

Paleohydrology of the Manych Strait in the Khvalynian basin of the Caspian Sea during the Late Pleistocene

Lavrentyev N.V.

Independent Researcher

ABSTRACT. The paper discusses controversial issues of the paleohydrology of the Manych Strait—a key element in the water exchange system between the Khvalynian basin of the Caspian Sea and the Neoeuxinian basin of the Black Sea during the Late Pleistocene. Special attention is paid to two parameters: the maximum level of the Khvalynian transgression and the height of the spillway threshold through the Manych depression. Geological-geomorphological analysis, digital terrain modelling, and hydraulic modelling in the HEC-RAS system allowed reconstructing scenarios of Caspian water discharge through the Manych valley. The modelling results indicate that the most probable maximum level of the Caspian Sea during the Early Khvalynian transgression was approximately 40 m a.s.l. with a spillway threshold at 31 m a.s.l. Hypothetical limits of the discharge capacity of the Manych Strait channel of the Khvalynian Caspian basin were also calculated. The results can be used in further research.

Keywords: Caspian Sea, Late Pleistocene, Khvalynian transgression, Manych valley, paleohydrology, hydraulic modelling, spillway threshold, digital elevation model, sea level, paleoenvironmental reconstruction

For citation: Lavrentyev N.V. Paleohydrology of the Manych Strait in the Khvalynian basin of the Caspian Sea during the Late Pleistocene // Limnology and Freshwater Biology. 2026. - № 3. - P. 180-207. DOI: 10.31951/2658-3518-2026-A-3-180

1. Introduction

The Manych depression is a tectonic trough-like lowland that separates the Ciscaucasia from the steppe part of the southern East European Plain and connects the Kuban-Azov and Caspian lowlands. The Manych River flows along the bottom of the depression.

N.Ya. Danilevsky (1869) first substantiated in the possibility of water exchange between the Black Sea and Caspian basins through the Manych valley. Quaternary geological studies of the region have been conducted for over 150 years, during which deposits (including molluscan fauna) have been studied in detail, and the chronology of water exchange episodes between the Black and Caspian seas has been reconstructed (Bogachev, 1903; Lisitsyn, 1932; Goretsky, 1953; Popov, 1983; Chepalyga and Pirogov, 2005; Svitoch et al., 2010; Semikolennykh et al., 2022).

Contemporary understanding of the history of the Manych valley formation during the Pleistocene is largely based on the fundamental studies of G.I. Popov (1983), who used numerous sections and drilling data to reconstruct in detail the geological structure and formation history of the Manych valley.

The last time the Manych valley was filled with marine waters was at the end of the Late Pleistocene, during the Khvalynian transgression of the Caspian Sea. According to the latest data on OSL dating, the Manych Strait functioned between approximately 17.7 and 14.9 ka (Semikolennykh et al., 2022), corresponding to the period of degradation of the Late Valdai (Ostashkov) glaciation (MIS 2).

Despite the long history of paleogeographic research in the Manych valley, the hydrological parameters of the Manych Strait during the Khvalynian transgression remain the subject of active scientific debate. The two most controversial parameters are as follows:

- 1. Maximum level of the Khvalynian transgression.** According to the prevailing viewpoint, the maximum level of the Khvalynian transgression reached 48 m a.s.l. (Fedorov, 1957; Rychagov, 1997; Svitoch et al., 2010; Chepalyga et al., 2007, and others). Terraces at this elevation were described on the coast of Dagestan (Rychagov, 1997) and on the Krasnovodsk Peninsula on the eastern Caspian coast (Fedorov, 1957). Additionally, terraces at an elevation of 48 m

*Corresponding author. E-mail address: lvnikita@gmail.com (N.V. Lavrentyev)

Received: May 16, 2026;

Accepted after revised: May 25, 2026;

Available online: June 18, 2026

© Author(s) 2026. This work is distributed under the Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0 International License.



above sea level were identified based on data from the SRTM3 digital elevation model (Lavrentyev, 2013). However, these terraces lacked molluscan fauna and radiocarbon dates. The highest terrace with Khvalynian molluscan fauna was recorded in the Yergeni at 40 m a.s.l. (Lavrentyev et al., 2024; Svitoch et al., 2017). Similar elevations (up to 40 m a.s.l.) were observed near the Samara Bend, the valley of the Maly Karaman River (Makshaev et al., 2025). Thus, dates or Khvalynian molluscan fauna do not support the Khvalynian transgression terraces above 40 m a.s.l., making the maximum transgression level a matter of debate.

2. Height of the Manych Strait spillway threshold. According to geological profile No. 16 (Popov, 1983), the spillway threshold near Zunda-Tolga was located at ~18–20 m a.s.l. Some studies demonstrate that at such a threshold height, the Caspian level could not have reached 48 m a.s.l. (Kvasov, 1975; Popov, 1983; Varushenko et al., 1987; Svitoch et al., 2010; Rychagov, 1997; Chepalyga and Pirogov, 2005). Hydraulic calculations indicate a high discharge capacity of the channel at 45 m a.s.l.—from 200,000 to 300,000 m³/s (Sidorchuk and Panin, 2022), comparable to the discharge of the Amazon River. More conservative estimates of maximum discharge through the Manych valley are ~50,000 m³/s (Chepalyga and Pirogov, 2005), based on the character of deposits near Zunda-Tolga, or up to 65,000 m³/s (Sidorchuk et al., 2011), based on the cross-sectional area of a large meander near Sukhoy Khutor. These values significantly exceed the reconstructed river inflow to the Caspian during the Early Khvalynian transgression—520–570 km³/year (~16,500–18,000 m³/s) (Sidorchuk et al., 2021), of which up to 80% was provided by the Volga (~423 km³/year). Alternative estimates of river inflow yield 320–375 km³/year (Gelfan et al., 2024). The present-day long-term Volga discharge is 228–274 km³/year (Georgiadi et al., 2017). This discrepancy makes a high level of the Khvalynian basin impossible with a spillway threshold of 18–20 m a.s.l. Consequently, researchers hypothesized on a higher spillway threshold at the beginning of the Khvalynian transgression (Kvasov, 1975; Popov, 1983; Chepalyga and Pirogov, 2005; Svitoch et al., 2010; Sidorchuk et al., 2011), primarily formed by deposits of the Kalas River delta. A higher Manych valley spillway threshold explains the presence of Khvalynian terraces above 30 m a.s.l. However, there is no geological evidence for the existence of a higher spillway threshold. Therefore, the height of the Manych Strait spillway threshold at the beginning of the Khvalynian transgression remains a subject of scientific debate.

Thus, the maximum level of the Khvalynian transgression and the height of the spillway threshold require additional analysis. It is necessary to model scenarios of Caspian water discharge through the Manych valley using digital elevation models and hydraulic cal-

culations. This will allow refinement of the key paleo-hydrological parameters of the Manych Strait in the Khvalynian Caspian basin.

2. Materials and methods

2.1. Reconstruction of the Manych Strait channel relief

2.1.1. Preparation of elevation data

Elevation data were obtained from the SRTM3 digital elevation model (DEM). However, SRTM3 contains minor noise and distortions, requiring preliminary processing. Therefore, data processing was performed using SAGA GIS software.

The SRTM3 DEM was reprojected into the Universal Transverse Mercator (UTM) projection using the UTM Projection module. To obtain a smoothed relief necessary for subsequent reconstruction, the Simple Filter module was applied. After filtering, contour lines with a 1 m interval were vectorized from the smoothed relief.

The question arises regarding the accuracy assessment of SRTM elevation data. L.A. Muravyev (2007) presented a comparative characterization of SRTM with more accurate topographic survey data at a scale of 1:5,000. According to L.A. Muravyev (2007), the inaccuracy in displaying SRTM elevation data compared to 1:5,000 topographic survey was due to “wandering” planimetric coordinates (X, Y) with an amplitude of 30 meters; elevation distortions were particularly evident on steep slopes of river valleys and gullies, where correct planimetric referencing of elevation data is especially important.

Using SRTM 3 for paleoreconstructions at scales starting from 1:100,000 seems to be correct (Lavrentyev et al., 2008), since the deviation of planimetric coordinates by an average of 30 m is displayed at a scale of 1:100,000 as 0.03 mm.

It is also necessary to consider the specifics of applying SRTM 3 in forested areas. Since radar surveying may record tree height rather than the actual Earth’s surface. In our case, the study object—the Manych valley—is located in the steppe zone, and no elevation correction of the DEM is required.

2.1.2. Creation of the digital paleochannel model

The digital paleochannel model is a digital elevation model of the ancient water body’s channel. To create it, the spatial coordinates (X, Y, and Z) of Pleistocene deposits in the Manych Strait were required. For this purpose, geological profiles presented in the monograph by G.I. Popov (1983) and on sheet L-38-XIII of the State Geological Map GGC-200_1 (Geological Map L-38-XIII, 1965) were used.

The scanned maps with geological profiles were georeferenced in QGIS 3.14. Given the small scale of the original schemes in Popov’s monograph (1983), elevation profiles based on SRTM3 data were constructed to refine the georeferencing.

The obtained profiles were then aligned with geological cross-sections in the Inkscape graphics editor (Fig. 1). Since the coordinates of the elevation profiles were known in advance, their alignment with the geological profiles enabled the determination of the spatial coordinates of the Pleistocene deposits.

The obtained elevation marks of Pleistocene deposits were transferred to LibreOffice Calc and used to create a set of XYZ coordinates, based on which the digital paleochannel model was built. Interpolation of elevation values with a 1 m step was performed manually.

The obtained paleochannel contour lines were combined with the contour lines of the modern SRTM3 DEM. Natural Neighbours interpolation in SAGA GIS was used to construct the digital elevation model of the paleochannel. If it was necessary to change the height of the spillway threshold, the channel height and its gradient were modified by manual interpolation. Based on the selected scenario for modelling, contour lines of the required height were drawn. The Fill Sinks (Wang & Liu) module in SAGA GIS was used to simulate the filling of the Manych valley with deposits.

2.2. Geological-geomorphological characteristics of the Manych Strait of the Khvalynian Caspian basin

Paleohydrological reconstruction requires the restoration of the relief of the Manych Strait channel that functioned during the existence of the Khvalynian Caspian basin. Published geological profiles from the monograph by G.I. Popov (1983), geological maps, descriptions of sections, and the author's own field observations provided the basis for such a reconstruction (Fig. 2).

Based on the above sources, the geological-geomorphological structure of the Manych Strait paleochannel was reviewed. The relief of this channel is composed of Gudilov lacustrine, Surozh, and Khvalynian marine deposits (Table 1).

According to G.I. Popov (1983), five structural elements are distinguished within the Manych depression: the Zunda-Tolga uplift, the Eastern Manych depression, the Manych-Gudilov depression, the Salsk uplift, and the Western Manych depression (Fig. 2).

Table 1. Stratigraphy and correlation of horizons and layers of the Manych valley in the Upper Pleistocene according to G.I. Popov (1983) with modifications.

Main subdivisions	Western Manych depression	Salsk uplift	Manych-Gudilov depression	Eastern Manych depression	Zunda-Tolga uplift
Holocene	Subaerial deposits				
Upper Pleistocene	Subaerial deposits				Upper Khvalynian deposits
	Surozh deposits	Lower Khvalynian deposits			
	Gudilov deposits				
	Girkan deposits				Girkan deposits
Karangat deposits					

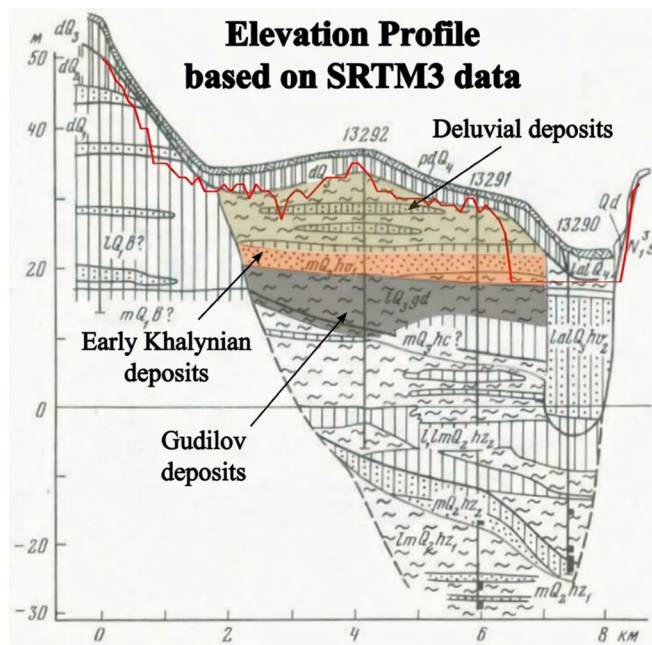


Fig.1. Geological cross-section No. 16 by Popov (1983) aligned with an elevation profile constructed from SRTM3 data.

The spillway threshold of the Manych Strait was located near the Zunda-Tolga uplift—the narrowest section of the entire depression. The reconstruction of the paleorelief of the channel was based on transverse geological profiles (Popov, 1983), on which Khvalynian deposits are located at elevations of 18–20 m a.s.l. (Fig. 1). These deposits crop out at the surface and contain characteristic Khvalynian molluscan fauna. The age of the deposits, determined from molluscs, is 14.2–14.9 ka (Semikolennykh et al., 2025).

In the absence of precise data on the height of the original spillway threshold, terraces traceable along the valley are of particular importance (Fig. 3, Fig. 4). Thus, near Zunda-Tolga, according to SRTM3 data, a terrace approximately 44–45 m a.s.l. is observed on the right bank of the valley. Similar terraces (40–45 m a.s.l.) are recorded downstream from the Kalas River delta (Fig. 3). The floodplain width here reaches 2 km at an elevation of about 20 m a.s.l.

Further, the waters flowed into the Eastern Manych and Manych-Gudilov depressions, where longitudinal ridges and closed depressions, first described by

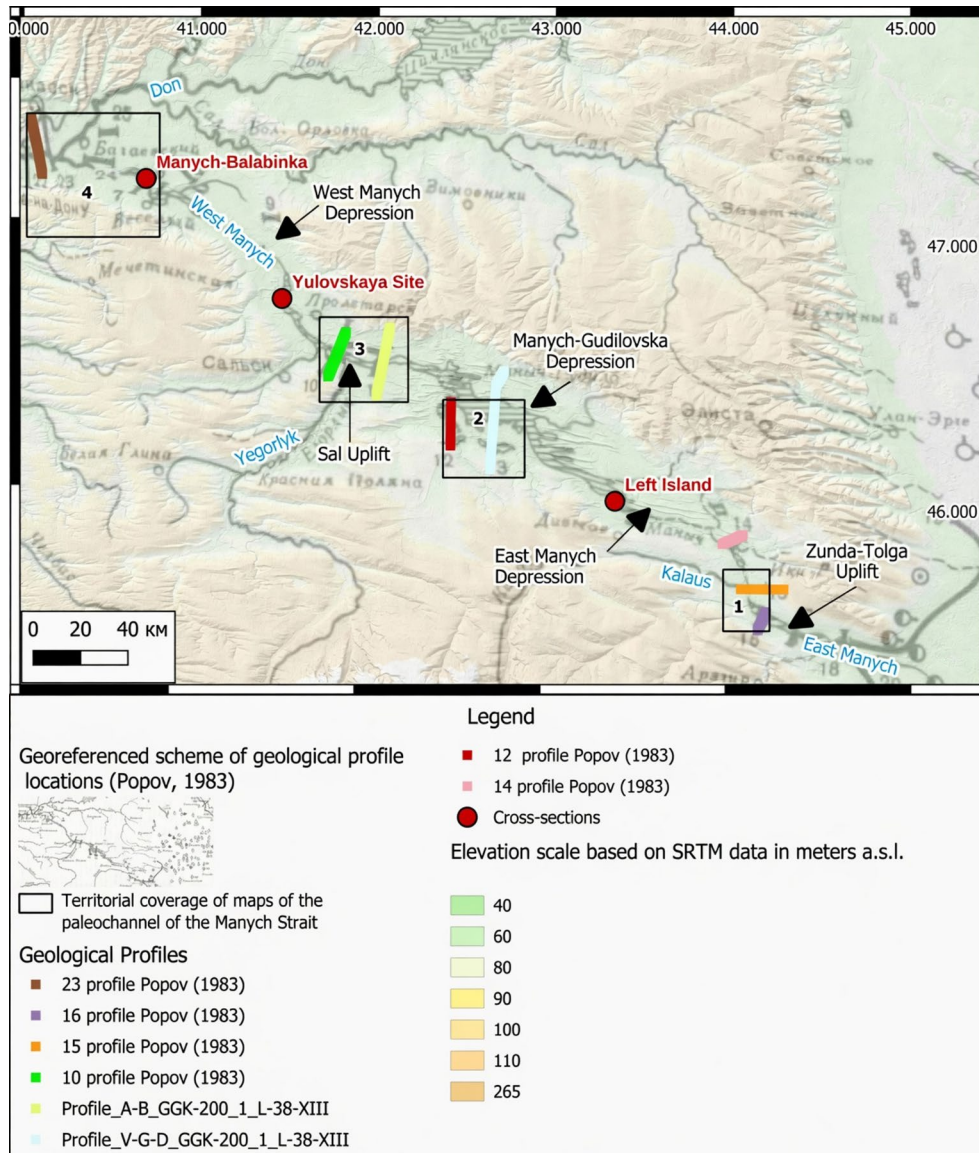


Fig.2. Map showing the location of reference geological cross-sections and sections.

N.Ya. Danilevsky (1864), are widespread. Khvalynian molluscan fauna was recorded in outcrops of the longitudinal ridges (Chepalyga and Pirogov, 2005; 2007; Svitoch et al., 2010). Khvalynian deposits were most likely abutted against Gudilov deposits, which probably form the base of the longitudinal ridges. These longitudinal ridges were formed as a result of erosional processes during the discharge of Caspian waters through the Manych valley (Popov, 1983; Svitoch et al., 2010). There is also a view that the longitudinal ridges began to form during the regressive stage of Gudilov Lake (Svitoch et al., 2010 and others).

The regressive stage of Gudilov Lake began ~20–17 ka (Lavrentyev, 2025). The lowering of the lake level was probably associated with the maximum of the Late Valdai (Ostashkov) glaciation, leading to significant cooling and aridification of the climate, which was the main cause of the Gudilov Lake regression.

The structure of the longitudinal ridges was studied in greatest detail on Levyy Island. According to OSL dating, the age of Khvalynian deposits is 17–15 ka (Semikolennykh et al., 2022). The elevation of the boundary between Gudilov and Khvalynian deposits is ~17.4 m a.s.l.

A significant part of the Manych-Gudilov depression was occupied by Lake Manych-Gudilo since the Late Pleistocene. Judging by profile V-G-D of geological map sheet GGC-200_1_L-38-XIII (Geological Map L-38-XIII, 1965), the depth of the lake bottom before the discharge of Caspian waters was probably at elevations of 6 m a.s.l. (Fig. 5).

The valley of the Western Manych River, after widening in the area of Lake Manych-Gudilo (up to 40 km), narrows to 15 km near the mouths of the Sredny and Bolshoy Egorlyk rivers. Here, the Salsk uplift is located (Fig. 6). In this area, Khvalynian fauna was identified mainly from drilling data on the first floodplain terrace (height ~20 m a.s.l.) above the mouth of the Bolshoy Egorlyk River (Popov, 1983). The second terrace is represented by lacustrine clays, sandy loams, and loams with molluscan fauna characteristic of flowing water bodies (*Dreissena polymorpha*, *Lithoglyphus*, and *Valvata*) (Popov, 1983), at an elevation of ~25 m a.s.l. It is assumed that a second spillway threshold of the Manych Strait, 20 m a.s.l. high, formed by deposits of the tributaries Bolshoy and Sredny Egorlyk, which existed in this area (Kvasov, 1975; Popov, 1983; Lavrentyev and Chepalyga, 2011).

After the Caspian waters overcame the first spillway threshold near Zunda-Tolga, the basin of Lake Manych-Gudilo was filled, resulting in the formation, for a relatively short time, of a bay of the Early Khvalynian basin in the central part of the Manych valley. Upon reaching a water level of +20 m a.s.l., overflow of Caspian waters began across the second spillway threshold—the Salsk uplift. This is indirectly evidenced by changes in the character of deposits in the Khvalynian section on Levyy Island (Semikolennykh et al., 2022). The structure of the section reflects a gradual change in sedimentation environments—from calm lagoonal conditions associated with the ingression of Caspian waters to dynamic flowing conditions caused by the development and activation of the strait.

Below the confluence of the Sredny Egorlyk River, the valley widens again to 20 km. The valley bottom becomes flat.

The first Khvalynian terrace of the lower reaches of the Western Manych River was studied by many authors (Danilevsky, 1869; Bogachev, 1903; Lisitsyn, 1932, and others). These are typically sections with mixed Black Sea-Caspian and freshwater fauna (*Cardium edule*, *Bittium reticulatum*, *Didacna trigonoides*, *Dreissena caspia*, *Dr. polymorpha*, and *Viviparus viviparus*). Such sections with mixed fauna are traceable throughout the Western Manych depression. At present, the study of these sections is complicated because they are flooded by the Veselovskoye Reservoir. An exception is the section in front of the dam of the Veselovskoye Reservoir near the Manych-Balabinka village. It has been known since 1932 (Lisitsyn, 1932). The fauna is mixed and redeposited, including Caspian and Black Sea molluscs. Khvalynian molluscs are represented by *Didacna protracta* and *Didacna ebersini*, for which a date exists—calibrated age (OxCal v4.4) 17.138 ka, MGU-1491 (Svitoch and Yanina, 2001).

The steep banks of the Veselovskoye Reservoir are mainly represented by Gudilov deposits with freshwater molluscan fauna of standing water bodies (second floodplain terrace). As an example, we can cite the deposits underlying the cultural layers of the Yulovskaya site (Lavrentyev et al., 2012). This lower unit is represented by coarsely bedded lacustrine loams with freshwater fauna, *Planorbis* sp. and *Valvata* sp.; visible thickness—3 m. A bone found in these deposits yielded a date (Chepalyga et al., 2008). Calibrated date (OxCal v4.4)—25,546 years ago (LU-5852). According to palynological data, this horizon belongs to the Bryansk age. According to the latest studies (Sycheva et al., 2015), the age of the Bryansk paleosol is estimated at 33–26 ka (MIS 3). Then, a change in sedimentation conditions occurs. Lacustrine sediments are replaced by subaquatic deposits containing the cultural layers of the Late Paleolithic Yulovskaya site, with an age of deposits of ~17–20 ka. Thus, we can conclude that the regressive stage of Gudilov Lake began during the period of the Late Valdai (Ostashkov) glaciation (Lavrentyev, 2022).

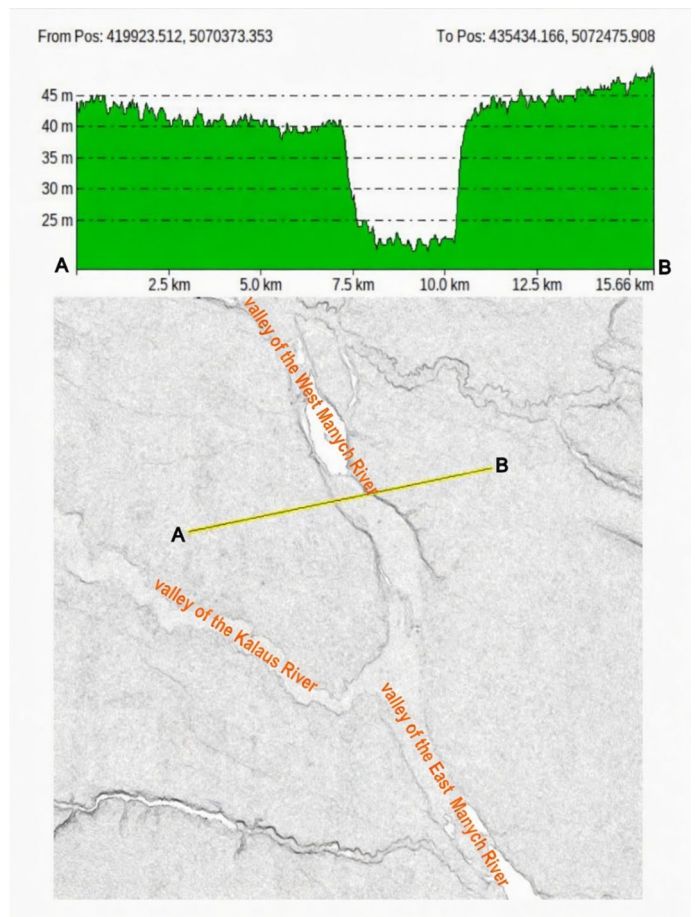


Fig.3. Profile of the Western Manych River valley, downstream from the Kalaus River delta, based on SRTM3 data.

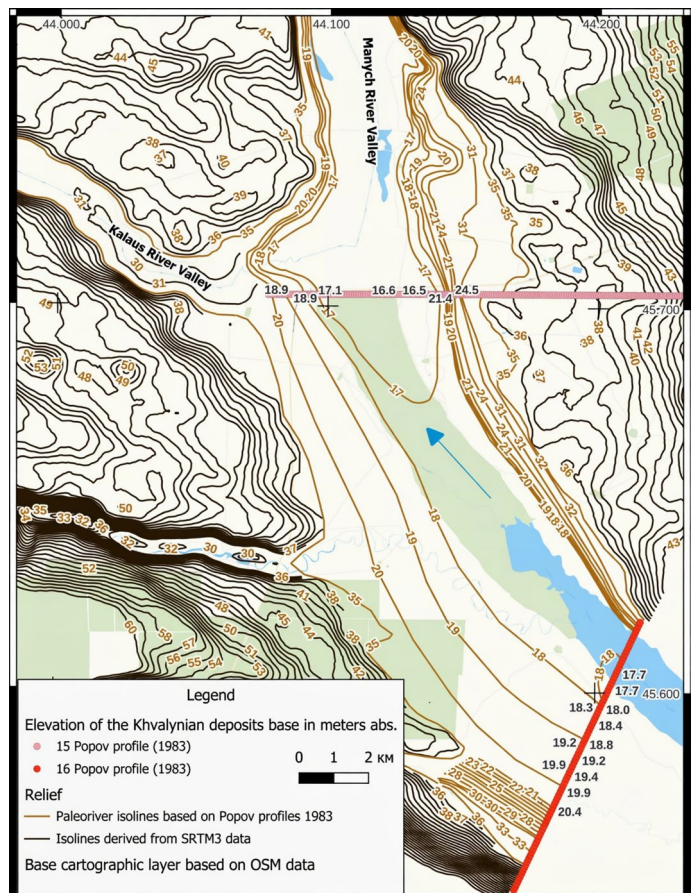


Fig.4. Map No. 1 of the paleorelief of the Manych Strait near Zunda-Tolga.

In addition to Gudilov deposits, deposits composed of Black Sea-Mediterranean species *Cardium edule*, *Bittium reticulatum*, *Chlamys* sp., as well as the freshwater mollusc *Viviparus viviparus*, can be found on the steep banks of the Western Manych River. Such a ratio of fauna gave G.I. Popov (1983) grounds to distinguish a separate Surozh horizon in the valley of the Western Manych River. According to G.I. Popov (1983), Surozh deposits pass into Khvalynian deposits near Proletarsk. However, the coexistence of freshwater and Mediterranean molluscan fauna in one water body is impossible. Most likely, the Mediterranean fauna was washed out from Karangat deposits during the discharge of Khvalynian waters through the Manych valley (Yanina, 2012; Yanina et al., 2025). Surozh deposits are also found at the Yulovskaya site, where they are abutted against Gudilov deposits (Lavrentyev, 2025). Consequently, Surozh deposits are younger than Gudilov deposits, which confirms the hypothesis that Surozh deposits were formed during the functioning of the Manych Strait.

Downstream, near the Sukhoy village, the valley widens in the form of a meander to 30 km and then ends with a narrowing to 5 km near the Manych-Balabinka village, where the section of the same name is located (Lisitsyn, 1932) at an elevation of 4 m a.s.l.

Further, Caspian waters entered the overdeepened channel of the Paleo-Don River, which, according to profile 23 by G.I. Popov (1983), reaches a depth of -20 m a.s.l. At present, the overdeepened channel of the Paleo-Don River is overlain by Holocene alluvium (Fig. 7).

It was precisely -20 m a.s.l. that served as the base level of erosion for the Manych Strait. Further, the waters of the Khvalynian basin discharged into the Neoeuxinian basin (-50 , -100 m a.s.l.).

2.3. Hydraulic modelling

Based on the constructed digital paleorelief model, hydraulic modelling of Caspian water discharge through the Manych valley was performed.

Calculations were carried out in the HEC-RAS software package version 6.6, designed for one-dimensional steady flow modelling in open channels. HEC-RAS was developed by the Hydrologic Engineering Center (USA) and has acquired wide distribution in hydraulic and hydrological research due to the high quality of its algorithms and free distribution (English, 2023).

At present, HEC-RAS has effectively become the de facto global standard for solving flood risk management tasks, designing hydraulic structures, and hydraulic modelling of water bodies in many countries.

In Russia, the HEC-RAS software package has also successfully passed approbation and is actively used in scientific and design works. A vivid example is the candidate dissertation by D.A. Nikiforov, "Modelling of the Level Regime of the Yenisei River Reservoirs" (2016), in which HEC-RAS was used for detailed modelling of the hydraulic regime of the Yenisei River reservoirs.

Hydraulic calculations are based on the Saint-Venant equations and the Chezy formula describing

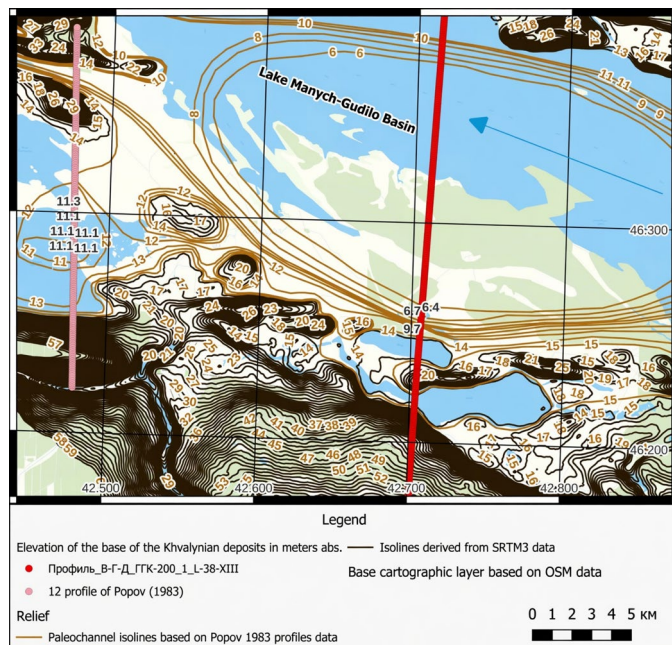


Fig. 5. Map No. 2 of the paleorelief in the Manych Strait near Lake Manych-Gudilo.

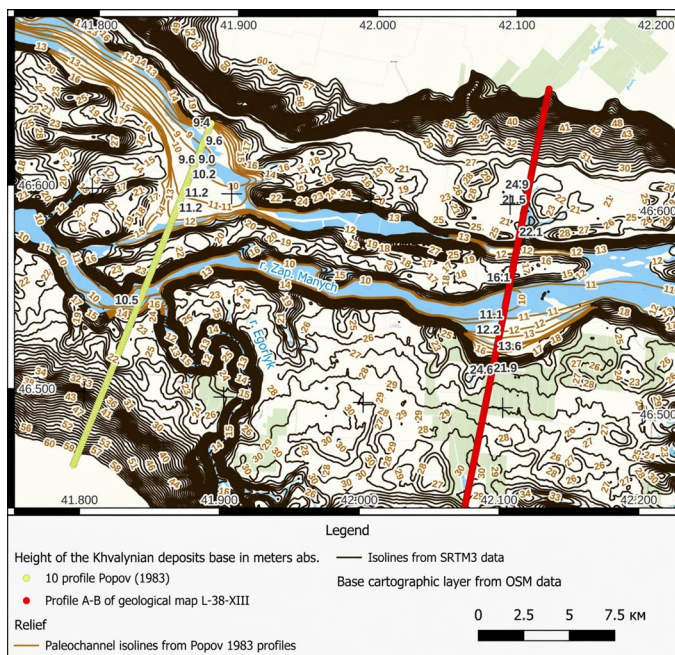


Fig. 6. Map No. 3 of the paleorelief in the Manych Strait near the Salsk uplift.

steady uniform flow (Nikiforov, 2016, p. 6). Manning's roughness coefficients (n) of the channel were determined from the tables of M.F. Sribny (Baryshnikov, 2003, p. 134), taking into account paleobotanical data.

According to palynological studies of the section of the Late Paleolithic Yulovskaya site (Western Manych River valley), at the beginning of the degradation of the Late Valdai glaciation (~ 17 ka), alder forests grew along watercourses in the floodplain of the Manych valley (Lavrentyev et al., 2012; Lavrentyev, 2022). Approximately simultaneously, the overflow of Caspian waters through the Manych depression began (Semikolennykh et al., 2022). Therefore, at the initial stage of the transgression, the model adopted a roughness coefficient ($n = 0.08$), characteristic of a vegetated channel.

As a permanent flow formed and the channel was incised, the roughness coefficient decreased to values typical of large lowland rivers ($n = 0.035$). Such a decrease in the roughness coefficient n naturally leads to an increase in mean flow velocity and, as a rule, to a decrease in water depth (level) at a fixed discharge.

The calculations also took into account the following parameters:

- effective evaporation during the Early Khvalynian transgression — 650 mm/year (Sidorchuk et al., 2021);
- maximum total river inflow to the Khvalynian Caspian basin (including glacial runoff) — 18,000 m³/s (Sidorchuk et al., 2021).

When accounting for effective evaporation, the inflow to the Manych valley was adjusted by reducing the input water discharge by an amount equivalent to evaporation from the water surface (~650 mm). This approach is empirical in nature and represents a simplification. To obtain more accurate and substantiated estimates, detailed studies of the water balance of the Khvalynian Caspian basin are required, which may become the subject of further research.

Thus, hydraulic modelling enabled the assessment of flow characteristics during different periods of existence of the Manych Strait.

3. Results and discussion

During the performed research, four digital models of the Manych valley paleochannel were constructed with spillway threshold heights of 18, 31, 45, and 46 m a.s.l. The variant with a 46 m a.s.l. threshold includes filling of the Manych valley with deposits, from which the ridge relief could have formed (Fig. 8). For the digital paleochannel models with 31 and 45 m a.s.l. thresholds, a second Salsk spillway threshold 18–19 m a.s.l. high was constructed.

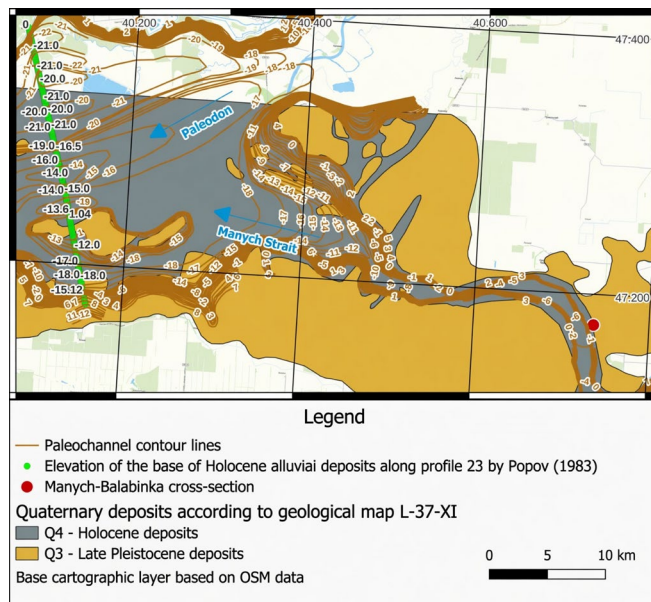


Fig.7. Map No. 4 of the paleorelief in the Manych Strait near the confluence of the Western Manych River with the Don River.

3.1. Hydraulic modelling of the Caspian water discharge through the Manych valley

Based on the digital paleochannel models, hydraulic modelling of Caspian water discharge was performed with water discharges in the following ranges:

- possible river inflow to the Caspian in the Late Glacial — 10,000–18,000 m³/s (Sidorchuk et al., 2021; Gelfan et al., 2024);
- maximum possible discharge of Caspian waters through the Manych valley — 50,000–65,000 m³/s (Chepalyga, 2005; Sidorchuk et al., 2011).

Additionally, the discharge capacity of the Manych Strait channel was investigated at a spillway threshold of 18 m a.s.l. and a water level of 48 m a.s.l.

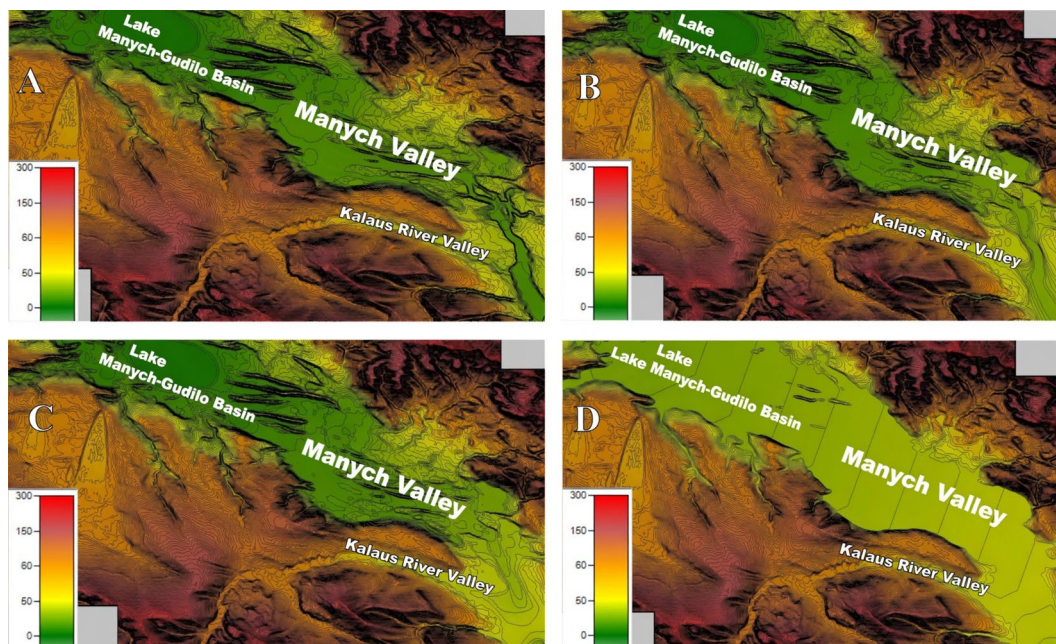


Fig.8. Paleorelief of the Manych valley channel with spillway thresholds: A – 18 m a.s.l.; B – 31 m a.s.l.; C – 45 m a.s.l.; D – 46 m a.s.l. with filling by Manych valley sediments.

Moreover, based on the elevations of the main terraces of the Khvalynian Caspian basin at 20–22, 28–30, 34–36, 46–48 m a.s.l. (Rychagov, 1997), calculations of the Manych Strait discharge, corresponding to the height of Khvalynian Caspian terraces, were presented.

3.1.1. Hydraulic calculations of the Caspian water discharge at a spillway threshold of 18 m a.s.l.

According to geological profile No. 16 (Popov, 1983), the height of the spillway threshold near Zunda-Tolga was 18 m a.s.l. (Fig. 9). The spillway threshold of 18–20 m a.s.l. formed at the end of the existence of the Manych Strait. This is evidenced by the deep erosional incision and dates of Khvalynian deposits belonging to the end of the strait’s existence, 14.2–14.9 ka (Semikolennykh et al., 2025). Consequently, the roughness coefficient was approximately 0.035. Based on the presented data, the following calculation results were obtained.

When the Khvalynian basin was at 22 m a.s.l., corresponding to Khvalynian terraces at 20–22 m a.s.l. (Rychagov, 1997), the discharge was ~1,000 m³/s (Table 2). This was the final stage of the Manych Strait’s existence.

At a Khvalynian basin level of 28.1 m a.s.l., the discharge into the Manych valley was ~15,000 m³/s. This discharge value corresponds to the maximum river inflow to the Caspian of 18,000 m³/s minus effective evaporation of 650 mm (Sidorchuk et al., 2021). This level corresponds to Khvalynian terraces at 28–30 m a.s.l. (Rychagov, 1997).

To achieve a water level corresponding to Khvalynian terraces at 34–36 m a.s.l. (Rychagov, 1997) with a spillway threshold of 18 m a.s.l., a discharge of ~65,000 m³/s would be required. This value corre-

Table 2. Results of hydraulic modelling of the Caspian water discharge through the Manych valley at a spillway threshold of 18 m a.s.l. in the area of Popov’s profile No. 16 (1983), Zunda-Tolga village.

Water level, m a.s.l.	Roughness coefficient 0.035	Discharge, m ³ /s	Wetted cross-sectional area, m ²	Flow velocity, m/s
22	0.035	1,000	20,599	0.05
28.1	0.035	15,000	57,858	0.26
28.72	0.035	18,000	59,358	0.27
33	0.035	50,000	97,349	0.51
35	0.035	65,000	108,550	0.60
40	0.035	130,000	176,500	0.91
48	0.035	350,000	255,861	1.36

sponds to the upper limit of the maximum discharge through the Manych Strait, which was reconstructed based on the cross-sectional area of a large paleomeander in the lower reaches of the Western Manych River (Sidorchuk et al., 2011).

The discharge capacity of the Manych valley at water levels of 40–48 m a.s.l. ranges from 130,000 to 350,000 m³/s. This value is comparable to the estimates of A.Yu. Sidorchuk, according to whose data the discharge could reach 200,000–300,000 m³/s at a water level of 45 m a.s.l. (Sidorchuk and Panin, 2022). At such a large discharge, the Caspian level could not have risen to 40–48 m a.s.l.

The water levels of 22 m, 28.1 m, 34–36 m, and 40–48 m a.s.l. presented in this subsection do not reflect successive stages of Khvalynian basin rise at a spillway threshold of 18 m a.s.l. These elevations were used exclusively as hypothetical scenarios to assess the discharge capacity of the Manych Strait at a fixed thresh-

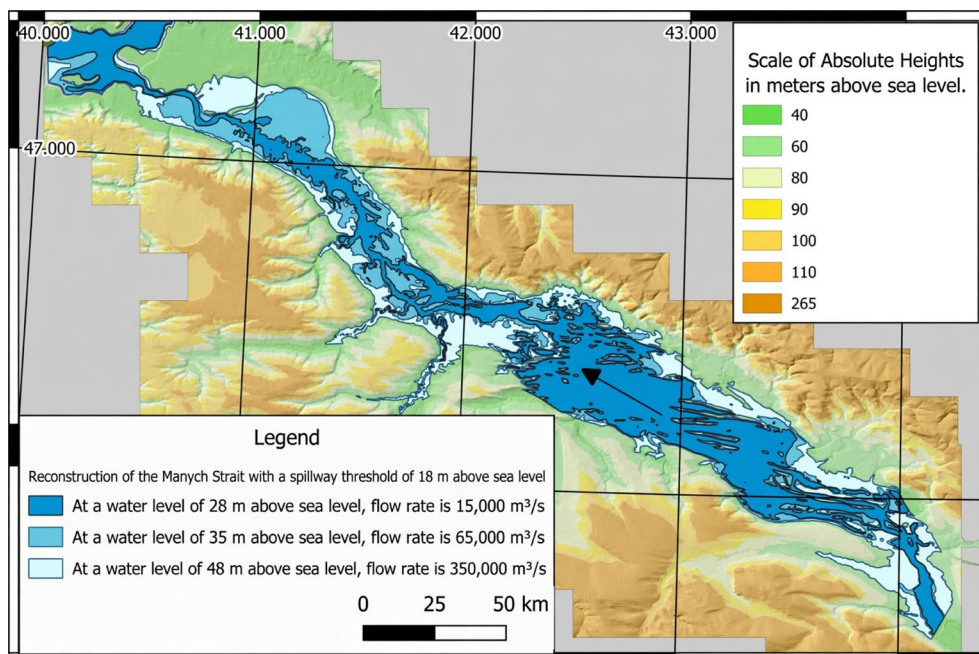


Fig.9. Reconstruction map of the Manych Strait with a spillway threshold of 18 m a.s.l. and a roughness coefficient of 0.035.

old height. The main purpose of the calculations is to demonstrate that with a geologically confirmed spillway threshold height (~18 m a.s.l., profile No. 16 by G.I. Popov, 1983) and realistic total river inflow to the Khvalynian basin (10–18 thousand m³/s), maintaining the Caspian Sea level at the traditionally accepted maximum transgression elevations (40–48 m a.s.l.) requires a water discharge of the order of 130–350 thousand m³/s, which appears to be an unrealistic scenario. Thus, these calculations are intended to reveal the contradiction between a low spillway threshold and ideas about a high maximum of the Early Khvalynian transgression and to justify the need to analyze alternative scenarios with a higher initial spillway threshold height.

3.1.2. Hydraulic calculations of the Caspian water discharge at a spillway threshold of 31 m a.s.l.

Since the Khvalynian basin level could not rise to 40–48 m a.s.l. with a spillway threshold of 18 m a.s.l., it was necessary to raise the Manych Strait spillway threshold to 31 m a.s.l. It was most likely from this higher spillway threshold that the discharge of the Caspian waters into the Manych valley began, where alder forests grew along watercourses (Lavrentyev et al., 2012; Lavrentyev, 2022). Therefore, a roughness coefficient ($n = 0.08$), characteristic of a vegetated channel, was adopted in the hydrological model.

At a threshold of 31 m a.s.l. and a discharge of 18,000 m³/s, the water level reached 40.55 m a.s.l., taking into account effective evaporation of ~40.0 m a.s.l. (Fig. 10). The corresponding discharge was 15,500 m³/s. This level also corresponds to the Khvalynian terrace in the Yergeni (Lavrentyev and Chepalyga, 2024). Subsequently, the water level could drop to 37 m a.s.l. due to a change in the roughness coefficient in the strait at the same water discharge (Table 3).

Table 3. Results of hydraulic modelling of the Caspian water discharge through the Manych valley at a spillway threshold of 31 m a.s.l. in the area of Popov’s profile No. 16 (1983), Zunda-Tolga village.

Roughness coefficient 0.035

Water level, m a.s.l.	Discharge, m ³ /s	Wetted cross-sectional area, m ²	Flow velocity, m/s
35	6,000	19,518	0.31
37.2	14,800	35,630	0.42
37.82	18,000	41,068	0.44
41	50,000	76,828	0.65
42	65,000	91,164	0.71
48	160,000	161,572	0.99

Roughness coefficient 0.08

Water level, m a.s.l.	Discharge, m ³ /s	Wetted cross-sectional area, m ²	Flow velocity, m/s
35	3,000	21,217	0.14
40	15,500	62,152	0.25
40.55	18,000	67,872	0.27
46	50,000	133,918	0.37
47	65,000	154,190	0.42

At a discharge of 65,000 m³/s, the water level reached 47.3 m a.s.l. This value is close to the maximum level of the Early Khvalynian transgression—48 m a.s.l. (Fedorov, 1957; Rychagov, 1997; Svitoch et al., 2010; Chepalyga et al., 2007 and others). Subsequently, with a decrease in the roughness coefficient, the water level could drop to 42 m a.s.l.

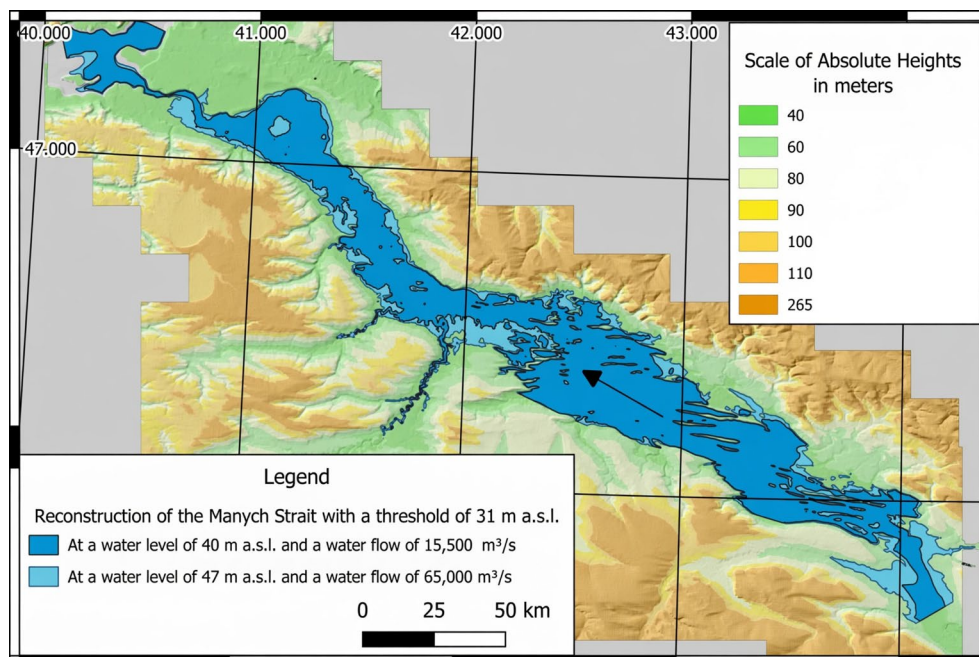


Fig.10. Reconstruction map of the Manych Strait with a spillway threshold of 31 m a.s.l. and a roughness coefficient of 0.08.

3.1.3. Hydraulic calculations of the Caspian water discharge at a spillway threshold of 45 m a.s.l.

In the area of the Kalas River delta, terraces of 40–45 m a.s.l. high are recorded, which suggests that the initial spillway threshold could have reached 45 m a.s.l. (Kvasov, 1975; Popov, 1983; Rychagov, 1997; Svitoch et al., 2010).

At the beginning of the strait's existence, the roughness coefficient was $n = 0.08$. At a discharge of 18,000 m³/s, the water level reached 47.2 m a.s.l., taking into account effective evaporation of 46.65 m a.s.l. (Table 4). The corresponding discharge was 12,400 m³/s. This value is close to the maximum level of the Khvalynian transgression (Fig. 11).

3.1.4. Hydraulic calculations of the Caspian water discharge with sediment filling

The scenario with a 46 m a.s.l. threshold assumes partial filling of the Manych valley with sediments, which changes the morphometric parameters of the channel. The roughness coefficient was $n = 0.08$ (Fig. 12).

At a discharge of 18,000 m³/s, the water level in Zunda-Tolga was 49.7 m a.s.l., taking into account effective evaporation of 49.15 m a.s.l. The corresponding discharge was 12,600 m³/s. This value is close to the maximum level of the Khvalynian transgression (Table 5).

Reconstructions with spillway thresholds of 31, 45, and 46 m a.s.l. are hypothetical. The existence of these Manych Strait spillway thresholds is not confirmed by geological evidence. However, a higher spillway threshold of 31–45 m a.s.l. allows justifying the Khvalynian basin level in the range of 40–48 m a.s.l. from the point of view of the Caspian water balance (Fig. 13).

Table 4. Results of hydraulic modelling of the Caspian water discharge through the Manych valley at a spillway threshold of 45 m a.s.l. in the area of Popov's profile No. 16 (1983), Zunda-Tolga village.

Roughness coefficient 0.035

Water level, m a.s.l.	Discharge, m ³ /s	Wetted cross-sectional area, m ²	Flow velocity, m/s
45.61	6,000	6,642	0.90
46.19	18,000	14,662	1.23
47.66	50,000	38,471	1.30
48.37	65,000	50,467	1.29

Roughness coefficient 0.08

Water level, m a.s.l.	Discharge, m ³ /s	Wetted cross-sectional area, m ²	Flow velocity, m/s
45.69	3,000	7,551	0.40
46.65	12,400	21,955	0.56
47.21	18,000	31,050	0.58
49.99	50,000	78,471	0.64
50.81	65,000	93,099	0.70

The reconstruction of the Manych Strait paleo-channel with a spillway threshold of 18–20 m a.s.l. is justified according to geological profiles by G.I. Popov (1983). If we look at the longitudinal profile of the Manych Strait with a spillway threshold of 18 m a.s.l., the following patterns are observed (Fig. 13). In the area of the Zunda-Tolga uplift, a channel gradient is observed. Flow velocity increases (Fig. 14), which is quite natural, since this is the narrowest section of the Manych valley, where deep erosion predominantly occurred. Then, in the area of Lake Manych-Gudilo, the

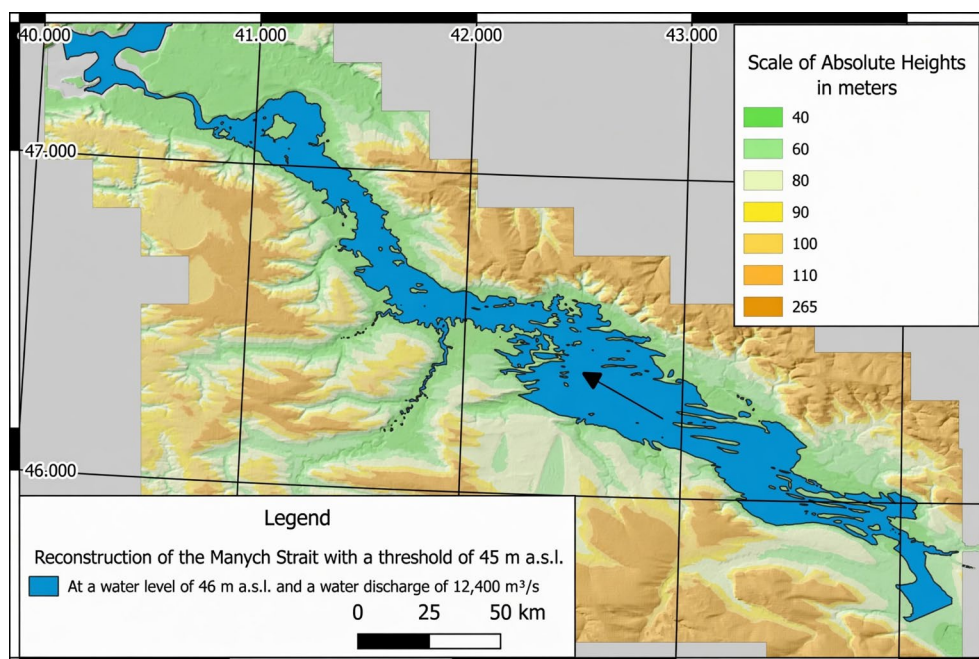


Fig.11. Reconstruction map of the Manych Strait with a spillway threshold of 45 m a.s.l. and a roughness coefficient of 0.08.

longitudinal profile of the strait levels out. Flow velocity becomes calmer (Fig. 14).

Here, Khvalynian sediments abutted against Gudilov deposits can be seen; consequently, sediment accumulation occurred. Erosion itself was not so intense. After the Salsk uplift, the channel of the strait drops again. The Western Manych depression is characterized by a large elevation difference and high flow velocities. The modelling data confirm the geological structure of the Western Manych depression. In deposits on the first and second floodplain terraces, redeposited fauna from underlying horizons is recorded, indicating active channel erosion.

However, despite intense erosion, the longitudinal profile of the Manych Strait is not sufficiently incised, which suggests the short duration of its existence.

4. Conclusion

Hydraulic modelling within the framework of the present study provided reconstruction of the most probable scenarios of the Caspian water discharge through the Manych valley during the Khvalynian transgression of the Caspian Sea. We identified the following main scenarios:

1. With a spillway threshold of 18 m a.s.l., to reach the maximum level of the Early Khvalynian transgression (40–48 m a.s.l.), a water discharge of the order of 130,000–350,000 m³/s would have been required. However, in the Late Pleistocene, the rivers of the Caspian basin never provided such a high discharge. Consequently, the rise of the Caspian Sea level to 40–48 m a.s.l. with a spillway threshold of 18 m a.s.l. should be considered unlikely.
2. Most likely, the initial spillway threshold was located at a higher elevation, formed by deltaic deposits of the Kalas River. Some researchers

Table 5. Results of hydraulic modelling of Caspian water discharge through the Manych valley at a spillway threshold of 46 m a.s.l. with sediment filling in the area of Popov’s profile No. 16 (1983), Zunda-Tolga village.

Roughness coefficient 0.035			
Water level, m a.s.l.	Discharge, m ³ /s	Wetted cross-sectional area, m ²	Flow velocity, m/s
47.93	10,000	36,491	0.27
48.53	18,000	48,283	0.37
Roughness coefficient 0.08			
Water level, m a.s.l.	Discharge, m ³ /s	Wetted cross-sectional area, m ²	Flow velocity, m/s
49.15	12,600	61,179	0.21
49.73	18,000	73,802	0.24

(Sidorchuk et al., 2011; Popov, 1983; Kvasov, 1975) estimate the height of the spillway threshold at ~45 m a.s.l., which is consistent with the elevation position of terraces in the Kalas delta area. The results of hydraulic modelling show that river inflow during the Late Glacial was sufficient to maintain the Caspian level above 46 m a.s.l. At the same time, terraces above 40 m a.s.l. lack molluscan fauna and have not yielded radiocarbon dates; therefore, the maximum level of the Khvalynian transgression (48 m a.s.l.) remains controversial.

3. The most probable scenario is when the spillway threshold was located at 31 m a.s.l. River inflow to the Khvalynian Caspian basin would have been quite sufficient to maintain the water level in the Caspian at 40 m a.s.l. This level corresponds to the Khvalynian terrace in the Yergeni and is confirmed by findings of molluscan fauna (Lavrentyev et al., 2024; Svitoch et al., 2017).

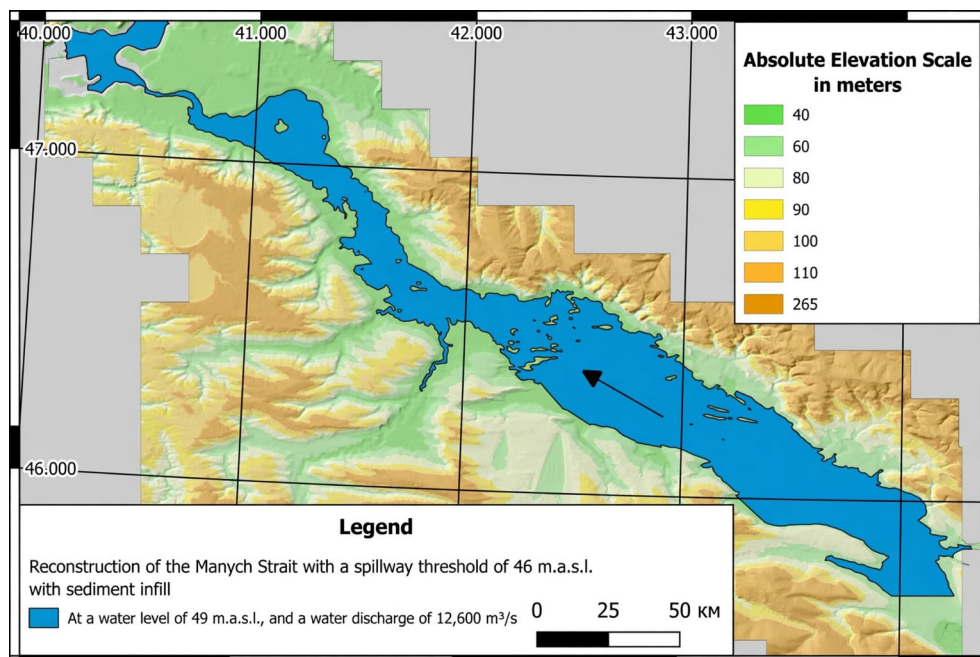


Fig.12. Reconstruction map of the Manych Strait with a spillway threshold of 46 m a.s.l., with sediment filling and a roughness coefficient of 0.08.

4. Deltaic deposits of the Kalaus River were apparently subjected to intense erosion by the waters of the Manych Strait, which caused a gradual lowering of the threshold height to 18 m a.s.l. (Sidorchuk and Panin, 2022). During the phase of active erosion, water discharge increased from 18,000 to 65,000 m³/s. In particular, at a discharge of 65,000 m³/s and a spillway threshold of 18 m a.s.l., the water level near Zunda-Tolga reached 35 m a.s.l., which corresponds to the elevation position of Khvalynian terraces of the Caspian (Rychagov, 1997).
5. Throughout most of the existence of the Manych Strait, the Caspian Sea level was maintained in the range of 22–35 m a.s.l., as evidenced by numerous findings of Khvalynian deposits with characteristic fauna and radiocarbon dates in this elevation interval (Arslanov et al., 2016).

Thus, the results of the conducted study indicate that the discharge of the Caspian waters through the Manych valley in the Late Pleistocene was stepwise in nature and was accompanied by a sequential lowering of the spillway threshold height. The most probable scenarios are those with spillway thresholds at 31–45 m a.s.l., corresponding to the levels of the Early Khvalynian transgressive maximum.

The results of hydraulic modeling using the HEC-RAS software package are generally in good agreement with water discharge estimates obtained from classical hydraulic calculations using the Chezy formula (Sidorchuk et al., 2011; Sidorchuk and Panin, 2022). Nevertheless, issues regarding the height of spillway thresholds, the dynamics of their erosion, and the duration of individual flow phases remain open and require further interdisciplinary study.

Acknowledgements

The author expresses gratitude to Corresponding Member of the Russian Academy of Sciences, Doctor of Geographical Sciences A. V. Panin for his valuable advisory support on matters concerning the water balance of the Caspian Sea during the Late Glacial period. The author also extends special appreciation to the respected reviewers, whose constructive comments and suggestions have substantially improved the article.

Conflict of interest

The author declares no conflict of interest.

References

- Arslanov K.A. et al. 2016. On the age of the Khvalynian deposits of the Caspian Sea coasts according to ¹⁴C and ²³⁰Th/²³⁴U methods. *Quaternary International* 409: 81–87. DOI: [10.1016/j.quaint.2015.05.067](https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.05.067)
- Baryshnikov N.B. 2003. Hydraulic resistances of river channels. St. Petersburg: Russian State Hydrometeorological University. (in Russian).
- Bogachev V.V. 1903. Steppes of the Manych River basin. *Izvestiya Geologicheskogo komiteta [Proceedings of the Geological Committee]* 22(2): 73–162. (in Russian)

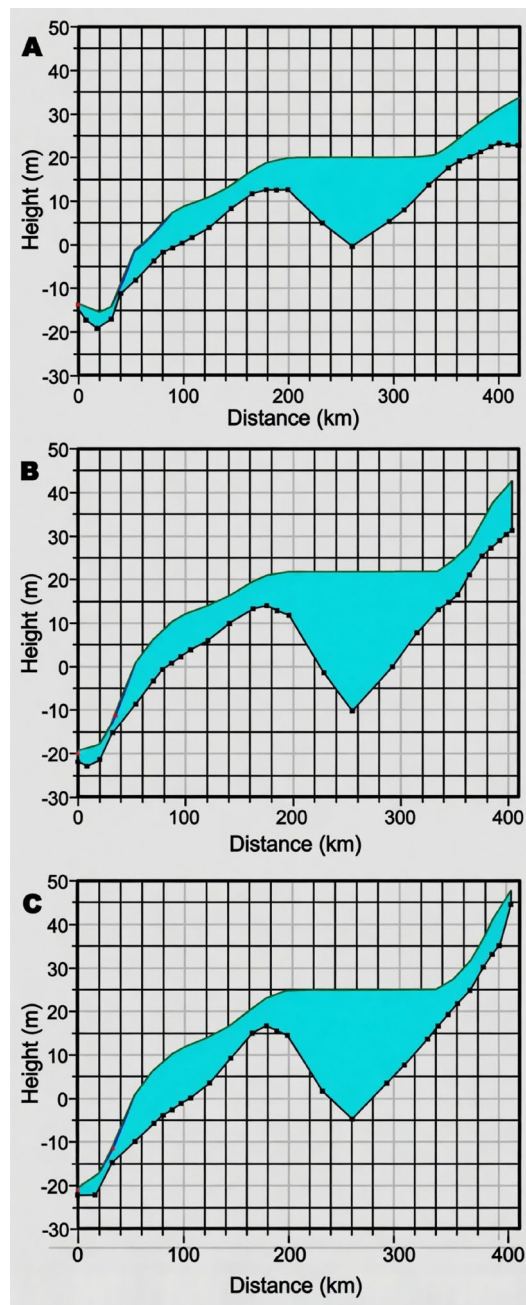


Fig. 13. Longitudinal profile of the Manych Strait with a water discharge of 18,000 m³/s: A—at a spillway threshold of 18 m a.s.l.; B—at a spillway threshold of 31 m a.s.l.; C—at a spillway threshold of 45 m a.s.l.

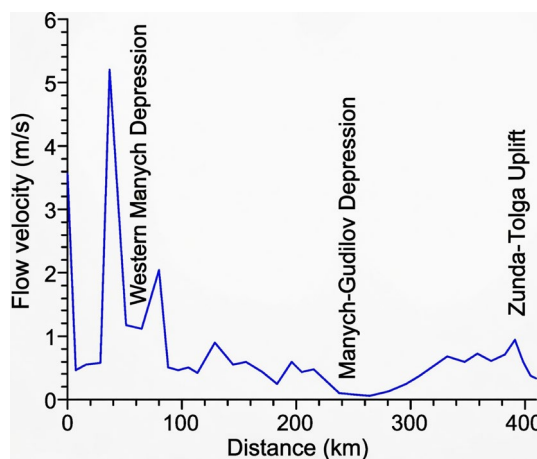


Fig. 14. Longitudinal profile of the Manych Strait with flow velocities in m/s at a water discharge of 18,000 m³/s and a spillway threshold of 18 m a.s.l.

- Chepalyga A.L. 2005. The era of extreme flooding as a prototype of the "Great Flood". In: Quarter-2005. Syktyvkar, pp. 447–450. (in Russian)
- Chepalyga A.L., Pirogov A.N. 2005. Events of the era of extreme floods in the Manych valley. In: Quarter-2005. Syktyvkar, pp. 445–447. (in Russian)
- Chepalyga A.L., Lavrentyev N.V., Pirogov A.N. 2007. Chronology and morphology of the Khvalynian basin of the Caspian and the Manych valley. In: Fundamental problems of the Quaternary. Moscow: GEOS, pp. 444–447. (in Russian)
- Chepalyga A.L., Arslanov Kh., Svetlitskaya T. 2008. Chronology of the Khvalynian sea-level oscillations: new data and approach. In: IGCP 521: "Black Sea–Mediterranean Corridor during the last 30 ka: Sea level change and human adaptation", pp. 32–34.
- Danilevsky N.Ya. 1869. Extract from a letter about a trip to the Manych. Zapiski Russkogo geograficheskogo obshchestva [Proceedings of the Russian Geographical Society] 2: 139–180. (in Russian)
- English E. 2023. HEC-RAS: Its history, benefits, drawbacks, and alternatives. One Water Blog Autodesk. Available at: URL: <https://www.autodesk.com/blogs/water/2023/10/25/hec-ras-its-history-benefits-drawbacks-and-alternatives/>
- Fedorov P.V. 1957. Stratigraphy of the Quaternary deposits and history of development of the Caspian Sea. Trudy Geologicheskogo Instituta AN SSSR 10: 298. (in Russian)
- Gelfan A. et al. 2024. Hydroclimatic processes as the primary drivers of the Early Khvalynian transgression of the Caspian Sea: new developments. Hydrology and Earth System Sciences 28: 241–259. DOI: [10.5194/hess-28-241-2024](https://doi.org/10.5194/hess-28-241-2024)
- Georgiadi A.G. et al. 2017. Modern and scenario changes in the runoff of the Volga and Don. Vodnoe khozyaistvo Rossii [Water Management of Russia] 3: 6–23. DOI: [10.35567/1999-4508-2017-3-1](https://doi.org/10.35567/1999-4508-2017-3-1) (in Russian)
- Goretsky G.I. 1953. On the paleogeography of the Azov region and Western Manych region in the Uzunlar-Girkanian and Burtassian ages. Voprosy geografii [Questions of Geography] 33. (in Russian)
- HEC-RAS. Available at: URL: <https://github.com/HydrologicEngineeringCenter/hec-downloads>
- Inkscape. Available at: URL: <https://inkscape.org>
- Kvasov D.D. 1975. Late Quaternary history of large lakes and inland seas of Eastern Europe. Leningrad: Nauka. (in Russian)
- Lavrentyev N.V. et al. 2008. Experience in the application of GIS technologies for the reconstruction of the coastal lines of the Khvalynian basin (on the example of the Caspian lowland). Geomorfologiya [Geomorphology] 3: 66–73. DOI: [10.15356/0435-4281-2008-3-66-73](https://doi.org/10.15356/0435-4281-2008-3-66-73) (in Russian)
- Lavrentyev N.V., Chepalyga A.L. 2011. Salsky threshold of the runoff of the Khvalynian basin of the Caspian. In: Problems of paleogeography and stratigraphy of the Pleistocene. Vol. 3. Moscow: Faculty of Geography, Moscow State University, pp. 191–198. (in Russian)
- Lavrentyev N.V. et al. 2012. Paleoecologic situation of Late Paleolithic in Zapadny Manych River valley. European Researcher 9-1(28): 1385–1398.
- Lavrentyev N.V. 2013. Experience in using SRTM NASA data in the reconstruction of morphometric parameters of the Khvalynian basin of the Caspian. Zemlya iz kosmosa — naibolee effektivnye resheniya [Earth from Space — the Most Effective Solutions] 16: 97–105. (in Russian)
- Lavrentyev N.V. 2022. Paleohydrological events and ancient man in the valley of the western Manych river (the Ponto-Caspian region, Russia). Limnology and Freshwater Biology 4: 1459–1461. DOI: [10.31951/2658-3518-2022-a-4-1459](https://doi.org/10.31951/2658-3518-2022-a-4-1459)
- Lavrentyev N.V., Chepalyga A.L., Pirogov A.N. 2024. Khvalynian deposits in the valley of the Yashkul River. In: Lithology: problems of integration of fundamental and applied science. Yekaterinburg: Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS. (in Russian)
- Lavrentyev N.V., Chepalyga A.L. 2024. Surozh deposits in the area of the Late Paleolithic site Yulovskaya (valley of the Western Manych River). In: Lithology: problems of integration of fundamental and applied science. Yekaterinburg: Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, pp. 60–62. (in Russian)
- Lavrentyev N.V. 2025. Paleogeographic studies of the Yulovskaya site — the only monument of the Late Paleolithic in the Manych valley. In: Actual problems of paleogeography of the Pleistocene and Holocene (Markov Readings 2025). Moscow: Faculty of Geography, Moscow State University, pp. 100–103. (in Russian)
- LibreOffice Calc. Available at: URL: <https://www.libreoffice.org>
- Lisitsyn K.I. 1932. On the structure of the Manych River valley. In: Proceedings of the 2nd International Conference on the Study of the Quaternary Period of Europe. Moscow–Leningrad, pp. 130–136. (in Russian)
- Makshaev R.R. et al. 2025. Influence of the Early Khvalynian transgression of the Caspian on the structure of the Volga valley and its tributaries. Geomorfologiya i paleogeografiya [Geomorphology and Paleogeography] 1(56): 116–129. DOI: [10.31857/S2949178925010069](https://doi.org/10.31857/S2949178925010069) (in Russian)
- Muravyev L.A. 2007. SRTM elevation data versus topographic survey. In: Eighth Ural Youth Scientific School on Geophysics. Perm, pp. 174–177. (in Russian)
- Nikiforov D.A. 2016. Modeling of the level regime of the Yenisei River reservoirs. Cand. Sci. Dissertation. Moscow: Institute of Water Problems RAS. (in Russian)
- OxCal 4.4. Available at: URL: <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal.html>
- Popov G.I. 1983. Pleistocene of the Black Sea-Caspian straits. Moscow: Nauka. (in Russian)
- QGIS. Available at: URL: <https://qgis.org>
- Rychagov G.I. 1997. Pleistocene history of the Caspian Sea. Moscow: Moscow State University Press. (in Russian)
- SAGA GIS. 2026. Available at: URL: <https://sourceforge.net/projects/saga-gis>
- Semikolennykh D., Panin A., Zazovskaya E. 2025. Radiocarbon dating of the end of the latest Caspian Sea overflow through the Manych Depression (Southeastern European Plain). Radiocarbon 67(2): 1–16. DOI: [10.1017/RDC.2024.135](https://doi.org/10.1017/RDC.2024.135)
- Semikolennykh D.V., Kurbanov R.N., Yanina T.A. 2022. Age of the Khvalynian strait in the Late Pleistocene history of the Manych depression. Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5: Geografiya [Moscow University Bulletin. Series 5: Geography] 5: 103–112. (in Russian)
- Sidorchuk A., Panin A., Borisova O. 2011. Surface runoff to the Black Sea from the East European Plain during the Last Glacial Maximum – Late Glacial time. In: Geology and Geoarchaeology of the Black Sea Region. Geological Society of America Special Paper 473: 1–25. DOI: [10.1130/2011.2473\(01\)](https://doi.org/10.1130/2011.2473(01))
- Sidorchuk A.Yu., Panin A.V. 2022. Water runoff through the Manych at the maximum of the Khvalynian transgression. Video seminar. Available at: URL: <https://youtu.be/1p6GQs-J1bHg> (in Russian)
- Sidorchuk A.Yu., Ukraintsev V.Yu., Panin A.V. 2021. Estimation of the annual runoff of the Volga in the Late Glacial based on data on the sizes of paleochannels. Vodnye resursy [Water Resources] 48(6): 643–655. DOI: [10.31857/S0321059621060171](https://doi.org/10.31857/S0321059621060171) (in Russian)
- SRTM3. Available at: URL: <https://srtm.csi.cgiar.org>
- State Geological Map of the USSR. 1965. Kuma-Manych Series. Sheet L-38-XIII. Scale 1:200,000. Ed. G.I. Popov. Volga-Don Geological Administration. (in Russian)

Svitoch A.A., Yanina T.A. 2001. New data on the malacofauna of the marine Pleistocene of the Manych. *Doklady RAN* [Reports of the Russian Academy of Sciences] 380(4): 570–573. (in Russian)

Svitoch A.A. et al. 2010. Pleistocene of the Manych. Moscow: Faculty of Geography, Moscow State University. (in Russian)

Svitoch A.A. et al. 2017. Chocolate clays of the Northern Caspian region. Moscow: Faculty of Geography, Moscow State University. (in Russian)

Sycheva S.A., Sedov S.N., Khokhlova O.S. 2015. Bryansk paleosol on the Central Russian Upland: ^{14}C age, duration and history of development. *Byulleten' Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda* [Bulletin of the Commission for the Study of the Quaternary Period] 74. (in Russian)

Varushenko S.I., Varushenko A.N., Klige R.K. 1987. Changes in the regime of the Caspian Sea and endorheic water bodies in paleotime. Moscow: Nauka. (in Russian)

Yanina T.A. 2012. Neopleistocene of the Ponto-Caspian: biostratigraphy, paleogeography, correlation. Moscow: Faculty of Geography, Moscow State University. (in Russian)

Yanina T.A. et al. 2025. Surozh stage in the Late Pleistocene history of the Black Sea. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5: Geografiya* [Moscow University Bulletin. Series 5: Geography] 80(5): 45–55. DOI: [10.55959/MSU0579-9414.5.80.5.4](https://doi.org/10.55959/MSU0579-9414.5.80.5.4) (in Russian)

Палеогидрология Манычского пролива хвалынского бассейна Каспия в позднем плейстоцене

Оригинальная статья

LIMNOLOGY
FRESHWATER
BIOLOGY

Лаврентьев Н.В.

Независимый исследователь

АННОТАЦИЯ. В статье рассматриваются дискуссионные вопросы палеогидрологии Манычского пролива — ключевого звена в системе водообмена между хвалынским бассейном Каспия и новоэвксинским бассейном Чёрного моря в позднем плейстоцене. Основное внимание уделено двум параметрам: максимальному уровню хвалынской трансгрессии и высоте порога стока через Манычскую впадину. На основе геолого-геоморфологического анализа, цифрового моделирования рельефа и гидравлического моделирования в системе HEC-RAS автором реконструированы сценарии сброса каспийских вод через Манычскую долину. Результаты моделирования позволили установить, что наиболее вероятный максимальный уровень Каспия во время раннехвалынской трансгрессии составлял около 40 м н.у.м. при пороге стока в 31 м н.у.м. Также рассчитаны гипотетические пределы пропускной способности русла Манычского пролива Хвалынского бассейна Каспия. Результаты могут быть использованы в дальнейших исследованиях.

Ключевые слова: Каспийское море, поздний плейстоцен, хвалынская трансгрессия, Манычская долина, палеогидрология, гидравлическое моделирование, порог стока, цифровая модель рельефа, уровень моря, реконструкция палеосреды

Для цитирования: Лаврентьев Н.В. Палеогидрология Манычского пролива хвалынского бассейна Каспия в позднем плейстоцене // Limnology and Freshwater Biology. 2026. - № 3. - С. 180-207. DOI: [10.31951/2658-3518-2026-A-3-180](https://doi.org/10.31951/2658-3518-2026-A-3-180)

1. Введение

Манычская впадина представляет собой тектоническое желобовидное понижение, отделяющее Предкавказье от степной части юга Восточно-Европейской равнины и соединяющее Кубано-Приазовскую и Прикаспийскую низменности. По днищу впадины протекает река Маныч.

Возможность водообмена между Черноморским и Каспийским бассейнами через Манычскую долину была впервые обоснована Н. Я. Данилевским в 1869 г. (Данилевский, 1869). Исследования четвертичной геологии региона ведутся более 150 лет, в ходе которых были детально изучены отложения (включая малакофауну) и реконструирована хронология эпизодов водообмена между Чёрным и Каспийским морями (Богачев, 1903; Лисицын, 1932; Горещкий, 1953; Попов, 1983; Чепалыга и Пирогов, 2005; Свиточ и др., 2010; Семиколенных и др., 2022).

Современные представления об истории формирования Манычской долины в плейстоцене в зна-

чительной степени опираются на фундаментальные исследования Г. И. Попова (1983), который на основе анализа многочисленных разрезов и данных бурения детально реконструировал геологическое строение и историю формирования Манычской долины.

Последний раз Манычская долина заполнялась морскими водами в конце позднего плейстоцена, во время хвалынской трансгрессии Каспия. Согласно последним данным абсолютного OSL-датирования, функционирование Манычского пролива происходило в интервале примерно 17,7–14,9 тыс. лет назад (Семиколенных и др., 2022), что соответствует эпохе деградации поздневалдайского (осташковского) оледенения (MIS 2).

Несмотря на длительную историю исследований палеогеографии Манычской долины, гидрологические параметры Манычского пролива в период хвалынской трансгрессии продолжают оставаться предметом активной научной дискуссии. К числу наиболее дискуссионных относятся два ключевых параметра:

*Автор для переписки. Адрес e-mail: lvnikita@gmail.com (Н.В. Лаврентьев)

Поступила: 16 мая 2026;

Принята после доработки: 25 мая 2026;

Опубликована online: 18 июня 2026

© Автор(ы) 2026. Эта работа распространяется под международной лицензией Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0.



1. Максимальный уровень хвалынской трансгрессии. Согласно преобладающей точке зрения, максимальный уровень хвалынской трансгрессии достигал 48 м н.у.м. (Федоров, 1957; Рычагов, 1997; Свиточ и др., 2010; Чепалыга, 2007 и др.). Террасы на этой отметке описаны на побережье Дагестана (Рычагов, 1997) и на Красноводском полуострове, который находится на восточном побережье Каспия (Федоров, 1957). Кроме того, террасы на высоте 48 м н.у.м. фиксируются по данным цифровой модели местности SRTM3 (Лаврентьев, 2013). Однако на этих террасах отсутствует малакофауна и радиоуглеродные датировки. Наиболее высокая терраса с хвалынской малакофауной зафиксирована в Ергенях на уровне 40 м н.у.м. (Лаврентьев и др., 2024; Свиточ и др., 2017). Аналогичные отметки (до 40 м н.у.м.) наблюдаются в районе Самарской Луки в долине р. Малый Караман (Макшаев и др., 2025). Таким образом, террасы хвалынской трансгрессии выше 40 м н.у.м. не подтверждены датировками и хвалынской малакофауной, что делает максимальный уровень трансгрессии предметом дискуссии.
2. Высота порога стока Маньчского пролива. Согласно геологическому профилю № 16 (Попов, 1983), порог стока в районе с. Зунда-Толга располагался на уровне около 18–20 м н.у.м. Ряд исследований показывает, что при такой высоте порога стока уровень Каспия не мог достигать 48 м н.у.м. (Квасов, 1975; Попов, 1983; Варущенко и др., 1987; Свиточ и др., 2010; Рычагов, 1997; Чепалыга и Пирогов, 2005). Гидравлические расчёты указывают на высокую пропускную способность русла при уровне 45 м н.у.м. — от 200 000 до 300 000 м³/с (Сидорчук и Панин, 2022), что сопоставимо со стоком р. Амазонка. Более консервативные оценки максимального стока через Маньчскую долину составляют ~50 000 м³/с (Чепалыга и Пирогов, 2005), на основе характера отложений у с. Зунда-Толга, или до 65 000 м³/с (Sidorchuk et al., 2011), исходя из площади живого сечения крупной меандры в районе хутора Сухой. Эти значения существенно превышают реконструированный речной сток в Каспий во время раннехвалынской трансгрессии — 520–570 км³/год (~16 500–18 000 м³/с) (Сидорчук и др., 2021), из которых до 80 % обеспечивалось стоком Волги (~423 км³/год). Альтернативные оценки речного стока дают 320–375 км³/год (Gelfan et al., 2024). Современный многолетний сток Волги составляет 228–274 км³/год (Георгиади и др., 2017). Указанное несоответствие делает невозможным высокий уровень хвалынского бассейна при пороге стока 18–20 м н.у.м. В связи с этим авторами исследований выдвигается гипотеза о существовании в начале хвалынской трансгрессии более высокого порога стока (Квасов, 1975; Попов, 1983; Чепалыга и Пирогов, 2005; Свиточ и др., 2010;

Sidorchuk et al., 2011), преимущественно сформированного отложениями дельты р. Калаус. Более высокий порог стока Маньчской долины позволяет объяснить наличие хвалынских террас выше 30 м н.у.м. Однако нет геологических доказательств существования более высокого порога стока. Следовательно, высота порога стока Маньчского пролива в начале хвалынской трансгрессии является предметом научной дискуссии.

Таким образом, вопрос о максимальном уровне хвалынской трансгрессии и высоте порога стока требует дополнительного анализа. Необходимо провести моделирование сценариев сброса каспийских вод через Маньчскую долину с использованием цифровой модели рельефа и гидравлических расчётов. Это позволит уточнить ключевые параметры палеогидрологии Маньчского пролива хвалынского бассейна Каспия.

2. Материалы и методы

2.1. Реконструкция рельефа русла Маньчского пролива

2.1.1. Подготовка высотных данных

Высотные данные были получены из цифровой модели местности (ЦММ) SRTM3. Однако SRTM3 содержит мелкие шумы и искажения, что потребовало предварительной обработки. Обработка данных производилась с использованием программного обеспечения SAGA GIS.

ЦММ SRTM3 была перепроецирована в универсальную поперечную проекцию Меркатора (UTM) с помощью модуля UTM Projection. Для получения сглаженного рельефа, необходимого для последующей реконструкции, применялся модуль Simple Filter. После фильтрации из сглаженного рельефа были векторизованы изолинии с шагом 1 м.

Возникает вопрос об оценке точности высотных данных SRTM. В статье Л. А. Муравьёва (2007) представлена сравнительная характеристика SRTM с более точными данными топографической съёмки местности масштаба 1:5000. По мнению Л. А. Муравьёва (2007), неточность отображения высотных данных SRTM по сравнению с топографической съёмкой масштаба 1:5000 является следствием «гуляющих» плановых координат (X, Y) с амплитудой 30 метров, особенно хорошо высотные искажения видны на крутых склонах речных долин и оврагов, где корректная плановая привязка высотных данных особенно актуальна.

Использование SRTM 3 для палеорекострукций начиная с масштабов 1:100 000 можно считать корректным (Лаврентьев и др., 2008), так как отклонение плановых координат в среднем на 30 м отображается в масштабе 1:100 000 как 0,03 мм.

Также необходимо учитывать особенности применения SRTM 3 на территории лесной зоны. Поскольку радарная съёмка может отображать высоту деревьев, а не реальной поверхности Земли. В нашем случае объект исследования — Маньчская долина, которая находится в степной зоне, и высотная коррекция ЦММ не требуется.

2.1.2. Создание цифровой модели палеорусла

Цифровая модель палеорусла представляет собой цифровую модель рельефа русла древнего водоёма. Для её создания необходимо было получить пространственные координаты (X, Y, Z) плейстоценовых отложений Манычского пролива. Для этого были использованы геологические профили, представленные в монографии Г. И. Попова (1983) и на листе геологической карты ГТК-200_1_L-38-XIII (Геологическая карта L-38-XIII, 1965).

Была выполнена привязка отсканированных карт с геологическими профилями к географическим координатам в программе QGIS 3.14. Учитывая мелкомасштабность исходных схем в монографии Попова (1983), для уточнения географической привязки были построены высотные профили по данным SRTM3.

Затем полученные профили были совмещены с геологическими поперечниками в графическом редакторе Inkscare (Рис. 1). Поскольку координаты высотных профилей были известны заранее, их совмещение с геологическими профилями позволило определить пространственные координаты плейстоценовых отложений.

Полученные высотные отметки плейстоценовых отложений были перенесены в табличный редактор LibreOffice Calc и использованы для создания набора XYZ-координат, на основе которых была построена цифровая модель палеорусла. Интерполяция высотных значений с шагом 1 м производилась вручную.

Полученные изолинии палеорусла были совмещены с изолиниями современной ЦММ SRTM3. Для построения цифровой модели рельефа палеорусла использовалась интерполяция Natural Neighbours в SAGA GIS. Если была необходимость изменить высоту порога стока, то высота русла и его уклон менялись методом ручной интерполяции. Исходя из выбранного сценария для моделирования, прорисовывались изолинии нужной высоты. Для имитации заполнения Манычской долины отложениями использовался модуль Fill Sinks (Wang & Liu), входящий в состав SAGA GIS.

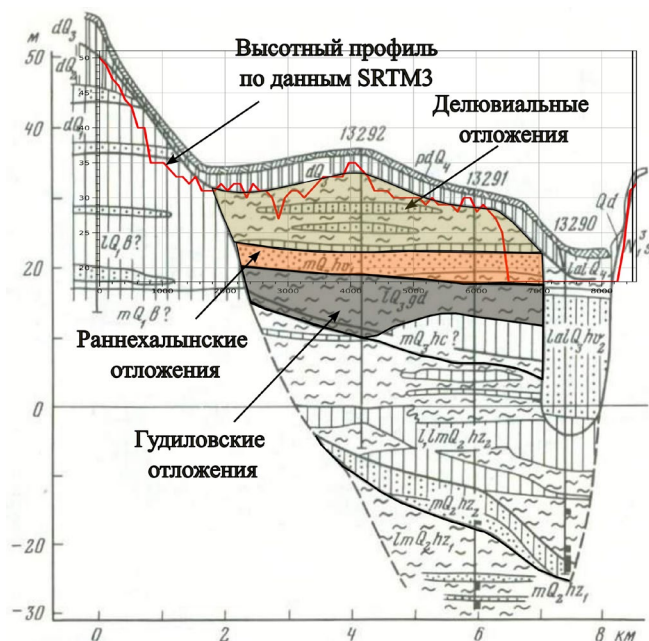


Рис.1. Геологический поперечник Попова (1983) № 16, совмещенный с высотным профилем, построенный по данным SRTM3.

2.2. Геолого-геоморфологическая характеристика Манычского пролива Хвалынского бассейна Каспия

Для проведения палеогидрологической реконструкции необходимо восстановить рельеф русла Манычского пролива, функционировавшего в период существования хвалынского бассейна Каспийского моря. Основой для такой реконструкции послужили: опубликованные геологические профили из монографии Г. И. Попова (1983), геологические карты, описание разрезов, а также собственные полевые наблюдения автора (Рис. 2).

На основе указанных источников проведём обзор геолого-геоморфологического строения палеорусла Манычского пролива. Основу рельефа данного русла составляют гудиловские озерные, сурожские и хвалынские морские отложения (Таблица 1).

Таблица 1. Стратиграфия и корреляция горизонтов и слоев Манычской долины в верхнем плейстоцене по Г.И. Попову (1983) с изменениями.

Основные подразделения	Западно-Манычская впадина	Сальское поднятие	Маныч-Гудиловская впадина	Восточно - Манычская впадина	Зунда-Толгинское поднятие
Голоцен	Субаэральные отложения				
Верхний плейстоцен	Субаэральные отложения				Верхнехвалынские отложения
	Сурожские отложения	Нижнехвалынские отложения			
	Гудиловские отложения				
	Гирканские отложения				Гирканские отложения
	Карангатские отложения				

Согласно Г. И. Попову (1983), в пределах Манычской впадины выделяются пять структурных элементов: Зунда-Толгинское поднятие, Восточно-Манычская впадина, Маныч-Гудиловская впадина, Сальское поднятие и Западно-Манычская впадина (Рис. 2).

Порог стока Манычского пролива находился в районе Зунда-Толгинского поднятия — наиболее узкого участка всей впадины. Основу реконструкции палеорельефа русла составили поперечные геологические профили (Попов, 1983), на которых хвалынские отложения располагаются на высотных отметках 18–20 м н.у.м. (Рис. 1). Эти отложения выходят на дневную поверхность и содержат характерную хвалынскую малакофауну. Возраст отложений, определённый по моллюскам, составляет 14,2–14,9 тыс. лет (Semikolennykh et al., 2025).

Ввиду отсутствия точных данных о высоте исходного порога стока особое значение приобретают террасы, прослеживающиеся вдоль долины (Рис. 3, Рис. 4). Так, в районе с. Зунда-Голга по данным SRTM3 на правом борту долины наблюдается терраса высотой около 44–45 м н.у.м. Подобные террасы (высотой 40–45 м н.у.м.) фиксируются ниже по течению от дельты р. Калаус (Рис. 3). Ширина поймы здесь достигает 2 км при уровне около 20 м н.у.м.

Далее воды направлялись в Восточно-Манычскую и Маныч-Гудиловскую впадины, где

распространены продольные валы и замкнутые понижения, впервые описанные Н. Я. Данилевским (1864). В обнажениях продольных валов фиксируется хвалынская малакофауна (Чепалыга, 2005; 2007; Свиточ и др., 2010). Хвалынские отложения скорее всего были прислонены к гудиловским отложениям, которые вероятно составляют основу продольных валов. Эти продольные валы образовались в результате эрозионных процессов во время сброса каспийских вод через Манычскую долину (Попов, 1983; Свиточ и др., 2010). Также существует точка зрения, что продольные валы начали образовываться во время регрессивной стадии Гудиловского озера (Свиточ и др., 2010 и др.).

Регрессивная стадия Гудиловского озера началась примерно 20–17 тыс. лет назад (Лаврентьев, 2025). Понижение уровня озера, вероятно, было связано с максимумом поздневалдайского (осташковского) оледенения, которое привело к значительному похолоданию и аридизации климата, что и послужило основной причиной регрессии Гудиловского озера.

Наиболее подробно строение продольных валов изучено на о. Левый. По данным OSL-датирования, возраст хвалынских отложений составляет 17–15 тыс. лет (Семиколенных и др., 2022). Высотная отметка границы между гудиловскими и хвалынскими отложениями составляет примерно 17,4 м н.у.м.

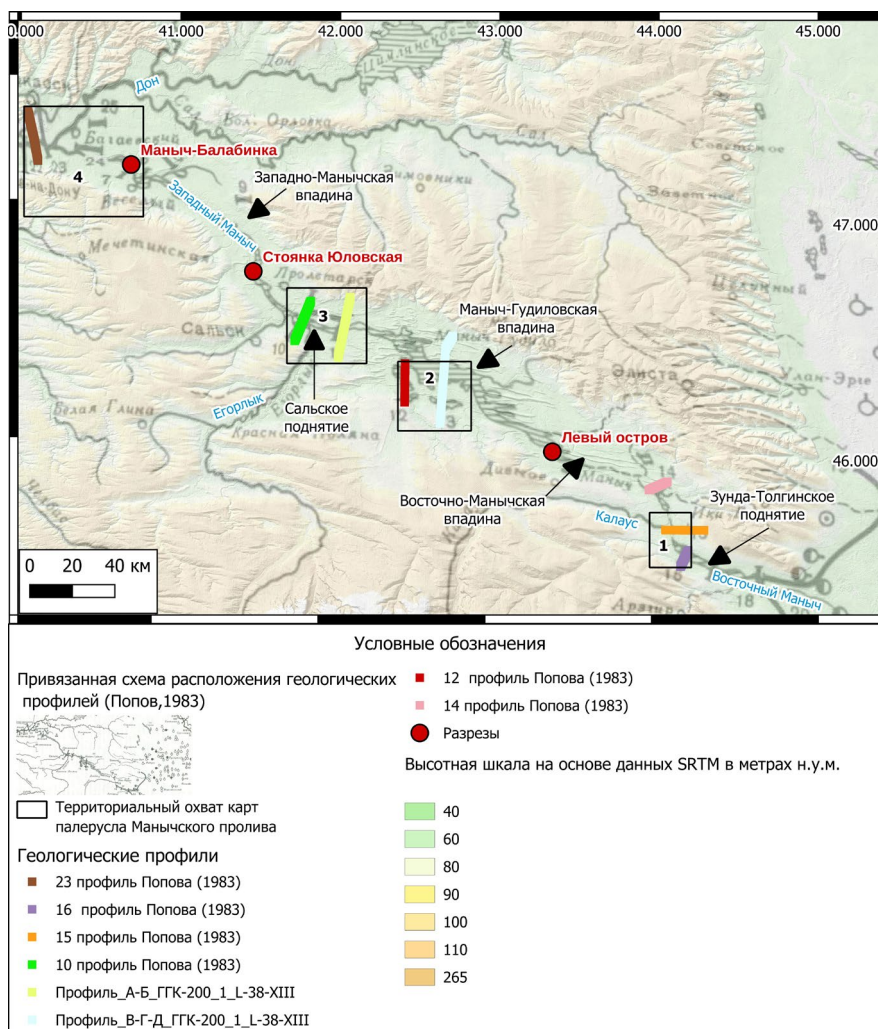


Рис.2. Карта расположения опорных геологических поперечников и разрезов.

Значительную часть Маныч-Гудиловской впадины начиная с позднего плейстоцена занимает оз. Маныч-Гудило. Судя по профилю В-Г-Д геологической карты ГГК-200_1 L-38-XIII (Геологическая карта L-38-XIII, 1965), глубина дна озера, перед сбросом каспийских вод, вероятно была на отметках 6 м н.у.м. (Рис. 5).

Долина р. Западный Маныч после расширения в районе оз. Маныч-Гудило (до 40 км) сужается до 15 км вблизи устьев р. Средний и Большой Егорлык. Здесь расположено Сальское поднятие (Рис. 6). В этом районе хвалынская фауна выявлена в основном по данным бурения на первой надпойменной террасе (высота ~20 м н.у.м.) выше устья р. Большой Егорлык (Попов, 1983). Вторая терраса представлена озёрными глинами, супесями и суглинками с малакофауной, характерной для проточных водоёмов (ассоциация *Dreissena polymorpha*, *Lithoglyphus*, *Valvata*) (Попов, 1983), на высоте около 25 м н.у.м. Предположительно в этом районе существовал второй порог стока Манычского пролива высотой 20 м н.у.м., образованный отложениями притоков Большого и Среднего Егорлыка (Квасов, 1975; Попов, 1983; Лаврентьев и Чепалыга, 2011).

Вероятно, после преодоления каспийскими водами первого порога стока в районе с. Зунда-Толга произошло заполнение котловины озера Маныч-Гудило, в результате чего на относительно короткое время в центральной части Манычской долины образовался залив раннехвалынского бассейна. При достижении уровня воды абсолютной отметки +20 м начался перелив каспийских вод через второй порог стока — Сальское поднятие. Об этом косвенно свидетельствуют изменения характера отложений в хвалынском разрезе на острове Левый (Семиколенных и др., 2022). Строение разреза отражает постепенную смену обстановок осадконакопления — от спокойных лиманных условий, связанных с ингрессией каспийских вод, к динамичным проточным условиям, обусловленным развитием и активизацией пролива.

Ниже по течению, начиная от р. Средний Егорлык, долина вновь расширяется до 20 км. Днище долины становится плоским.

Первая хвалынская терраса нижнего течения реки Западный Маныч была исследована многими авторами (Данилевский, 1869; Богачев, 1903; Лисицын, 1932 и др.). Это как правило разрезы с смешанной черноморско-каспийской и пресноводной фауной (*Cardium edule*, *Bittium reticulatum*, *Didacna trigonoides*, *Dreissena caspia*, *Dr. polymorpha*, *Viviparus viviparus*). Данные разрезы со смешанной фауной прослеживаются по всей Западно-Манычской впадине. В настоящее время исследование этих разрезов затруднено, так как они затоплены Веселовским водохранилищем. Исключение составляет разрез, расположенный перед плотиной Веселовского водохранилища в районе хутора Маныч-Балабинка. Он известен с 1932 года (Лисицын, 1932). Фауна смешанная, переотложенная включает каспийские и черно-

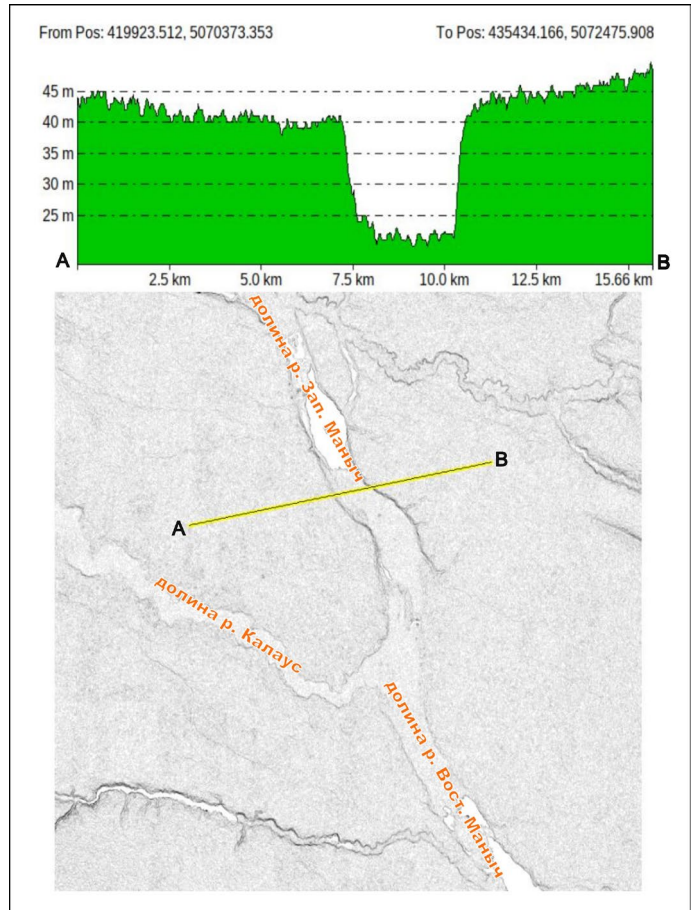


Рис.3. Профиль долины реки Западный Маныч, ниже по течению, от дельты р. Калаус, по данным SRTM3.

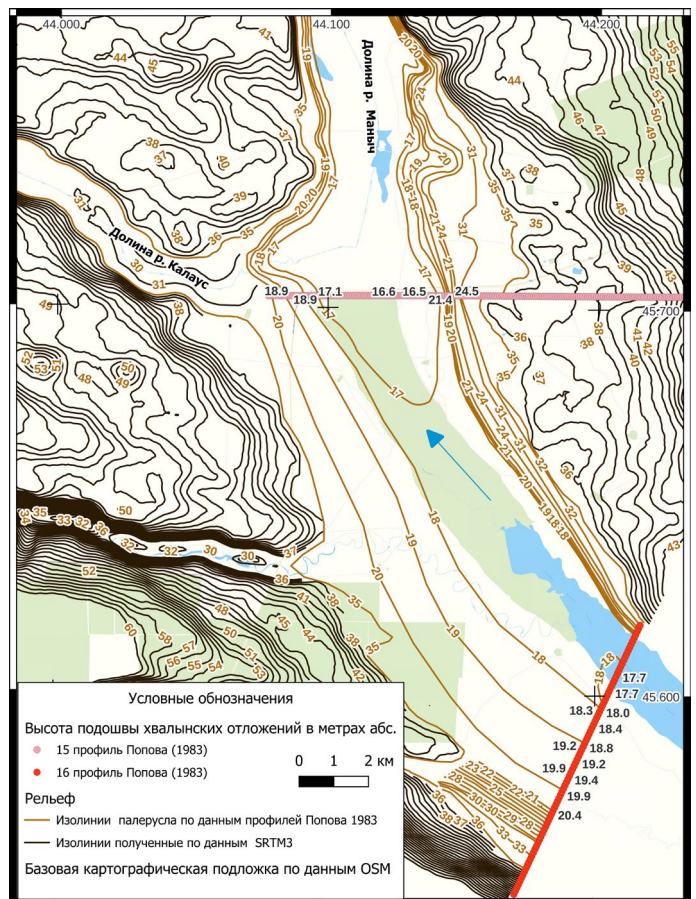


Рис.4. Карта №1 палеорельефа Манычского пролива в районе с. Зунда-Толга.

морские моллюски. Хвалынские моллюски представлены *Didacna protracta*, *Didacna ebersini*, по которым есть датировка, калиброванный при помощи OxCal 4.4, возраст 17,138 тыс. лет МГУ-1491 (Свиточ и Янина, 2001).

В основном береговые обрывы Веселовского водохранилища представлены гудиловскими отложениями с пресноводной малакофауной стоячих водоёмов (вторая надпойменная терраса). В качестве примера можно привести отложения, которые подстилают горизонты находок стоянки Юловская (Lavrentyev et al., 2012). Эта нижняя толща представлена крупнослойными озёрными суглинками с пресноводной фауной *Planorbis* sp., *Valvata* sp., видимая мощность — 3 м. По найденной в этих отложениях кости была получена датировка (Cheralyga et al., 2008). Калиброванная при помощи OxCal 4.4. дата — 25 546 лет назад (ЛУ-5852). По палинологическим данным этот горизонт относится к брянскому возрасту. По данным последних исследований (Сычева и др., 2015) возраст брянской палеопочвы оценивается в 33–26 тыс. лет (MIS 3). Затем происходит смена условий осадконакопления. Озёрные осадки сменяются субаквальные отложениями, в которых расположены культурные слои позднепалеолитической стоянки Юловская, возраст отложений около 17–20 тысяч лет назад. В итоге мы можем сделать вывод, что регрессивная стадия Гудиловского озера началась в период поздневалдайского (осташковского) оледенения (Lavrentyev, 2022).

Кроме гудиловских отложений на обрывистых берегах реки Западный Маныч можно встретить отложения, которые состоят из черноморско-средиземноморских видов *Cardium edule*, *Bittium reticulatum*, *Chlamys* sp., а также пресноводного моллюска *Viviparus viviparus*. Подобное соотношение фауны дало основание Г. И. Попову (1983) выделить отдельный сурожский горизонт в долине реки Западный Маныч. По мнению Г. И. Попова (1983), сурожские отложения переходят в хвалынские отложения в районе г. Пролетарск. Однако жизнь пресноводной и средиземноморской малакофауны в одном водоёме несовместима. Скорее всего средиземноморская фауна была вымыта из карангатских отложений во время сброса хвалынских вод через Манычскую долину (Янина, 2012, Янина и др., 2025). Сурожские отложения встречаются также на стоянке Юловская, где эти отложения к приклонены к гудиловским отложениям (Лаврентьев, 2025). Следовательно, сурожские отложения являются более молодыми, чем гудиловские, что подтверждает гипотезу о том, что сурожские отложения образовались во время функционирования Манычского пролива

Вниз по течению у х. Сухой долина расширяется в виде меандры до 30 км, а затем заканчивается сужением до 5 км у с. Маныч-Балабинка, где расположен одноимённый разрез (Лисицын, 1932) на высоте 4 м н.у.м.

Далее воды Каспия поступали в переуглублённое русло реки ПалеоДон, которое, судя по 23

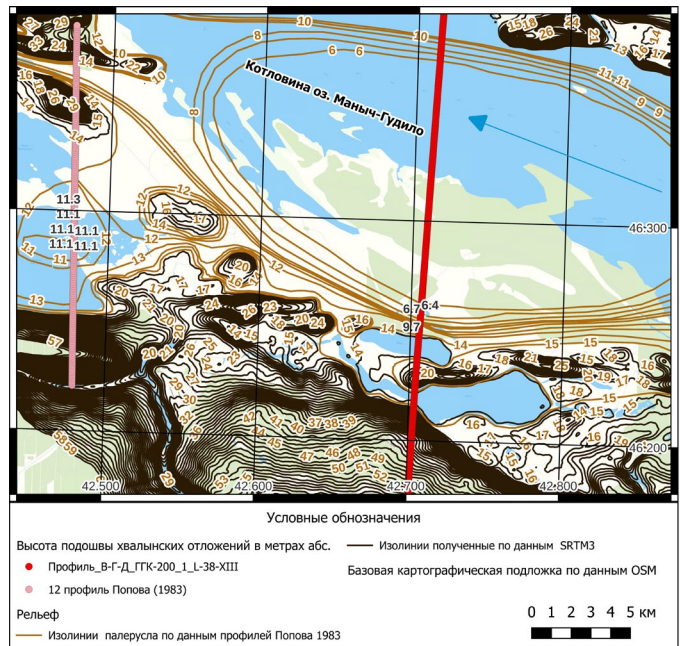


Рис.5. Карта №2 палеорельефа Манычского пролива в районе озера Маныч-Гудило.

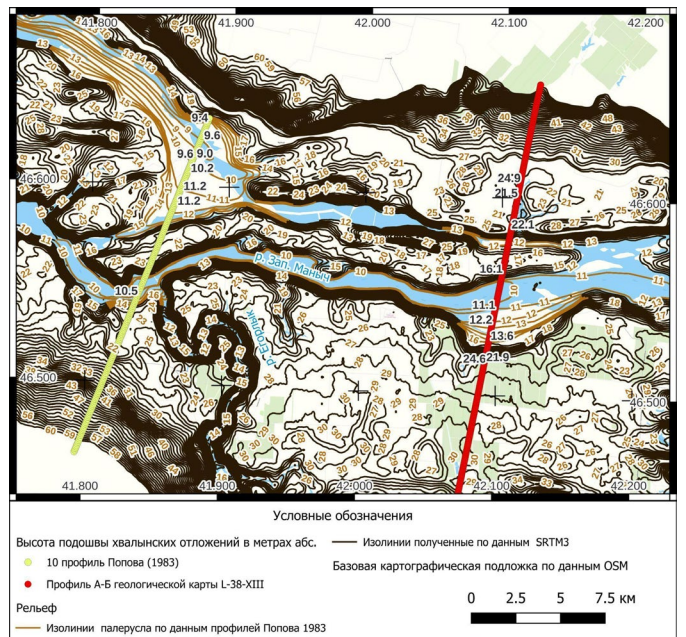


Рис.6. Карта №3 палеорельефа Манычского пролива в районе Сальского поднятия.

профилю Г. И. Попова (1983), достигает глубины – 20 м н.у.м. В настоящий момент переуглублённое русло реки ПалеоДон перекрыто голоценовым аллювием (Рис. 7).

Именно – 20 м н.у.м. являлся базисом эрозии Манычского пролива. Далее воды Хвалынского бассейна впадали в Новозёвксинский бассейн (– 50, – 100 м н.у.м.).

2.3. Гидравлическое моделирование

На основе построенной цифровой модели палеорельефа выполнено гидравлическое моделирование стока каспийских вод через Манычскую долину.

Расчёты проведены в программном комплексе HEC-RAS версии 6.6, предназначенном для одномерного стационарного моделирования течения в открытых руслах. HEC-RAS разработан Hydrologic Engineering Center (США) и получил широкое распространение в гидравлических и гидрологических исследованиях благодаря высокому качеству алгоритмов и бесплатному распространению (English, 2023).

В настоящее время HEC-RAS фактически стал де-факто мировым стандартом при решении задач управления рисками наводнений, проектирования гидротехнических сооружений и гидравлического моделирования водных объектов во многих странах.

В России программный комплекс HEC-RAS также успешно прошёл апробацию и активно применяется в научных и проектных работах. Ярким примером может служить кандидатская диссертация Д. А. Никифорова «Моделирование уровня режима водохранилищ реки Енисей» (2016), в которой HEC-RAS использовался для детального моделирования гидравлического режима водохранилищ реки Енисей.

Гидравлические расчёты базируются на системе уравнений Сен-Венана и формуле Шези, описывающих установившееся равномерное течение (Никифоров, 2016). Коэффициенты шероховатости русла (n по Маннингу) определены по таблицам М. Ф. Срибного (Барышников, 2003) с учётом палеоботанических данных.

Согласно палинологическим исследованиям разреза позднепалеолитической стоянки Юловская (долина реки Западного Маньчуга), в начале деградации поздневалдайского оледенения (~17 тыс. лет назад) в пойме Маньчугской долины вдоль водотоков произрастали ольшаники (Lavrentyev et al., 2012; Lavrentyev, 2022). Примерно в это же время начался перелив каспийских вод через Маньчугскую впадину (Семиколенных и др., 2022). Поэтому на начальном этапе трансгрессии в модели принято значение коэффициента шероховатости $n = 0,08$, характерное для заросшего русла.

По мере формирования постоянного стока и выработки русла коэффициент шероховатости снижался до значений, типичных для крупных равнинных рек ($n = 0,035$). Такое уменьшение коэффициента шероховатости n закономерно приводит к росту средней скорости потока и, как правило, к снижению глубины (уровня) воды при фиксированном расходе.

В расчётах также учтены следующие параметры:

- эффективное испарение в период раннехвалынской трансгрессии — 650 мм/год (Сидорчук и др., 2021);
- максимальный суммарный речной сток в хвалынский бассейн Каспия (с учётом ледникового стока) — 18 000 м³/с (Сидорчук и др., 2021).

При необходимости учёта эффективного испарения, сток в Маньчугскую долину корректировался путём уменьшения входного расхода воды

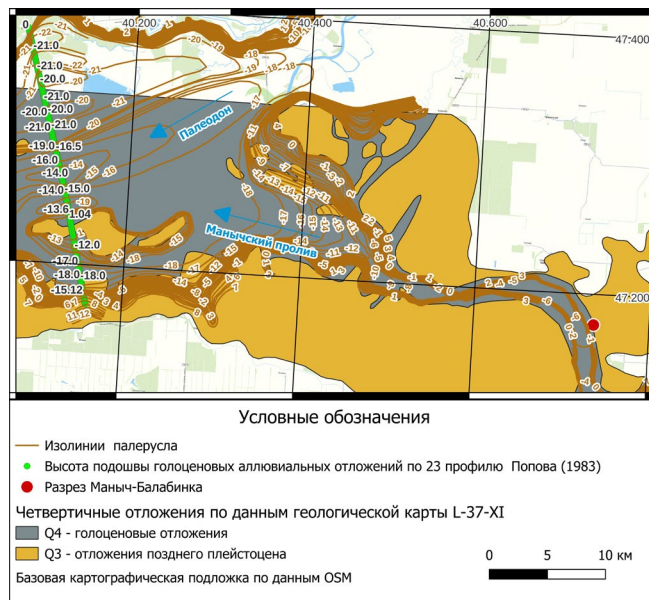


Рис.7. Карта №4 палеорельефа Маньчугского пролива в районе впадения р. Зап. Маньч в р. Дон.

на величину, эквивалентную испарению с зеркала водоёма (примерно на 650 мм). Данный подход носит эмпирический характер и является упрощением. Для получения более точных и обоснованных оценок требуются детальные исследования водного баланса хвалынского бассейна Каспия, что может стать предметом дальнейших исследований.

Таким образом, гидравлическое моделирование позволило оценить характеристики стока в различные периоды существования Маньчугского пролива.

3. Результаты и обсуждение

В ходе выполненных исследований были построены четыре цифровые модели палеорусла Маньчугской долины с высотой порога стока: 18, 31, 45 и 46 м н.у.м. Вариант с порогом 46 м н.у.м. включает заполнение отложениями Маньчугской долины, из которых возможно образовался грядовый рельеф (Рис. 8). Для цифровых моделей палеорусла 31 и 45 м н.у.м. построен второй Сальский порог стока высотой 18–19 м н.у.м.

3.1. Гидравлическое моделирование сброса каспийских вод через Маньчугскую долину

На основе цифровых моделей палеорусла было проведено гидравлическое моделирование сброса каспийских вод с расходом воды в следующих диапазонах:

- возможного стока рек в Каспий в позднеледниковье 10 000–18 000 м³/с (Сидорчук и др., 2021; Gelfan et al., 2024);
- максимального возможного стока каспийских вод через Маньчугскую долину 50 000–65 000 м³/с (Чепалыга, 2005; Sidorchuk et al., 2011).

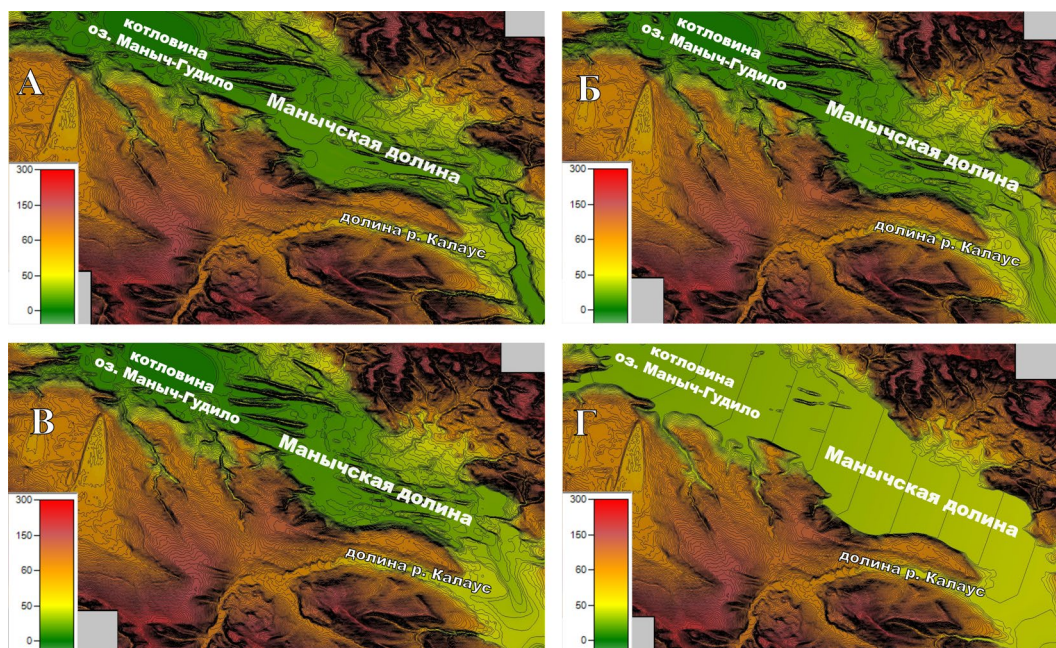


Рис.8. Палеорельеф русла Маньчской долины с порогами стока: А – 18 м.н.у.м.; Б – 31 м.н.у.м.; В – 45 м.н.у.м.; Г – 46 м.н.у.м с заполнением осадков Маньчской долины.

Кроме того, была исследована пропускная способность русла Маньчского пролива при пороге стока 18 м н.у.м. и уровне воды 48 м н.у.м.

Также исходя из уровня основных террас хвалынского бассейна Каспия 20–22, 28–30, 34–36, 46–48 м н.у.м. (Рычагов, 1997) были представлены расчёты стока Маньчского пролива, которые соответствуют высоте террас хвалынского бассейна Каспия.

3.1.1. Гидравлические расчёты сброса каспийских вод при пороге стока 18 м н.у.м.

Согласно геологическому профилю № 16 (Попов, 1983), высота порога стока в районе с. Зунда-Толга составляла 18 м н.у.м. (Рис. 9). Порог стока в 18–20 м н.у.м. образовался в конце существования Маньчского пролива. О чём свидетельствует глубокий эрозионный врез и датировки хвалынских отложений, которые относятся к концу существования пролива 14,2–14,9 тыс. лет (Semikolennykh et al., 2025). Следовательно, коэффициент шероховатости составлял примерно 0,035. Исходя из представленных данных были получены следующие результаты расчётов.

Когда хвалынский бассейн был на уровне 22 м н.у.м., что соответствует хвалынским террасам в 20–22 м н.у.м. (Рычагов, 1997), величина стока была ок. 1000 м³/с (Таблица 2). Это была завершающая стадия существования Маньчского пролива.

При уровне Хвалынского бассейна в 28,1 м н.у.м. сток в Маньчскую долину был около 15 000 м³/с. Эта величина стока соответствует максимальному стоку рек в Каспий 18 000 м³/с минус эффективное испарение в 650 мм (Сидорчук и др., 2021). Данный уровень соответствует хвалынским террасам в 28–30 м н.у.м. (Рычагов, 1997).

Для достижения уровня воды, соответствующего хвалынским террасам на отметках 34–36 м

н.у.м. (Рычагов, 1997), при пороге стока 18 м н.у.м. потребовался бы расход порядка 65 000 м³/с. Эта величина соответствует верхнему пределу максимального стока через Маньчский пролив, реконструированного на основании площади живого сечения крупной палеомендры в нижнем течении р. Западный Маньч (Sidorchuk et al., 2011).

Пропускная способность Маньчской долины при уровне воды 40–48 м н.у.м. находится в диапазоне 130 000–350 000 м³/с. Эта величина соизмерима с оценками А. Ю. Сидорчука, по его данным сток мог достигать 200 000–300 000 м³/с при уровне воды 45 м н.у.м. (Сидорчук и Панин, 2022). При таком большом стоке уровень Каспия не мог подняться до 40–48 м н.у.м.

Уровни воды 22 м, 28,1 м, 34–36 м и 40–48 м н.у.м., рассматриваемые в данном подразделе, не отражают последовательные стадии подъёма хвалынского бассейна при пороге стока 18 м н.у.м. Эти отметки использованы исключительно в качестве гипотетических сценариев для оценки пропускной способности Маньчского пролива при фиксированной высоте порога. Основная цель расчётов — продемонстрировать, что при геологически подтверждённой высоте порога стока (~18 м н.у.м., профиль № 16 по Г. И. Попову, 1983) и реалистичном суммарном речном стоке в хвалынский бассейн (10–18 тыс. м³/с) поддержание уровня Каспийского моря на традиционно принимаемых отметках максимума трансгрессии (40–48 м н.у.м.) требует расхода воды порядка 130–350 тыс. м³/с, что представляется нереалистичным сценарием. Таким образом, данные расчёты призваны выявить противоречие между низким порогом стока и представлениями о высоком максимуме раннехвалынской трансгрессии и обосновать необходимость анализа альтернативных сценариев с более высокой исходной высотой порога стока.

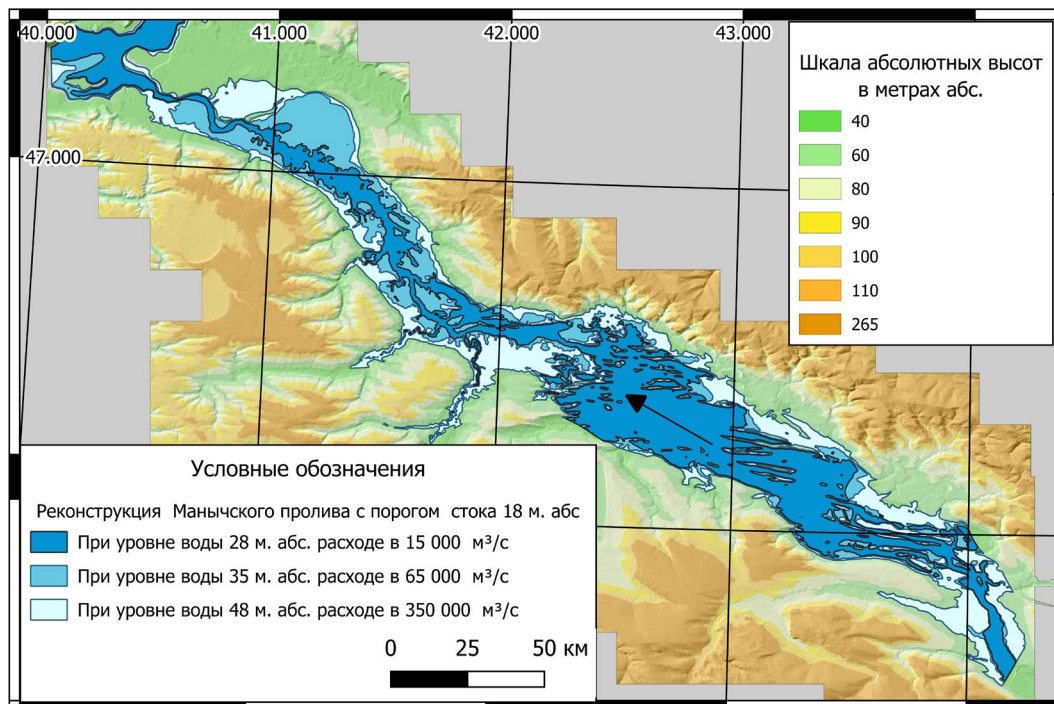


Рис.9. Карта реконструкции Маньчского пролива с порогом стока 18 м.н.у.м., и коэффициент шероховатости 0.35.

3.1.2. Гидравлические расчёты сброса каспийских вод при пороге стока 31 м.н.у.м.

Так как уровень хвалынского бассейна не мог подняться до уровня 40–48 м н.у.м. при пороге стока в 18 м н.у.м., необходимо поднять порог стока Маньчского пролива до уровня 31 м н.у.м. Именно с более высокого порога стока скорее всего начался сброс каспийских вод в Маньчскую долину, где вдоль водотоков произрастали ольшаники (Lavrentyev et al., 2012; Lavrentyev, 2022). Поэтому в гидрологической модели принято значение коэффициента шероховатости $n = 0,08$, характерное для заросшего русла.

При пороге 31 м н.у.м. и расходе 18 000 м³/с уровень воды достигал 40,55 м н.у.м., а с учётом эффективного испарения — примерно 40,0 м н.у.м. (Рис. 10). Соответствующий расход составлял 15 500 м³/с. Данный уровень также соответствует хвалынской террасе в Ергенях (Лаврентьев и Чепалыга, 2024). Затем уровень воды мог упасть до 37 м н.у.м. из-за изменения коэффициента шероховатости в проливе при том же расходе воды (Таблица 3).

При расходе 65 000 м³/с уровень воды достигал 47,3 м н.у.м. Это значение близко к максимальному уровню раннехвалынской трансгрессии — 48 м н.у.м. (Федоров, 1957; Рычагов, 1997; Свиточ и др., 2010; Чепалыга, 2007 и др.). В дальнейшем, при уменьшении коэффициента шероховатости, уровень воды мог снизиться до 42 м н.у.м.

3.1.3. Гидравлические расчёты сброса каспийских вод при пороге стока 45 м.н.у.м.

В районе дельты р. Калаус фиксируются террасы высотой 40–45 м н.у.м., что позволяет предположить, что изначальный порог стока мог достигать 45 м н.у.м. (Квасов, 1975; Попов, 1983; Рычагов, 1997; Свиточ и др., 2010).

В начале существования пролива коэффициент шероховатости был $n = 0,08$. При расходе 18 000 м³/с уровень воды достигал 47,2 м н.у.м., а с учётом эффективного испарения — 46,65 м н.у.м. (Таблица 4). Соответствующий расход составил 12 400 м³/с. Это значение близко к максимальному уровню хвалынской трансгрессии (Рис. 11).

3.1.4. Гидравлические расчёты сброса каспийских вод с заполнением осадками

Сценарий с порогом 46 м н.у.м. предполагает частичное заполнение Маньчской долины осадками, что изменяет морфометрические параметры русла. Коэффициент шероховатости был $n = 0,08$ (Рис. 12).

Таблица 2. Результаты гидравлического моделирования сброса каспийских вод через Маньчскую долину при пороге стока в 18 м.н.у.м. в районе 16 профиля Попова (1983), село Зунда-Толга.

Уровень воды м.н.у.м.	Коэффициент шероховатости 0.035		
	Расход воды м ³ /с	Площадь живого сечения кв.м.	Скорость течения м/с
22	1000	20599	0,05
28,1	15000	57858	0,26
28,72	18000	59358	0,27
33	50000	97349	0,51
35	65000	108550	0,6
40	130000	176500	0,91
48	350000	255861	1,36

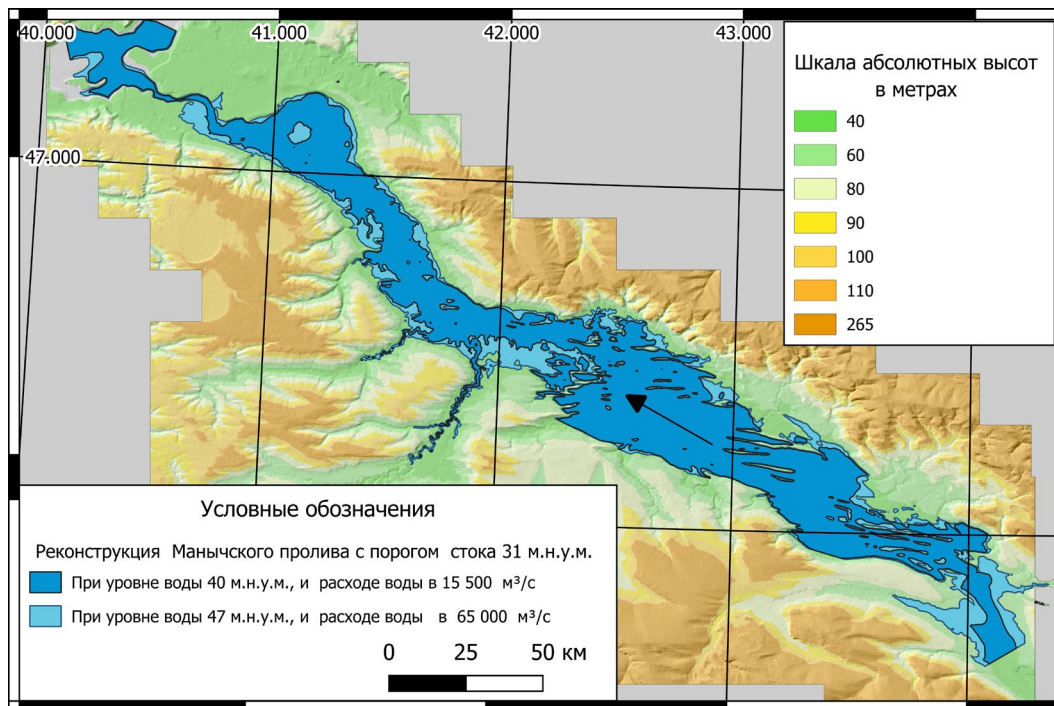


Рис.10. Карта реконструкция Маньчского пролива с порогом стока 31 м.н.у.м. и коэффициент шероховатости 0.08.

При расходе 18 000 м³/с уровень воды в Зунда-Толге составлял 49,7 м н.у.м., а с учётом эффективного испарения — 49,15 м н.у.м. Соответствующий расход составил 12 600 м³/с. Это значение близко к максимальному уровню хвалынской трансгрессии (Таблица 5).

Реконструкции с порогами стока -31, +45 и +46 м н. у. м. являются гипотетическими. Существование данных порогов стока Маньчского пролива не подтверждено геологическими доказательствами. Однако более высокий порог стока 31–45 м н. у. м. позволяет обосновать уровень хвалынского бассейна в диапазоне 40–48 м н. у. м. с точки зрения водного баланса Каспия (Рис. 13).

Реконструкция палеорула Маньчского пролива с порогом стока в 18–20 м н. у. м. обоснована, исходя из геологических профилей Г. И. Попова (1983). Если посмотреть продольный профиль Маньчского пролива с порогом стока 18 м н. у. м., то увидим следующие закономерности (Рис. 13). В районе Зунда-Толгинского поднятия наблюдается уклон русла. Растет скорость потока (Рис. 14). Что вполне закономерно, так как это самый узкий участок Маньчской долины, где в основном преобладала глубинная эрозия. Затем в районе озера Маньч-Гудило происходит выравнивание продольного профиля пролива. Течение становится более спокойным (Рис. 14).

Здесь можно увидеть прислоненные к гудилловским отложениям хвалынские осадки, следовательно, происходила аккумуляция осадков. Сама эрозия не была столь сильной. После Сальского поднятия снова происходит падение русла пролива. Западно-Маньчская впадина характеризуется большим перепадом высот и высокими скоростями течения. Данные моделирования подтверждают геологическое строение Западно-Маньчской впадины.

В отложениях на первой и второй надпойменных террасах фиксируется переотложенная фауна из нижележащих горизонтов, что говорит об активном размыве русла пролива.

Таблица 3. Результаты гидравлического моделирования сброса каспийских вод через Маньчскую долину при пороге стока в 31 м.н.у.м., в районе 16 профиля Попова (1983), село Зунда-Толга.

Уровень воды м.н.у.м	Коэффициент шероховатости 0.035		
	Расход воды м ³ /с	Площадь живого сечения кв.м.	Скорость течения м/с
35	6000	19518	0,31
37,2	14800	35630	0,42
37,82	18000	41068	0,44
41	50000	76828	0,65
42	65000	91164	0,71
48	160000	161572	0,99

Уровень воды м.н.у.м	Коэффициент шероховатости 0.08		
	Расход воды м ³ /с	Площадь живого сечения кв.м.	Скорость течения м/с
35	3000	21217	0,14
40	15500	62152	0,25
40,55	18000	67872	0,27
46	50000	133918	0,37
47	65000	154190	0,42

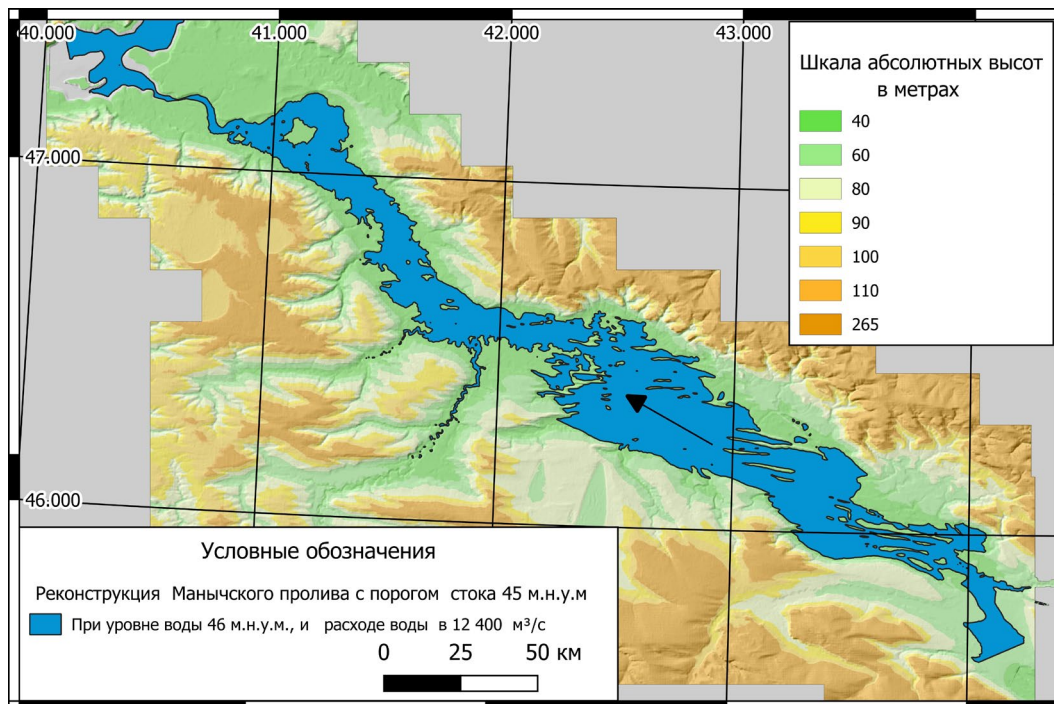


Рис.11. Карта реконструкции Маньчского пролива с порогом стока 45 м. абс и коэффициентом шероховатости 0.08.

Однако, несмотря на интенсивную эрозию, продольный профиль Маньчского пролива недостаточно выработан, что говорит о кратковременности его существования.

4. Заключение

Гидравлическое моделирование, выполненное в рамках настоящего исследования, позволило реконструировать наиболее вероятные сценарии сброса каспийских вод через Маньчскую долину в период хвалынской трансгрессии Каспийского моря. Выделены следующие основные сценарии:

1. При пороге стока 18 м н. у. м. для достижения максимального уровня раннехвалынской трансгрессии (40–48 м н. у. м.) потребовался бы расход воды порядка 130 000–350 000 м³/с. Однако в позднем плейстоцене реки каспийского бассейна никогда не обеспечивали столь высокого стока. Следовательно, подъём уровня Каспийского моря до отметок 40–48 м н. у. м. при пороге стока 18 м н. у. м. следует считать маловероятным.
2. Скорее всего, первоначальный порог стока располагался на более высокой отметке, сформированной за счет дельтовых отложений реки Калаус. Ряд исследователей (Sidorchuk et al., 2011; Попов, 1983; Квасов, 1975) оценивает высоту порога стока около 45 м н. у. м., что согласуется с высотным положением террас в районе дельты Калауса. Результаты гидравлического моделирования показывают, что стока рек в эпоху позднеледниковья было достаточно для поддержания уровня Каспия выше 46 м н. у. м. Вместе с тем на террасах выше 40 м н. у. м. отсутствует малакофауна и не получено ради-

оуглеродных датировок, в связи с чем вопрос о максимальном уровне хвалынской трансгрессии (48 м н. у. м.) остаётся дискуссионным.

3. Наиболее вероятным представляется сценарий, при котором порог стока располагался на

Таблица 4. Результаты гидравлического моделирования сброса каспийских вод через Маньчскую долину при пороге стока в 45 м.н.у.м., в районе 16 профиля Попова (1983), село Зунда-Толга.

Уровень воды м.н.у.м	Коэффициент шероховатости 0.035		
	Расход воды м ³ /с	Площадь живого сечения кв.м.	Скорость течения м/с
45,61	6000	6642	0,9
46,19	18000	14662	1,23
47,66	50000	38471	1,3
48,37	65000	50467	1,29

Уровень воды м.н.у.м.	Коэффициент шероховатости 0.08		
	Расход воды м ³ /с	Площадь живого сечения кв.м.	Скорость течения м/с
45,69	3000	7551	0,4
46,65	12400	21955	0,56
47,21	18000	31050	0,58
49,99	50000	78471	0,64
50,81	65000	93099	0,7

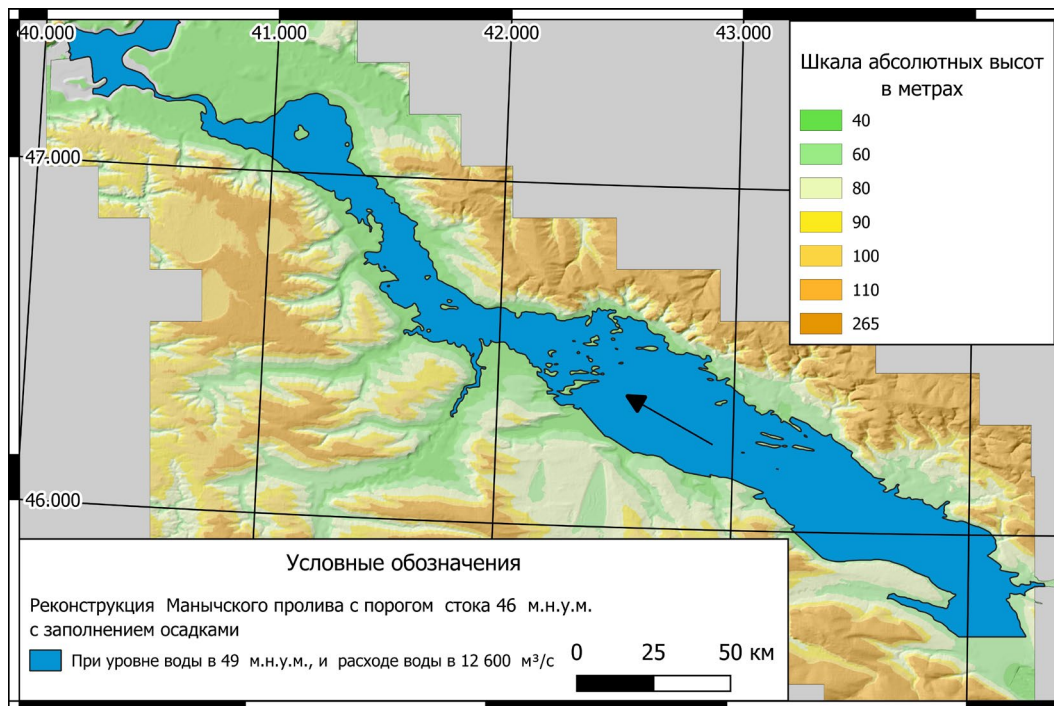


Рис.12. Карта реконструкции Манычского пролива с порогом стока 46 м.н.у.м., с заполнением осадками и коэффициентом шероховатости 0.08.

уровне 31 м н. у. м. Стока рек в хвалынский бассейн Каспия вполне хватило бы, чтобы поддерживать уровень воды в Каспии на уровне 40 м н. у. м. Этот уровень соответствует хвалынской террасе в Ергенях и подтвержден находками малакофауны (Лаврентьев и др., 2024; Свиточ и др., 2017).

4. Дельтовые отложения реки Калаус, по-видимому, подверглись интенсивному размыву водами Манычского пролива, что обусловило постепенное снижение высоты порога до 18 м н. у. м. (Сидорчук и Панин, 2022). В фазе активного размыва расход воды возрастал от 18 000 до 65 000 м³/с. В частности, при расходе 65 000 м³/с и пороге стока 18 м н. у. м., уровень воды в районе Зунда-Толги достигал 35 м н. у. м., что соответствует высотному положению хвалынских террас Каспия (Рычагов, 1997).
5. На протяжении большей части существования Манычского пролива, уровень Каспийского моря удерживался в диапазоне 22–35 м н. у. м., о чём свидетельствуют многочисленные находки хвалынских отложений с характерной фауной и радиоуглеродными датировками в данном интервале высот (Arslanov et al., 2016).

Таким образом, результаты проведённого исследования свидетельствуют о том, что сброс каспийских вод через Манычскую долину в позднем плейстоцене носил поэтапный характер и сопровождался последовательным понижением высоты порога стока. Наиболее вероятными являются сценарии с порогами стока на отметках 31–45 м н. у. м., соответствующие уровням раннехвалынского трансгрессивного максимума.

Результаты гидравлического моделирования, выполненного с использованием программного комплекса HEC-RAS, в целом хорошо согласуются с оценками расхода воды, полученными на основе классических гидравлических расчётов по формуле Шези (Sidorchuk et al., 2011; Сидорчук и Панин, 2022). Тем не менее вопросы высоты порогов стока, динамики их размыва и продолжительности отдельных фаз стока остаются открытыми и требуют дальнейшего междисциплинарного изучения.

Таблица 5. Результаты гидравлического моделирования сброса каспийских вод через Манычскую долину при пороге стока в 46 м.н. у. м., с заполнением осадков, в районе 16 профиля Попова (1983), село Зунда-Толга.

Уровень воды м.н.у.м.	Коэффициент шероховатости 0.035		
	Расход воды м ³ /с	Площадь живого сечения кв.м.	Скорость течения м/с
47,93	10000	36491	0,27
48,53	18000	48283	0,37

Уровень воды м.н.у.м.	Коэффициент шероховатости 0.08		
	Расход воды м ³ /с	Площадь живого сечения кв.м.	Скорость течения м/с
49,15	12600	61179	0,21
49,73	18000	73802	0,24

Благодарности

Автор выражает искреннюю благодарность члену-корреспонденту РАН, доктору географических наук А. В. Панину за ценные консультации и экспертную поддержку при обсуждении вопросов водного баланса Каспийского моря в позднеледниковье.

Особую признательность автор приносит уважаемым рецензентам, чьи конструктивные замечания и рекомендации существенно улучшили качество статьи.

Конфликт интересов

Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

Список литературы

Барышников Н.Б. 2003. Гидравлические сопротивления речных русел. СПб.: РГМУ.

Богачев В.В. 1903. Степи бассейна р. Маныча. Известия Геологического комитета 22(2): 73–162.

Варущенко С.И., Варушенко А.Н., Клиге Р.К. 1987. Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. М.: Наука.

Георгиади А.Г., Коронкевич Н.И., Милукова И.П. и др. 2017. Современные и сценарные изменения стока Волги и Дона. Водное хозяйство России 3: 6–23. DOI: [10.35567/1999-4508-2017-3-1](https://doi.org/10.35567/1999-4508-2017-3-1)

Горецкий Г.И. 1953. О палеогеографии Приазовья и Западного Приманьчья в узунларско-гирканский и буртасский века. Вопросы географии 33.

Государственная геологическая карта СССР. 1965. Серия Кума-Манычская. Лист L-38-XIII. Масштаб 1:200000. Ред. Г.И. Попов. Волго-Донское геологическое управление.

Данилевский Н.Я. 1869. Извлечение из письма о поездке на Маныч. Записки Русского географического общества 2: 139–180.

Квасов Д.Д. 1975. Позднечетвертичная история крупных озёр и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука.

Лаврентьев Н.В., Чепалыга А.Л., Пирогов А.Н. 2024. Хвалынские отложения в долине реки Яшкуль. В: Литология: проблемы интеграции фундаментальной и прикладной науки. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН.

Лаврентьев Н.В., Чепалыга А.Л. 2011. Сальский порог стока Хвалынского бассейна Каспия. В: Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Т. 3. М.: Географический факультет МГУ. С. 191–198.

Лаврентьев Н.В., Чепалыга А.Л. 2024. Сурожские отложения в районе позднеледниковой стоянки Юловская (долина р. Западный Маныч). В: Литология: проблемы интеграции фундаментальной и прикладной науки. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. С. 60–62.

Лаврентьев Н.В. 2013. Опыт применения данных SRTM NASA при реконструкции морфометрических параметров Хвалынского бассейна Каспия. Земля из космоса — наиболее эффективные решения 16: 97–105.

Лаврентьев Н.В. 2025. Палеогеографические исследования стоянки Юловская — единственного памятника позднего палеолита в Манычской долине. В: Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена и голоцена (Марковские чтения 2025). М.: Географический факультет МГУ. С. 100–103.

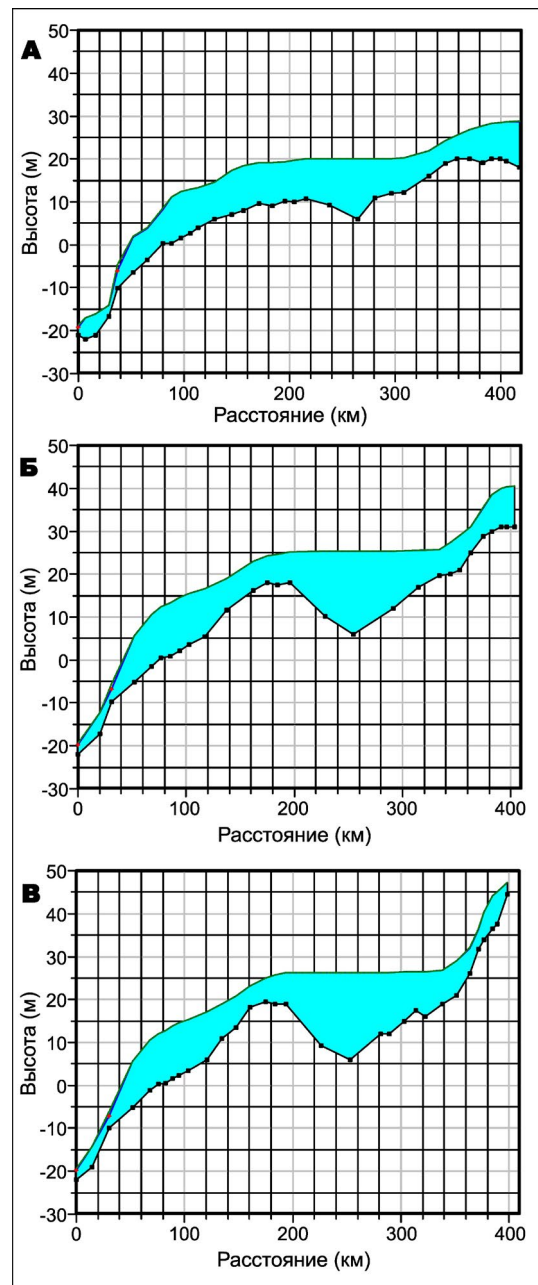


Рис. 13. Продольный профиль Манычского пролива с расходом воды 18 000 м³/с.: А — при пороге стока 18 м.н.у.м.; Б — при пороге стока в 31 м.н.у.м.; В — при пороге стока в 45 м.н.у.м.

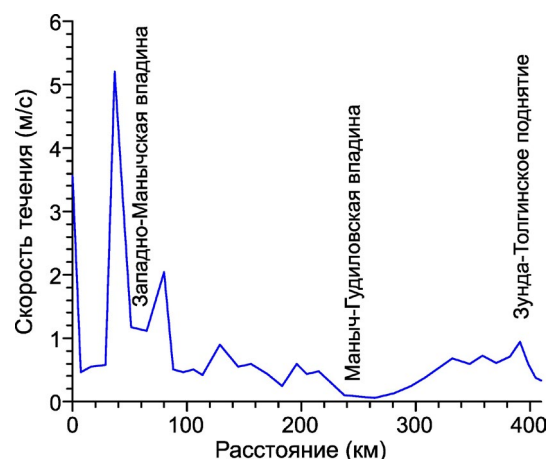


Рис. 14. Продольный профиль Манычского пролива с скоростями течения в м/с, при расходе воды в 18 000 м³/с и пороге стока 18 м.н.у.м.

- Лаврентьев Н.В. и др. 2008. Опыт применения ГИС-технологий для реконструкций береговых линий Хвалынского бассейна (на примере Прикаспийской низменности). *Геоморфология* 3: 66–73. DOI: [10.15356/0435-4281-2008-3-66-73](https://doi.org/10.15356/0435-4281-2008-3-66-73)
- Лисицын К.И. 1932. К строению долины р. Маныча. Труды 2-й Международной конференции по изучению четвертичного периода Европы. М.–Л. С. 130–136.
- Макшаев Р.Р. и др. 2025. Влияние раннехвалынской трансгрессии Каспия на строение долины Волги и её притоков. *Геоморфология и палеогеография* 1(56): 116–129. DOI: [10.31857/S2949178925010069](https://doi.org/10.31857/S2949178925010069)
- Муравьев Л.А. 2007. Высотные данные SRTM против топографической съемки. В: *Восьмая Уральская молодежная научная школа по геофизике*. Пермь, С. 174–177.
- Никифоров Д.А. 2016. Моделирование уровня режима водохранилищ реки Енисей. Диссертация канд. техн. наук. М.: Институт водных проблем РАН.
- Попов Г.И. 1983. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука.
- Рычагов Г.И. 1997. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ.
- Свиточ А.А., Янина Т.А. 2001. Новые данные по малакофауне морского плейстоцена Маныча. *Доклады РАН* 380(4): 570–573.
- Свиточ А.А. и др. 2010. Плейстоцен Маныча. М.: Географический факультет МГУ.
- Свиточ А.А. и др. 2017. Шоколадные глины Северного Прикаспия. М.: Географический факультет МГУ.
- Семиколенных Д.В., Курбанов Р.Н., Янина Т.А. 2022. Возраст хвалынского пролива в позднеплейстоценовой истории Манычской депрессии. *Вестник Московского университета. Серия 5: География* 5: 103–112.
- Сидорчук А.Ю., Панин А.В. 2022. Сток воды через Маныч на максимуме Хвалынской трансгрессии. Видеосеминар. Доступно по: URL: <https://youtu.be/1p6GQsJ1bHg>
- Сидорчук А.Ю., Украинцев В.Ю., Панин А.В. 2021. Оценка годового стока Волги в позднеледниковье по данным о размерах палеорусел. *Водные ресурсы* 48(6): 643–655. DOI: [10.31857/S0321059621060171](https://doi.org/10.31857/S0321059621060171)
- Сычева С.А., Седов С.Н., Хохлова О.С. 2015. Брянская палеопочва на Среднерусской возвышенности: 14C-возраст, длительность и история развития. *Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода* 74.
- Федоров П.В. 1957. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. *Труды ГИН АН СССР* Выпуск 10.
- Чепалыга А.Л., Лаврентьев Н.В., Пирогов А.Н. 2007. Хронология и морфология Хвалынского бассейна Каспия и Манычской долины. В: *Фундаментальные проблемы квартера*. М.: ГЕОС. С. 444–447.
- Чепалыга А.Л., Пирогов А.Н. 2005. События эпохи экстремальных затоплений в долине Маныча. В: *Квартер-2005. Сыктывкар*, С. 445–447.
- Чепалыга А.Л. 2005. Эпоха экстремального затопления как прототип «Всемирного потопа». В: *Квартер-2005. Сыктывкар*, С. 447–450.
- Янина Т.А., Сорокин В.М., Семиколенных Д.В. и др. 2025. Сурожский этап в позднеплейстоценовой истории Черного моря. *Вестник Московского университета. Серия 5: География* 80(5): 45–55. DOI: [10.55959/MSU0579-9414.5.80.5.4](https://doi.org/10.55959/MSU0579-9414.5.80.5.4)
- Янина Т.А. 2012. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Географический факультет МГУ.
- Arslanov K.A. et al. 2016. On the age of the Khvalynian deposits of the Caspian Sea coasts according to 14C and 230Th/234U methods. *Quaternary International* 409: 81–87. DOI: [10.1016/j.quaint.2015.10.103](https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.10.103)
- Chepalyga A.L., Arslanov Kh., Svetlitskaya T. 2008. Chronology of the Khvalynian sea-level oscillations: new data and approach. In: *IGCP 521: “Black Sea–Mediterranean Corridor during the last 30 ka: Sea level change and human adaptation”*, pp. 32–34.
- English E. 2023. HEC-RAS: Its history, benefits, drawbacks, and alternatives. *One Water Blog Autodesk*. Доступно по: URL: <https://www.autodesk.com/blogs/water/2023/10/25/hec-ras-its-history-benefits-drawbacks-and-alternatives/>
- Gelfan A. et al. 2024. Hydroclimatic processes as the primary drivers of the Early Khvalynian transgression of the Caspian Sea: new developments. *Hydrology and Earth System Sciences* 28: 241–259. DOI: [10.5194/hess-28-241-2024](https://doi.org/10.5194/hess-28-241-2024)
- HEC-RAS. Доступно по: URL: <https://github.com/HydrologicEngineeringCenter/hec-downloads>
- Inkscape. Доступно по: URL: <https://inkscape.org>
- Lavrentyev N.V. 2022. Paleohydrological events and ancient man in the valley of the western manych river (the pontocaspian region, russia). *Limnology and Freshwater Biology* 4: 1459–1461. DOI: [10.31951/2658-3518-2022-a-4-1459](https://doi.org/10.31951/2658-3518-2022-a-4-1459)
- Lavrentyev N.V. et al. 2012. Paleoeologic situation of Late Paleolithic in Zapadny Manych River valley. *European Researcher* 9-1(28): 1385–1398.
- LibreOffice Calc. Доступно по: URL: <https://www.libreoffice.org>
- OxCal 4.4. Доступно по: URL: <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal.html>
- QGIS. Доступно по: URL: <https://qgis.org>
- SAGA GIS. Доступно по: URL: <https://sourceforge.net/projects/saga-gis>
- Semikolennykh D., Panin A., Zazovskaya E. 2025. Radiocarbon dating of the end of the latest Caspian Sea overflow through the Manych Depression (Southeastern European Plain). *Radiocarbon* 67(2): 1–16. DOI: [10.1017/RDC.2024.135](https://doi.org/10.1017/RDC.2024.135)
- Sidorchuk A., Panin A., Borisova O. 2011. Surface runoff to the Black Sea from the East European Plain during the Last Glacial Maximum – Late Glacial time. In: *Geology and Geoarchaeology of the Black Sea Region. Geological Society of America Special Paper* 473: 1–25. DOI: [10.1130/2011.2473\(01\)](https://doi.org/10.1130/2011.2473(01))
- SRTM3. Доступно по: URL: <https://srtm.csi.cgiar.org>