko N.A. et al. 2022. The First Data on the Mineralogy and Geochemistry of the Suspension of Lake Onego. *Russian Geology Geophysics* 63 (1): 55–71. DOI: [10.2113/RGG20204280](https://doi.org/10.2113/RGG20204280)

Subetto D.A., Nazarova L.B., Pestryakova L.A. et al. 2017. Paleolimnological studies in Russian Northern Eurasia: a review. *Contemporary Problems of Ecology* 10(4): 327–333. DOI: [10.1134/S1995425517040102](https://doi.org/10.1134/S1995425517040102)

Subetto D., Rybalko A., Strakhovenko V. et al. 2020. Structure of Late Pleistocene and Holocene Sediments in the Petrozavodsk Bay, Lake Onego (NW Russia). *Minerals* 10(11): 964. DOI: [10.3390/min10110964](https://doi.org/10.3390/min10110964)

Zobkov M., Potakhin M., Subetto D. et al. 2019. Reconstructing Lake Onego evolution during and after the Late Weichselian glaciation with special reference to water volume and area estimations. *Journal of Paleolimnology*. 62(1): 53–71. DOI: [10.1007/s10933-019-00075-3](https://doi.org/10.1007/s10933-019-00075-3)