

Geomorfologiczne zróżnicowanie Jordanii

Geomorphological diversity of Jordan

Tomasz TOBOŁA¹, Katarzyna CYRAN²

¹Akademia Górniczo-Hutnicza w Krakowie, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska,
Al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; e-mail: tobolatomasz@agh.edu.pl

²Akademia Górniczo-Hutnicza w Krakowie, Wydział Inżynierii Lądowej i Gospodarki Zasobami,
Al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; e-mail: keyran@agh.edu.pl

STRESZCZENIE

Budowa geologiczna obszaru Jordanii charakteryzuje się znaczną różnorodnością i obejmuje utwory geologiczne od prekambryjskich skał magmowych i metamorficznych po osadowe skały ery proterozoicznej, mezozoicznej i kenozoicznej. Najbardziej znaczącymi elementami budowy geologicznej obszaru Jordanii są Dolina Ryftowa Jordanu i Morze Martwe. Krajobraz Jordanii zdominowany jest przez pustynie, ale występują także obszary górskie, które wznoszą się powyżej 1000 metrów nad poziom morza. Pomimo obecności skał osadowych, szczególnie piaskowców z potencjalnymi właściwościami zbiornikowymi, Jordania posiada niewielkie zasoby wody pitnej i przemysłowej oraz ropy naftowej w porównaniu z sąsiednimi krajami, takimi jak Arabia Saudyjska i Syria. Morze Martwe stanowi atrakcję turystyczną rejonu Jordanii. Jego zasolenie jest prawie dziesięciokrotnie wyższe niż w normalnej wodzie morskiej. Bogata w pierwiastki woda i błoto z Morza Martwego przyciągają turystów. Ponadto woda z Morza Martwego jest intensywnie wykorzystywana przez Izrael i Jordanię do produkcji soli kamiennej i potasowo – magnezowej w panwiach.

Słowa kluczowe: Jordania, budowa geologiczna, Dolina Ryftowa Jordanu, Morze Martwe, zasoby naturalne.

ABSTRACT

The geological structure of Jordan is characterized by significant diversity that includes a range of formations from Precambrian igneous and metamorphic rocks to sedimentary rocks of the Proterozoic, Mesozoic, and Cenozoic eras. The most notable geological features of the Jordan area include the Jordan Rift Valley and the Dead Sea. Deserts dominate Jordan's landscape, but there are also mountainous regions that rise above 1,000 meters. Despite the presence of sedimentary rocks, particularly sandstones with potential reservoir properties, Jordan possesses limited potable and industrial water resources. There are no significant oil reserves compared to neighboring countries like Saudi Arabia and Syria. The Dead Sea is a tourist attraction in the Jordan region, with a salinity almost ten times higher than that of normal seawater. The mineral-rich water and mud from the Dead Sea attract tourists. Additionally, the water from the Dead Sea is heavily utilized by Israel and Jordan to produce rock salt and potassium-magnesium salts in evaporation ponds.

Keywords: Jordan, geological structure, Jordan Rift Valley, Dead Sea, natural resources.

1. WSTĘP

Jordania (pełna nazwa: Haszymidzkie Królestwo Jordanii) położona jest w zachodniej Azji i graniczy od północy z Syrią, od wschodu z Irakiem, od południowego wschodu z Arabią Saudyjską oraz od zachodu z Autonomią Palestyń-

1. INTRODUCTION

Jordan (officially known as the Hashemite Kingdom of Jordan) is located in Western Asia and borders Syria to the north, Iraq to the east, Saudi Arabia to the southeast, and the Palestinian Authority and Israel to the west. Additionally, it shares a 26 km stretch of coastline along the Red Sea (Aqa-

ską i Izraelem. Ponadto, poprzez 26 km odcinek wybrzeża Morza Czerwonego (zatoka Aqaba) graniczy z Egiptem. Stolicą kraju jest Amman. Jordania uzyskała niepodległość po podpisaniu Traktatu Londyńskiego zawartego między Wielką Brytanią, a Emiratem Transjordańskim w dniu 25 maja 1946. Pierwszym królem Jordanii został Emir Abdullah I bin Al-Hussein.

Jordania jest krajem półsuchym, zajmującym powierzchnię 89 342 km² i liczącym około 10 milionów mieszkańców, co czyni go jedenastym pod względem liczby ludności krajem arabskim. Większość populacji kraju stanowią muzułmanie sunniccy z przeważającą mniejszością chrześcijan arabskich. Już w 1948 roku Jordania przyjęła uchodźców z wielu sąsiadujących ze sobą krajów objętych konfliktem. Według spisu ludności z 2015 r. w Jordanii przebywa około 2,1 miliona uchodźców palestyńskich i 1,4 miliona syryjskich; przy czym większość uchodźców palestyńskich posiada obywatelstwo jordańskie. Królestwo jest także schronieniem dla tysięcy chrześcijańskich Irakijczyków uciekających przed prześladowaniami ze strony Państwa Islamskiego (Ghazal, 2016).

Obszar Jordanii w starożytności zamieszkiwały semickie plemiona Ammonitów, Moabitów i Edomitów. W VI w p.n.e. na obszarze tym osiedliło się arabskie plemię Nabadejczyków. Trudnili się pasterstwem, rolnictwem i handlem, a z czasem utworzyli silne państwo z stolicą w Petrze. W kolejnych wiekach ulegali wpływom greckim, a następnie rzymskim. W 106 r n.e. zostali włączeni do rzymskiej prowincji Arabii przez cesarza Trajana (2001).

Po okresie wpływów Cesarstwa Bizantyjskiego, Jordania jak i obszary sąsiednie (Syria, Palestyna) dostały się pod panowanie arabskie. Pod koniec XI w n.e. podczas wypraw krzyżowych krzyżowcy przekroczyli Jordan i założyli wzdłuż wschodniego jego brzegu umocnienia. Wkrótce jednak (pod koniec XII w) tereny te dostały się pod panowanie sunnickiej dynastii Ajjubidów. Od początku XVI w rozpoczął się długi okres panowania tureckiego (Imperium Osmańskie), który trwał do końca I Wojny Światowej. W 1921 roku utworzony został Emirat Tranjordanii, który znajdował się pod brytyjskim protektoratem do ustanowienia niepodległości Jordanii.

Celem niniejszego artykułu jest przybliżenie morfologii, budowy i historii geologicznej oraz tektoniki Jordanii, w kontekście wyprawy naukowej zorganizowanej przez Polskie Stowarzyszenie Górnictwa Solnego (PSGS). Wyprawa odbyła się we wrześniu 2023 roku, a jej uczestnicy mieli okazję zgłębić różnorodne aspekty budowy geologicznej i morfologii tego regionu, od unikalnych formacji skalnych po złożone procesy tektoniczne, które ukształtowały dzisiejszy krajobraz Jordanii.

2. KRAINY GEOGRAFICZNE, MORFOLOGIA I KLIMAT

Jordania, pomimo że jest niewielkim krajem i trzy czwarte jej terytorium to pustynia, charakteryzuje się dużą różnorod-

ba Gulf) with Egypt. The capital of the country is Amman. Jordan gained independence on May 25, 1946, following the signing of the London Treaty between Great Britain and the Emirate of Transjordan. The first king of Jordan was Emir Abdullah I bin Al-Hussein.

Jordan is a semi-arid country covering an area of 89,342 km² and has a population of approximately 10 million, making it the eleventh most populous Arab country. The majority of Jordan's population is Sunni Muslim, with the largest minority being Arab Christians. As early as 1948, the country welcomed refugees from neighboring conflict-ridden states. According to the 2015 census, Jordan is home to approximately 2.1 million Palestinian refugees and 1.4 million Syrian refugees, with most of the Palestinian refugees holding Jordanian citizenship. The kingdom also serves as a refuge for thousands of Christian Iraqis fleeing persecution by the Islamic State (Ghazal, 2016).

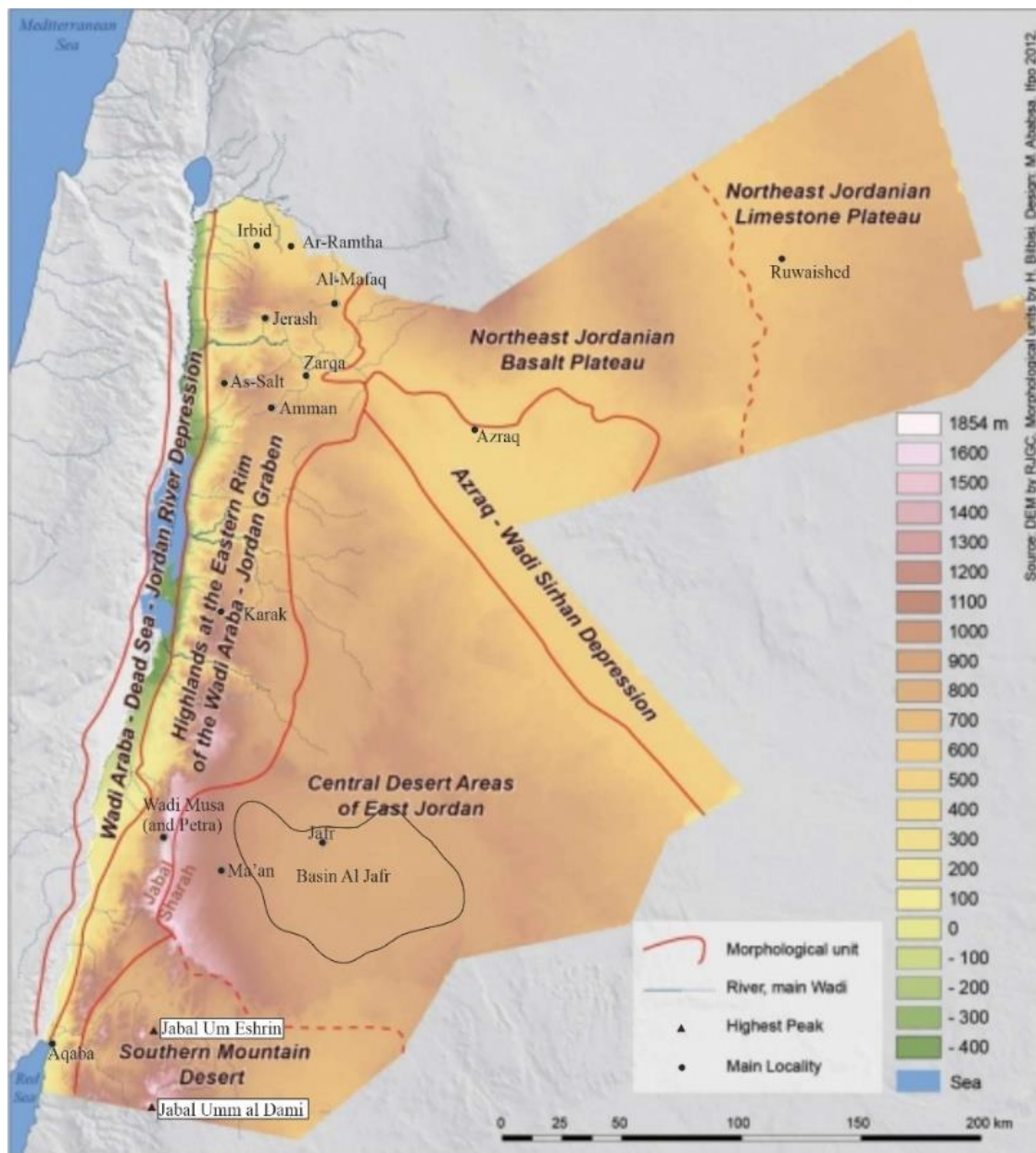
In ancient times, the area of modern-day Jordan was inhabited by the Semitic tribes of the Ammonites, Moabites, and Edomites. In the 6th century BCE, the Arab tribe of the Nabataeans settled in the region. They were engaged in pastoralism, agriculture, and trade, eventually establishing a powerful state with its capital in Petra. In the following centuries, the Nabataeans came under Greek and later Roman influence. In 106 CE, they were incorporated into the Roman province of Arabia by Emperor Trajan (2001).

After the period of influence from the Byzantine Empire, Jordan, along with neighboring regions (Syria and Palestine), came under Arab rule. In the late 11th century CE, during the Crusades, the Crusaders crossed the Jordan River and established fortifications along its eastern bank. However, by the late 12th century, these areas fell under the control of the Sunni Ayyubid dynasty. In the early 16th century, a long period of Turkish rule (under the Ottoman Empire) began, lasting until the end of World War I. In 1921, the Emirate of Transjordan was established, which remained under British protection until Jordan gained independence.

The aim of this article is to present the morphology, structure, geological history, and tectonics of Jordan, in the context of a scientific expedition organized by the Polish Association of Salt Mining (PSGS). The expedition took place in September 2023, providing participants with the opportunity to explore various aspects of the region's geological structure and morphology, from unique rock formations to the complex tectonic processes that have shaped the current landscape of Jordan.

2. GEORAPHICAL REGIONS, MORPHOLOGY AND CLIMATE

Jordan, despite being a small country where three-quarters of its territory is desert, exhibits a significant diversity



Rys. 1. Mapa Jordanii z granicami obszarów fizjograficznych (wg Ababsa, 2013).

Fig. 1. The map of Jordan with physiographic boundaries (after Ababsa, 2013).

nością krajobrazów. Wyróżnia się pięć głównych regionów fizjograficznych Jordanii (Rys. 1), które jednocześnie odpowiadają pięciu głównym strefom morfologicznym (Bender, 1974, 1975; Ababsa, 2013).

Dolina ryftowa Wadi al'Arabah – Jordanu (*The Wadi al Arabah – Jordan Rift*) – jest to dolina ryftowa stanowiąca podłużną depresję o kierunku osi N-S, ciągnącą się od zatoki Akaba po jezioro Tyberiadzkie (*Sea of Galilee*) na odcinku około 360 km (Rys. 1). Stanowi część wschodnioafrykańskiego systemu ryftowego (East African Rift System) (Bender, 1975). Na odcinku około 80 km począwszy od Zatoki Akaba dno doliny stopniowo wznosi się. W środkowym rejonie Wadi al 'Arabah osiąga wysokość około 250 m n.p.m., a następnie opada w kierunku Morza Martwego. Należy zaznaczyć, że rejon Morza Martwego jest najgłębszą depresją na świecie

of landscapes. Five main physiographic regions of Jordan are distinguished (Fig. 1), which correspond to five primary morphological zones (Bender, 1974, 1975; Ababsa, 2013).

The Wadi al'Arabah – Jordan Rift is a rift valley that forms an elongated depression oriented in a north-south direction, stretching approximately 360 km from the Gulf of Aqaba to the Sea of Galilee (Fig. 1). It is part of the East African Rift System (Bender, 1975). Over a stretch of about 80 km from the Gulf of Aqaba, the valley floor gradually rises. In the central part of Wadi al 'Arabah, it reaches an elevation of around 250 meters above sea level, before descending towards the Dead Sea. It is worth noting that the Dead Sea area is the lowest depression on Earth, reaching 423 meters below sea level. Further north, along the Jordan Valley, the terrain gradually rises, reaching 209 meters below sea level in

cie osiagającą 423 m p.p.m. Dalej, w kierunku północnym, wzdłuż doliny Jordanu, teren stopniowo podnosi się osiagając w rejonie jeziora Tyberiadzkiego (Galilejskie) wysokość 209 m p.p.m. Jezioro to jest jednocześnie najniżej na Ziemi położonym zbiornikiem słodkowodnym. Rejon doliny Jordanu, szczególnie w północnej części, należy do najważniejszych obszarów rolniczych Jordanii, dzięki stałemu zaopatrzeniu w wodę z rzeki Jarmuk. Uprawia się tu trzcinę cukrową, bawełnę, palmę daktylową a tereny nieuprawne porasta bujna wiecznie zielona roślinność m.in. tamaryszki, oleandry, lasy o cechach podzwrotnikowych (Warszyńska, 2001). W kierunku południowym roślinność stopniowo zanika i zostaje zastąpiona roślinnością krzaczastą (Rys. 2A).

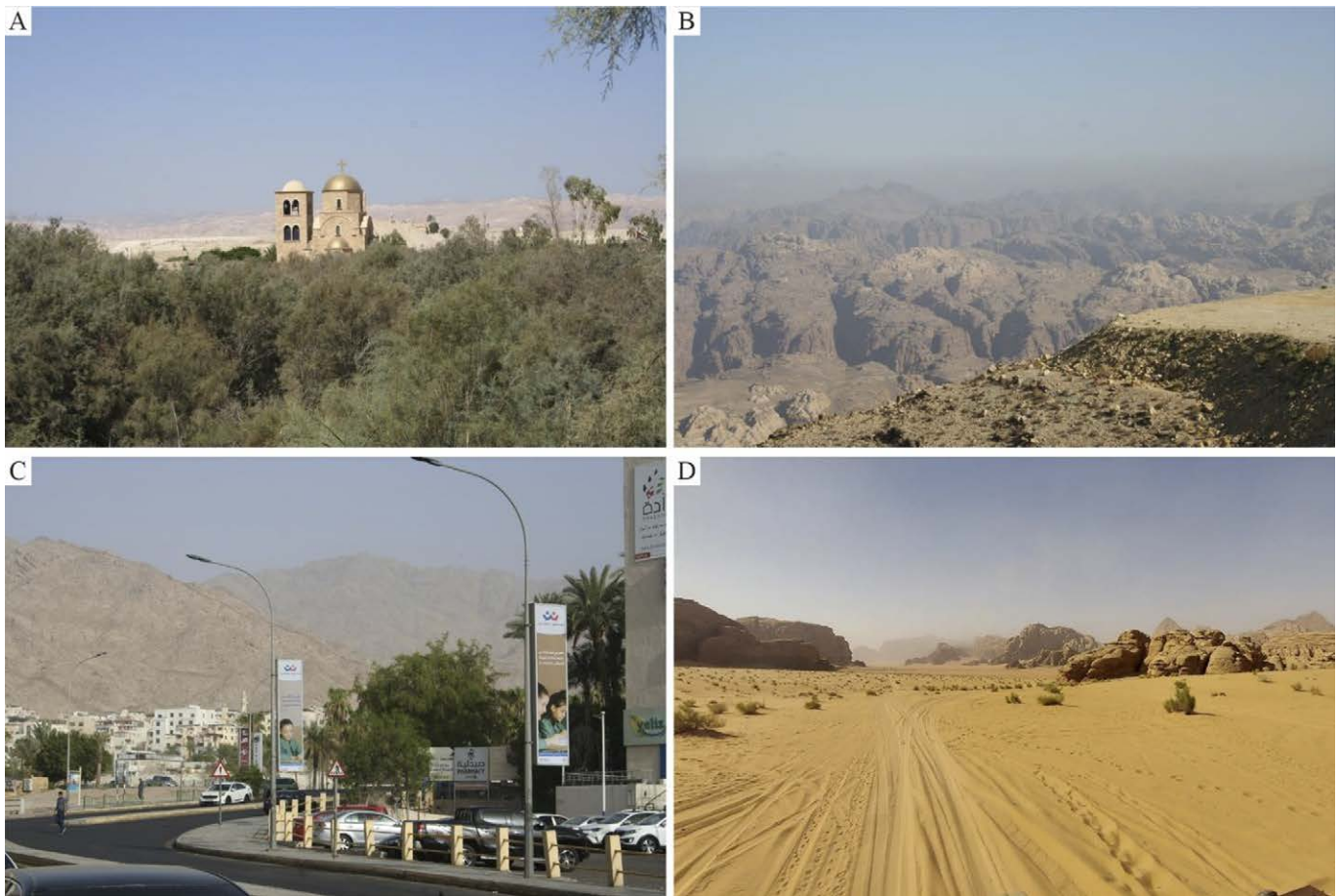
Grzbiet górski na wschód od doliny ryftowej (Highlands at the Eastern Edge of the Wadi Araba-Jordan Graben) - Strefa ta, nazywana jest zarówno Grzbietem Górskim (Mountain Ridge – Bender, 1975), jak i Wyżyną Północną (Northern Highlands – Bender, 1975). Rozciąga się na wschód od Wadi al'Araba, doliny Jordanu i Płaskowyżu Transjordańskiego, na przestrzeni 370 km. Generalnie jest spójnym obiektem fizjograficznym, pomimo zróżnicowanego charakteru geologicznego. Obszar ten opada łagodnie w kierunku centralnego płaskowyżu (The Central Plateau) na wschodzie i stromo w kierunku doliny ryftowej Morza Martwego i Jordanu na zachodzie. Ze względu na aktywność tektoniczną i stałe obniżanie doliny ryftowej na zachodzie, baza erozyjna rzek okresowych i stałych podlegała obniżeniu, co skutkowało wcinaniem się dolin w głąb i w kierunku wschodnim (Rys. 2B) zajmując dodatkowe obszary dla zlewni doliny ryftowej. Najbardziej znanymi i najczęściej odwiedzanymi są kaniony Wadi Mujib i Wadi Yabes (Ababsa, 2013; Bender, 1975). Południowa część wyżyn, w okolicach Akaby, gdzie pojawiają się najstarsze skały krystaliczne posiada charakter górzysty ze stromymi szczytami sięgającymi 1500 m n.p.m. (Rys. 2C).

Południowa Górzysta Pustynia (The Southern Mountainous Desert) - zajmuje obszar na południe od wyraźnie widocznej w morfologii terenu skarpy Ra's an Naqb, ciągnącej się w kierunku północno-zachodnim, i kontynuuje się na południe w kierunku Arabii Saudyjskiej. Pomiędzy Akabą (Al Aqabah) i Al Quwayrah, gdzie odsłonięte są skały magmowe podłoża prekambryjskiego, morfologia staje się bardziej zróżnicowana, a strome góry wznoszą się do 1550 m n.p.m. Dalej na wschód, piaskowce paleozoiku i mezozoiku przykrywają kompleks podłoża prekambryjskiego, a od Kawr Ramm (Wadi Ramm, Wadi Rum – Rys. 2D) pokrywają go całkowicie. Piaskowce tworzą również strome klify i góry o wysokości ponad 1700 m (Góra Um Eshrin - Jabal Ramm, 1754 m). Na tym obszarze przy granicy z Arabią Saudyjską znajduje się najwyższy szczyt w Jordanii zwany Jabal Umm ad Dami o wysokości 1854 m, według SRTM (Shuttle Radar Topography Mission). Bliżej używanej linii kolejowej Hejaz (Al Mudawwarah) i dalej na wschód (Jabal at Tubayq) dominującym

the area of the Sea of Tiberias (Sea of Galilee). It is also the lowest freshwater lake on Earth. The Jordan Valley region, particularly in its northern part, is one of the most important agricultural areas in Jordan, thanks to a steady water supply from the Yarmouk River. Sugarcane, cotton, and date palms are cultivated here, while non-cultivated areas are covered by lush, evergreen vegetation, including tamarisks, oleanders, and subtropical forests (Warszyńska, 2001). Moving southward, the vegetation gradually diminishes, giving way to bushy vegetation (Fig. 2A).

The mountain ridge east of the rift valley (Highlands at the Eastern Edge of the Wadi al'Arabah-Jordan Graben) is an area referred to as both the Mountain Ridge (Mountain Ridge – Bender 1975) and the Northern Highlands (Bender, 1975). It extends eastward from Wadi al'Arabah, the Jordan Valley, and the Transjordan Plateau, over a length of 370 km. In general, this is a cohesive physiographic feature, despite its varied geological characteristics. The area gently slopes towards the Central Plateau to the east and steeply towards the rift valley of the Dead Sea and Jordan to the west. Due to tectonic activity and the continuous lowering of the rift valley to the west, the base level of erosion for both seasonal and permanent rivers has been lowered, resulting in valleys cutting deeper and extending eastward (Fig. 2B), occupying additional areas of the rift valley watershed. The most well-known and frequently visited canyons are Wadi Mujib and Wadi Yabes (Ababsa, 2013; Bender, 1975). The southern part of the highlands, around Aqaba, where the oldest crystalline rocks are found, is mountainous, with steep peaks reaching 1500 meters above sea level (Fig. 2C).

The Southern Mountainous Desert occupies the area south of the clearly visible escarpment of Ra's an Naqb, which extends northwestward and continues southward towards Saudi Arabia. Between Aqaba (Al Aqabah) and Al Quwayrah, where Precambrian igneous rocks are exposed, the morphology becomes more varied, and steep mountains rise up to 1550 meters above sea level. Further east, Paleozoic and Mesozoic sandstones cover the Precambrian basement complex, completely overlaying it from Kawr Ramm (Wadi Ramm, Wadi Rum – Fig. 2D). The sandstones also form steep cliffs and mountains rising over 1700 meters (Mount Um Eshrin - Jabal Ramm, 1754 m). In this area, near the border with Saudi Arabia, lies the highest peak in Jordan, known as Jabal Umm ad Dami, with an elevation of 1854 meters according to the SRTM (Shuttle Radar Topography Mission). Closer to the utilized Hejaz railway line (Al Mudawwarah) and further east (Jabal at Tubayq), the dominant topographic feature is a series of monadnock and large depressions. These depressions, which are erosion channels carved during Pleistocene pluvial periods, create wide, generally flat areas indicating a mature stage of erosion. The filling of these depressions consists of sand and pelite sediments of significant thickness. Drainage



Rys. 2. A) Dolina Jordanu w Betanii z widocznym w tyle kościołem baptystów pod wezwaniem Św. Jana. B) Widok wyżyn (okolice Rajif) w kierunku doliny Wadi al'Araba (NW) z głęboko wciętymi dolinami rzek okresowych. C) Widok gór z miasta Aquaba. D) Wadi Rum (fot. K. Bukowski).

Fig. 2. A) Jordan Valley in Bethany with the Baptist Church of St. John visible in the background. B) View of the highlands (near Rajif) towards the Wadi al'Araba Valley (NW) with steep-sided periodic rivers. C) View of the mountains from the city of Aqaba. D) Wadi Rum (photo by K. Bukowski).

elementem topograficznym jest szereg ostańców w formie gór stołowych i dużych zagłębień. Zagłębienia te będące kanałami erozyjnymi wyżłobionymi w plejstocenijskich okresach pluwialnych, tworzą szerokie, na ogół płaskie obszary wskazujące na dojrzały etap erozji. Wypełnienie tych zagłębień stanowi piasek i osady pelityczne o znacznej miąższości. Drenaż w zachodniej części tej prowincji fizjograficznej prowadzi do Zatoki Akaba. We wschodniej części kierunek drenażu zmienia się na południowo-wschodni (Bender, 1975).

Płaskowyż centralny (The Central Plateau) – od zachodu ograniczony jest skłonem wyżyn i gór (Highlands at the Eastern Edge of the Wadi Araba-Jordan Graben), od południa i południowo-wschodu brzegiem skarpy Ra's an Naqb oraz Południową Pustynią Górską (The Southern Mountainous Desert). W kierunku południowo-wschodnim obszar ten kontynuuje się na terenie Arabii Saudyjskiej, a od północno-wschodu przechodzi w obszar obniżenia Al Azraq-Wadi Sirhan Depression (Fig. 1). Poziome lub słabo nachylone warstwy wapieni i margli z czertami wieku górnej kredy i dolnego trzeciorzędu tworzą skarpy płaskowyżu i płaskie ostańce skalne. Są one częściowo przykryte i otoczone gru-

in the western part of this physiographic province leads to the Gulf of Aqaba, while in the eastern part, the drainage direction shifts to the southeast (Bender, 1975).

The Central Plateau is bounded on the west by the slopes of the highlands and mountains (Highlands at the Eastern Edge of the Wadi al'Arabah-Jordan Graben), to the south and southeast by the escarpment edge of Ra's an Naqb, and by the Southern Mountainous Desert. To the southeast, it continues into the area of Saudi Arabia, and from the northeast, it transitions into the Al Azraq-Wadi Sirhan Depression (Fig. 1). Horizontal or gently sloping layers of limestone and marl containing deposits from the Late Cretaceous and Lower Tertiary periods form the escarpments of the plateau and flat rock outcrops. These mesas are partially covered and surrounded by weathering debris. The mesas reach an elevation of about 1000 m above sea level (Bender, 1975). In the southern part of the plateau, the terrain descends to an elevation of approximately 500-850 m above sea level, creating an endorheic basin known as Al Jarf (Bender, 1975; Davis, 2005). It is characterized by a gently sloping surface, within which there are horizontally layered light clayey-silty deposits with crystal-

zem wietrzeniowym. Ostańce osiągają wysokość około 1000 m nad poziomem morza (Bender, 1975). W południowej części płaskowyżu teren obniża się do wysokości około 500-850 m n.p.m. tworząc bezodpływowy basen zwany Al Jarf (Bender, 1975; Davis, 2005). Charakteryzuje się on łagodnie nachyloną powierzchnią, w obrębie której występują poziomo zalegające, jasne osady ilasto-muliste z wykrystalizowanymi solami. Są one osadami efemerycznych jezior typu *playa* powstającymi w okresach zimowych, wilgotnych (Davis, 2005)

Depresja Azraq-Wadiego Sirhan (Azraq-Wadi Sirhan Depression) to obszar, w którym oś obniżenia stopniowo wznosi się od 500 m do 700 m na południowym wschodzie. Zagłębienie to zbiera wodę z sąsiednich dolin i miało w przeszłości ogromne znaczenie dla nomadów. Był to ważny szlak handlowy pomiędzy Wyżyną a Półwyspem Arabskim. Obecnie jest to istotny rejon ze względu na występowanie niewielkich złóż ropy naftowej (Lüning, Kuss, 2014).

Północno-wschodnia pustynia (North-Eastern Desert) – znana jest także jako region Badiya (Ababsa 2013). Obejmuje ona dwa obszary tj. północno-wschodni płaskowyż bazaltowy (Northeast Jordan Basalt Plateau) i północno-wschodni płaskowyż węglanowy (Northeast Jordan Limestone Plateau) (Rys. 1). Płaskowyż bazaltowy zajmuje obszar około 11000 km². Często określany jest w języku arabskim jako Harrat al-Shaba, co oznacza Czarna Pustynia. Budują go pokrywy law bazaltowych, rzędy wulkanów, które tworzą szeregi izolowanych wzgórz. Generalnie teren jest płaski, a wysokość zmniejsza się od 1100 m n.p.m. na północy przy granicy z Syrią do 500-550 m n.p.m. na południu przy granicy z Arabią Saudyjską. Kierunek drenażu w części zachodniej jest skierowany na południe i południowy-zachód do depresji Azraq-Wadiego Sirhan, a w części wschodniej płaskowyżu biegnie w kierunku południowo-wschodnim i wschodnim (Bender, 1975). Północno-wschodni płaskowyż węglanowy posiada monotony, prawie płaski krajobraz. Obszar ten niemal w całości zbudowany jest z wapiennych i krzemionkowych skał osadowych paleogenu, lokalnie występują również skały wapienne i piaszczyste neogenu oraz nieskonsolidowane osady czwartorzędowe. Drenaż na tym obszarze pokrywa się z osłabieniami strukturalnymi i jest generalnie ukierunkowany na północny-zachód (Bender, 1975).

Klimat Jordanii jest określany jako przejściowy od śródziemnomorskiego po suchy, (Ababsa, 2013; Abu-Ghazalah i in., 2011, Al-Homoud i in., 1995). Obszar doliny ryftowej Wadi al'Arabah i Jordanu oraz wyżyn na wschód od doliny ryftowej charakteryzuje się klimatem śródziemnomorskim, z suchym i gorącym latem oraz łagodną zimą. Pozostałe tereny obejmujące wschodnią część Jordanii cechuje klimat pustynny z bardzo gorącym, suchym i zapyłonym latem oraz suchą zimą. Ilość opadów maleje z północy na południe i z zachodu na wschód (Rys. 3).

lized salts. These are deposits of ephemeral playa lakes that form during winter wet periods (Davis, 2005).

The Azraq-Wadi Sirhan Depression is an area where the axis of depression gradually rises from 500 m to 700 m in the southeast. This basin collects water from neighboring valleys and has historically been of great importance to nomads. It served as a vital trade route between the Highlands and the Arabian Peninsula. Today, it is an important region due to the presence of small oil reserves (Lüning, Kuss, 2014).

North-Eastern Desert – also known as the Badiya region (Ababsa, 2013). It encompasses two areas: the Northeast Jordan Basalt Plateau and the Northeast Jordan Limestone Plateau (Fig. 1). The basalt plateau covers an area of approximately 11,000 km². It is often referred to in Arabic as Harrat al-Shaba, meaning Black Desert. It consists of basalt lava flows and rows of volcanoes that form isolated hills. Generally, the terrain is flat, with elevation decreasing from 1,100 m above sea level in the north, at the border with Syria, to 500-550 m above sea level in the south, at the border with Saudi Arabia. The drainage direction in the western part is south and southwest toward the Azraq-Wadi Sirhan Depression, while in the eastern part of the plateau, it flows southeast and eastward (Bender, 1975). The Northeast Jordan Limestone Plateau features a monotonous, almost flat landscape. This area is almost entirely composed of Paleogene limestone and siliceous sedimentary rocks, with locally occurring Neogene limestone and sandy rocks, as well as unconsolidated Quaternary sediments. The drainage in this area corresponds to structural weaknesses and is generally directed northwestward (Bender, 1975).

The climate of Jordan is characterized as transitional from Mediterranean to arid (Ababsa, 2013; Abu-Ghazalah et al., 2011; Al-Homoud et al., 1995). The area of the Wadi al'Arabah and Jordan Rift Valley, as well as the highlands to the east of the rift valley, features a Mediterranean climate characterized by dry and hot summers and mild winters. The remaining areas, which include the eastern part of Jordan, exhibit an arid desert climate with very hot, dry, and dusty summers and dry winters. Precipitation decreases from north to south and from west to east (Fig. 3).

3. GEOLOGY

Jordan is located along the northwestern edge of the Arabian Plate (Fig. 4). In the southern part of Jordan (the Wadi al'Arabah region), the Arabian-Nubian Shield (ANS) is exposed (Alnawafleh et al., 2013). The Arabian Plate is one of the smaller and younger lithospheric plates on Earth. Initially, it was part of a larger African plate, from which it gradually separated due to tectonic movements. During the Miocene (about 20-30 million years ago), the Arabian Plate began to separate from the African Plate, creating fractures and rifts

3. GEOLOGIA

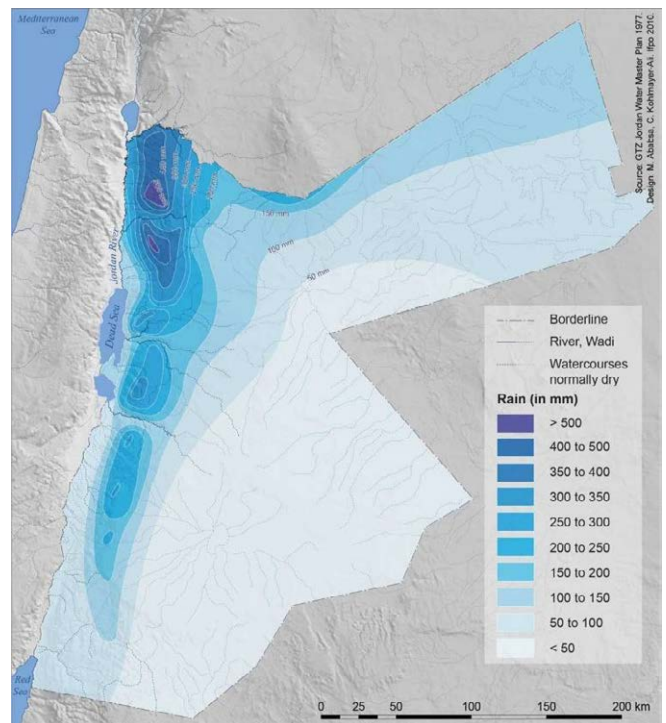
Jordania leży wzdłuż północno-zachodniego krańca platformy arabskiej (Arabian Plate) (Rys. 4). W południowej części Jordanii (rejon Wadi al'Araba) odsłania się Arabsko-Nubijska tarcza (Arabian Nubian Shield - ANS (Alnawafleh i in., 2013)). Płyta Arabska jest jedną z mniejszych i młodszych płyt litosferycznych Ziemi. Początkowo była ona częścią większej płyty afrykańskiej, z której stopniowo oddzielała się na skutek ruchów tektonicznych. W okresie miocenu (około 20-30 milionów lat temu) Płyta Arabska zaczęła oddzielać się od Płyty Afrykańskiej, tworząc pęknięcia i rozłamy, które z czasem doprowadziły do powstania Zatoki Adeńskiej i Morza Czerwonego (Stern, Johnson, 2010). Płyta składa się z krystalicznego podłoża odsłaniającego się na powierzchni wzdłuż wybrzeża Morza Czerwonego, gdzie tworzy tarczę arabską i nubijską (Rys. 4). Większość skał tej płyty datuje się na neoproterozoik (1000–540 mln lat) i stanowią one podłoże dla osadów fano-rozoicznych o miąższości do 10 km oraz pokryw bazaltowych wieku kenozoicznego (harrat) (Stern, Johnson, 2010).

3.1. ZARYS LITOLOGII

Proterozoik

Najstarsze skały wieku dolnoprotetozoicznego występują na powierzchni w południowej części Jordanii w rejonie Akaby (Rys. 5). Tworzą one tzw. granitowy kompleks Akaby, który należy do tarczy arabsko – nubijskiej (Abdallah, Abu-Hamatteh, 2007; Alnawafleh, 2013; Bandel, Salameh, 2013). Kompleks ten budują gabra, dioryty kwarcowe, granodiority oraz granity, które stanowią północno-zachodni fragment tarczy arabskiej (Bender, 1974; Stern, Johnson, 2010; Jarrar i in., 2003). Towarzyszą im wysoko zmetamorfizowane, granatowo-biotytowe gnejsy, biotytowo- hornblendowe gnejsy i łupki biotytowe. Występują one w formie bloków ostańców w obrębie skał magmowych. Całość pocięta jest licznymi dajkami o rozciągłości głównie NW których gęstość występowania zmniejsza się w kierunku wschodnim. Dajki te intrudowały w kilku fazach, a ich skład petrologiczny jest bardzo zróżnicowany (Bender, 1975).

Górnoprotetozoiczne skały oddzielone są powierzchnią erozyjną od skał magmowych (dolnoprotetozoicznych). Reprezentowane są przez zlepionce formacji Saramuj i serię łupkowo – szarogłazową (Bender, 1975). Odsłaniają się one lokalnie we wschodniej części doliny Wadi al 'Arabah. Otoczaki w zlepioncach są dobrze obtoczone i zbudowane z fragmentów starszych skał magmowych i metamorficznych spojonych arkozowym piaskiem i przeławicone z piaskowcami arkozowymi. Wykazują one ślady słabego metamorfizmu i są silnie pofałdowane. Pokryte są zgodnie zalegającą serią łupkowo – szarogłazową składającą się z zielonych i czerwono – brązowych, zsylikowanych piaskowców i łupków krzemionkowych. Obie formacje posiadają sumaryczną miąż-



Rys. 3. Mapa średnich opadów w Jordanii (wg Ababsa, 2013).

Fig. 3. Map of average rainfall in Jordan (after Ababsa, 2013).

that eventually led to the formation of the Aden Gulf and the Red Sea (Stern, Johnson 2010). The plate consists of crystalline basement rock exposed along the coast of the Red Sea, where it forms the Arabian and Nubian shields (Fig. 4). Most of the rocks in this plate date back to the Neoproterozoic (1000–540 million years) and serve as a substrate for Phanerozoic sediments with a thickness of up to 10 km, as well as Cenozoic basaltic covers (harrat) (Stern, Johnson, 2010).

3.1. OVERVIEW OF LITHOLOGY

Proterozoic

The oldest rocks of lower Proterozoic age are found at the surface in the southern part of Jordan, in the Aqaba region (Fig. 5). They form the so-called Aqaba Granite Complex, which belongs to the Arabian-Nubian Shield (Abdallah, Abu-Hamatteh, 2007; Alnawafleh, 2013; Bandel and Salameh, 2013). This complex consists of gabbros, quartz diorites, granodiorites, and granites, which form the northwestern part of the Arabian Shield (Bender, 1974; Stern and Johnson, 2010; Jarrar et al., 2003). It is accompanied by highly metamorphosed garnet-biotite gneisses, biotite-hornblende gneisses, and biotite shales. These occur in the form of outcrop blocks within the igneous rocks. The entire area is cut by numerous dikes mainly extending NW, with a decreasing density of occurrence toward the east. These dikes intruded in several phases, and their petrological composition is highly varied (Bender, 1975).

The Upper Proterozoic rocks are separated from the magmatic rocks (Lower Proterozoic) by an erosional surface.

szość około 400 m i pocięte są licznymi diabazowymi, porfirowymi i kwarcowo – porfirowymi dajkami (Bender, 1975; Bandel, Salameh, 2013).

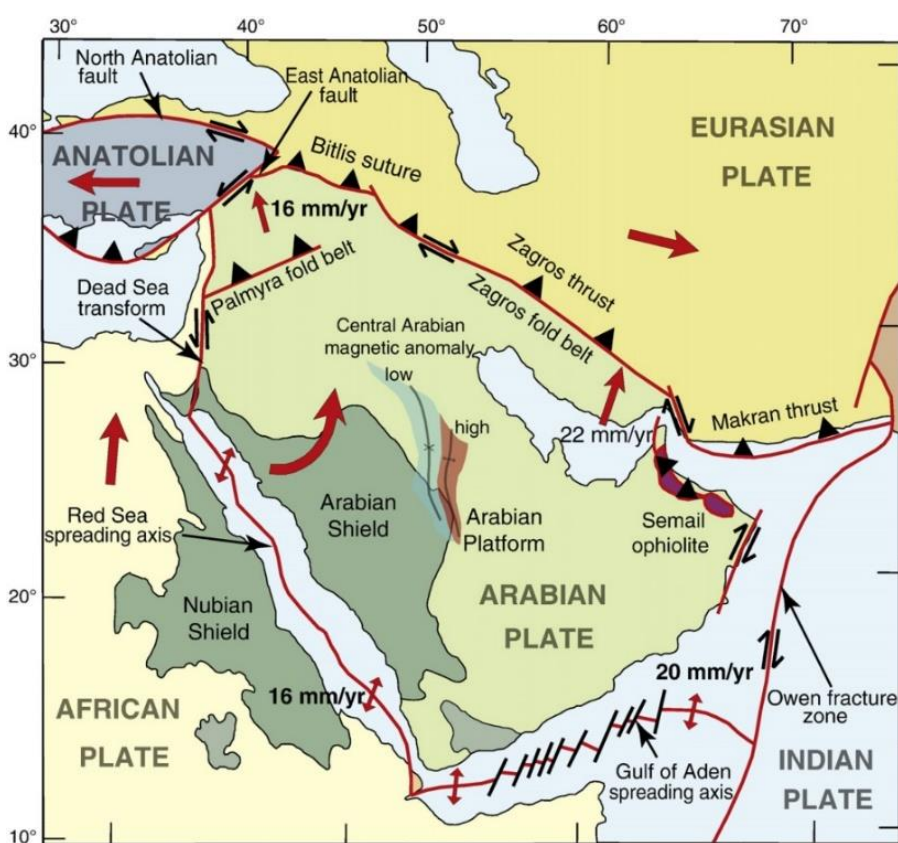
Paleozoik

Młodsze utwory (paleozoiczne), należące do kambru, odsłaniają się pasmem od południa do okolic Morza Martwego wzdłuż wschodniego brzegu doliny Wadi al 'Arabah. Leżą one na utworach starszych z wyraźną niezgodnością kątową. Sekwencję osadów rozpoczynają zlepieńce reprezentujące środowisko lądowe. Ich miąższość sięga do około 50 m i wypełniają one pradoliny na spenepienionych starszych utworach. Powyżej zalega kompleks piaskowców wietrzących na kolor czerwono – brązowy lub jasnoszary, które są na przemian lądowego lub morskiego pochodzenia (Bender, 1975; Bandel, Salameh, 2013; Powell i in., 2014). Miejscami są one zastępowane przez morskie sekwencje dolomityczno – wapienno – łupkowe.

Osady ordowiku, podobnie jak kambru, reprezentowane są głównie przez skały piaszczyste. Zalegają one zgodnie na utworach kambru i reprezentują zmieniające się środowisko kontynentalne i morsko – deltowe (Bender, 1975; Bandel, Salameh, 2013). Piaskowce mają ziarna od grubo- do drobnodziarnistych i są różnie wysortowane, w kolorach od jasnoszarego, czerwono-brązowego, przez szaro-beżowy, po biały, niekiedy różowy. Przekładane są łupkami często skrzemionkowanymi. W piaskowcach i łupkach licznie występują skamieniałości co pozwoliło na ich dobre rozpoziomowanie (Bender, 1975; Bandel, Salameh, 2013). W górnej części profilu stwierdzono występowanie bardzo drobnodziarnistych piaskowców i łupków ilastych, które zawierają przerosty gipsów i soczewki soli kamiennej o miąższości około 1 cm.

Położona w skalnej dolinie Petra, została wykuta w dwóch formacjach paleozoicznych piaskowców: kambryjskiej formacji Um Ishrin i formacji Disi datowanej na ordowik. Piaskowce z formacji Um Ishrin cechuje czerwono-brunatna barwa i silna cementacja. Natomiast białe piaskowce formacji Disi są miękkie i charakteryzują się zaokrąglonymi krawędziami w wyniku wietrzenia (Barjous, 2003; Abu-Jaber i in., 2020). Piaskowce obydwu formacji można sklasyfikować jako kwarcowe arenity (Powell i in., 2014).

Osady sylurskie zalegają zgodnie na utworach ordowiku i reprezentowane są głównie przez serię piaskowców przekła-



Rys. 4. Uproszczona mapa platformy arabskiej z granicami płyt (czerwone linie), przybliżonymi wektorami zbieżności płyt (strzałki) i głównymi cechami geologicznymi (wg Stern i Johnson, 2010).

Fig. 4. Simplified map of the Arabian Plate, with plate boundaries (red lines), approximate plate convergence vectors (arrows), and principal geologic features (after Stern & Johnson, 2010).

They are represented by the conglomerates of the Saramuj formation and a shale-graywacke series (Bender, 1975). They are locally exposed in the eastern part of the Wadi al'Arabah valley. The pebbles in the conglomerates are well-rounded and composed of fragments of older magmatic and metamorphic rocks, cemented with arkosic sand and interlayered with arkosic sandstones. They show signs of weak metamorphism and are strongly folded. They are covered by a conformably lying series of shale-graywacke, consisting of green and reddish-brown siliceous sandstones and siliceous shales. Both formations have a total thickness of about 400 m and are intruded by numerous diabase, porphyry, and quartz-porphyry dikes (Bender, 1975; Bandel, Salameh, 2013).

Paleozoic

Younger formations from the Paleozoic era, specifically the Cambrian period, are exposed in a belt stretching from the south to the vicinity of the Dead Sea along the eastern edge of the Wadi al 'Arabah valley. These formations rest on older layers, characterized by a distinct angular unconformity. The sediment sequence begins with conglomerates that indicate a terrestrial environment, reaching a thickness of approximately 50 meters as they fill the paleo-valleys formed in the pene-

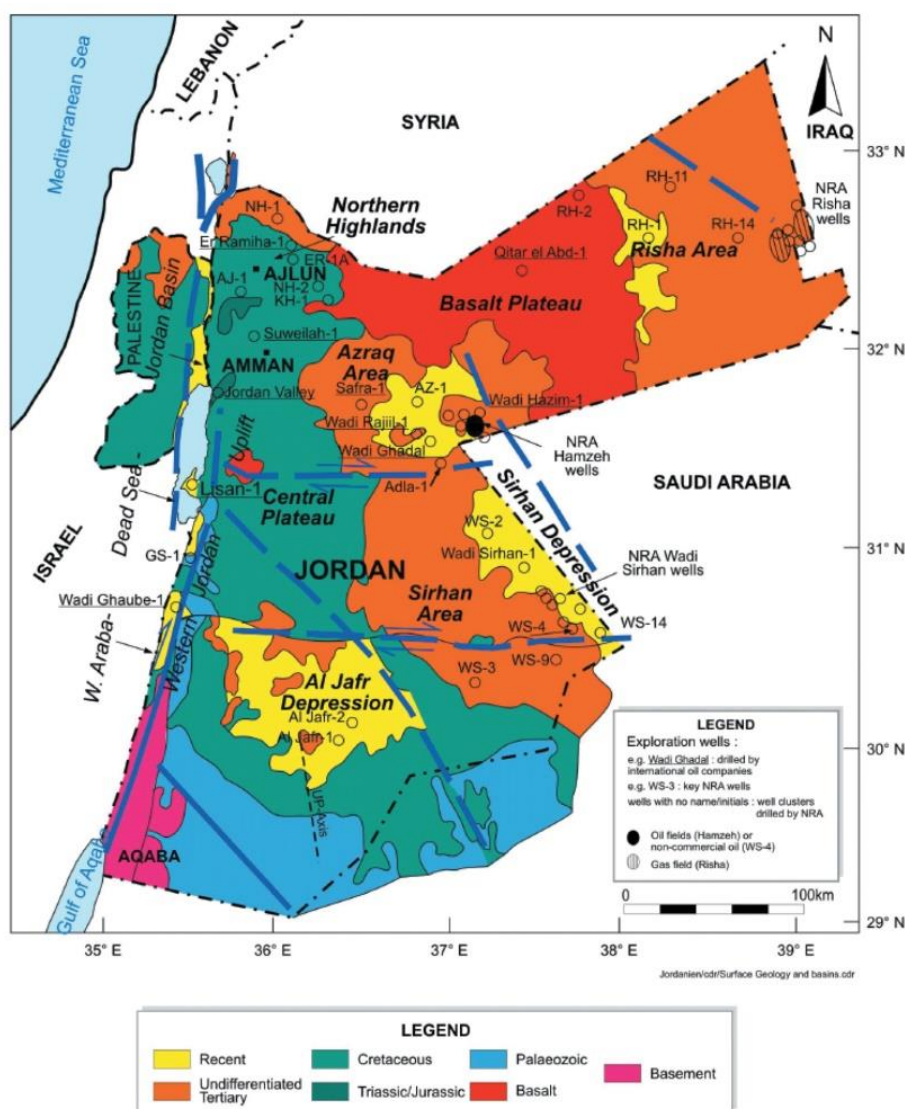
danych łupkami piaszczystymi. W dolnej części są to drobnoziarniste, faliście warstwowane piaskowce i łupki z dużą ilością skamieniałości (Bender, 1975; Bandel, Salameh, 2013). Ku górze przechodzą one w czerwono-brązowe gruboziarniste piaskowce przekładane drobnoziarnistymi piaskowcami i łupkami reprezentujące początkowo środowisko lądowe a następnie morskie.

Górno-paleozoiczne skały osadowe (dewon – dolny perm) nie odsłaniają się w Jordanii na powierzchni i znane są tylko fragmentarycznie z odwiertów oraz z wychodni w państwach sąsiednich (Bender, 1975; Bandel, Salameh, 2013). Dolno-dewońskie osady złożone są głównie z naprzemianległych zespołów warstwowanych piaskowców, łupków piaszczystych, wapieni oraz wapieni dolomitycznych o łącznej miąższości około 200 m (Bender, 1975). Utwory karbońskie reprezentowane są przez mikowe i piaskowce, łupki piaszczyste i zanieczyszczone wapienie o miąższości przekraczającej 200 m.

Górno-permskie osady odsłaniają się w północnym zboczu doliny Morza Martwego (Bandel, Salameh, 2013). Są

planed older rocks. Above these conglomerates lies a complex of weathered sandstones, which display a color palette of red-brown to light gray, with origins alternating between terrestrial and marine (Bender, 1975; Bandel and Salameh, 2013; Powell et al., 2014). In some areas, these sandstones are replaced by marine sequences of dolomitic limestone and shale.

The Ordovician sediments, similar to those of the Cambrian, are primarily represented by sandstone. These layers conformably overlie Cambrian formations, reflecting a changing continental and marine-deltaic environment (Bender, 1975; Bandel, Salameh, 2013). The sandstones vary from coarse to fine-grained and are poorly to well-sorted, exhibiting colors such as light gray, red-brown, gray-beige, or white, and occasionally pink. They are interbedded with shales, often siliceous. Abundant fossils within the sandstones and shales have facilitated their precise stratigraphic correlation (Bender, 1975; Bandel, Salameh, 2013). In the upper part of the profile, very fine-grained sandstones and clay shales containing gyp-



Rys. 5. Mapa geologiczna Jordanii (wg. Lüning i Kuss, 2014).

Fig. 5. Geological map of Jordan (after Lüning & Kuss, 2014).

to osady o miąższości 85 m składające się w dolnej części z gruboziarnistych, zlepieńcowatych piaskowców przechodzących ku górze w średnio- i drobnoziarniste piaskowce. W wyższej części profilu piaskowce zanikają i przechodzą w czerwone do szarych mułowce, a w najwyższej części w ciemnoszare i zielonkawe iłowce z szczątkami roślin i przerostami węgli.

Mezozoik

Mezozoiczne skały pokrywają znaczą część Jordanii (Rys. 5) (m.in. Alnawafleh i in., 2013; Bender, 1975). Reprezentowane są przez osady triasu, jury i kredy. Utwory triasu odsłaniają się w centralnej części wschodniego brzegu doliny Morza Martwego. Wykształcone są w postaci kompleksu żółto – brązowych, drobnoziarnistych piaskowców i łupków przekładanych drobno- do grubo- ziarnistymi piaskowcami oraz szaro – zielonymi łupkami i czerwono – fioletowymi łupkami piaszczystymi o miąższości około 150 m. Reprezentują one zmieniające się środowisko lądowe, lagunowe, litoralne do nerytycznego. W kierunku północnym miąższość tego kompleksu wzrasta do 280 m, wydatniej zaznacza się udział osadów morskich i pojawiają się także osady gipsowe.

Jurajskie skały mają mniejszy zasięg w kierunku południowym niż osady triasu (Bender, 1975). Złożone są z wapieni, zapiaszczonych margli i piaskowców reprezentujących środowisko od litoralnego do nerytycznego. Łączna miąższość tych utworów w miejscach wychodni sięga około 360 m, a w kierunku północnym i zachodnim wzrasta do 2000 m.

Dolno-kredowe skały odsłaniają się jedynie w wyniesieniach strukturalnych w Północnej Jordanii oraz na wschód od doliny ryftowej wzdłuż skarpy Ra's an Naqb. Reprezentowane są przez wapniste piaskowce, od grubo do drobnoziarnistych piaskowców, łupki piaszczyste i zapiaszczone margle. Górno-kredowe osady pokrywają większą część grzbietu górskiego i Central Plateau (środkowa wyżyna). Tworzą je w północnej i centralnej części wapienie, wapienie dolomityczne, margle, łupki miejscami z warstwami gipsu. W kierunku południowym facja wapienna zostaje zastąpiona przez osady piaszczyste reprezentujące środowisko kontynentalne. Z punktu widzenia gospodarczego dla Jordanii ważne są górnokredowe fosforyty (kampan i mastrycht) o miąższości dochodzącej do 90 m. Seria fosforonośna składa się z drobno warstwowanych, w różnym stopniu skrzemionkowanych wapieni, w których fosforyty tworzą soczewki i warstwy (Bender, 1975).

Kenozoik

Osady ery kenozoicznej stanowią kontynuację sedymentacji górnokredowej. Osady paleocenu i eocenu pokrywają znaczny obszar na północy, północnym – wschodzie i wschodzie Jordanii oraz wzdłuż wschodniej części doliny ryftowej Wadi al 'Arabah. Budują je drobnowarstwowane wapienie

sum layers and lenticular salt deposits, approximately 1 cm thick, have been identified.

Located in the rocky valley, Petra was carved from two Paleozoic sandstone formations: the Cambrian Um Ishrin formation and the Ordovician Disi formation. The sandstones from the Um Ishrin formation are characterized by a reddish-brown color and strong cementation. In contrast, the white sandstones of the Disi formation are soft and feature rounded edges due to weathering (Barjous, 2003; Abu-Jaber et al., 2020). The sandstones of both formations can be classified as quartz arenites (Powell et al., 2014).

Silurian deposits lie conformably on Ordovician formations and are mainly represented by a series of sandstones interbedded with sandy shales. In the lower part, there are fine-grained, wavy-bedded sandstones and shales with a large number of fossils (Bender, 1975; Bandel, Salameh, 2013). Towards the top, they transition into red-brown, coarse-grained sandstones, which are interbedded with fine-grained sandstones and shales, initially representing a terrestrial environment and later a marine one.

The Upper Paleozoic sedimentary rocks (Devonian – Lower Permian) do not appear at the surface in Jordan and are known only fragmentarily from boreholes and outcrops in neighboring countries (Bender, 1975; Bandel, Salameh, 2013). The Lower Devonian deposits consist mainly of alternating layers of sandstones, sandy shales, limestones, and dolomitic limestones with a total thickness of approximately 200 meters (Bender, 1975). The Carboniferous formations are represented by micaceous sandstones, sandy shales, and impure limestones, with a thickness exceeding 200 meters.

Upper Permian deposits are exposed on the northern slope of the Dead Sea valley (Bandel, Salameh, 2013). They have a thickness of 85 meters and consist, in the lower part, of coarse-grained, conglomeratic sandstones, which transition upwards into medium- and fine-grained sandstones. In the higher part of the profile, the sandstones disappear, giving way to reddish to gray siltstones, and in the uppermost part, to dark gray and greenish clay-stones with plant remains and coal intercalations.

Mesozoic

Mesozoic rocks cover a significant part of Jordan (Fig. 5) (e.g., Alnawafleh et al., 2013; Bender, 1975). They are represented by Triassic, Jurassic, and Cretaceous sediments. Triassic formations are exposed in the central part of the eastern shore of the Dead Sea valley. These formations are developed as a complex of yellow-brown, fine-grained sandstones and shales interbedded with fine- to coarse-grained sandstones, along with gray-green shales and red-purple sandy shales, with a thickness of approximately 150 meters. They represent a changing environment ranging from terrestrial, lagoonal, litoral, to neritic. Toward the north, the thickness of this com-

i czerty, wapienie numulitowe, margle, margle z barytem i bituminami.

Oligoceńskie i miocene osady pokrywają niezgodnie osady paleocenu i eocenu (Bender, 1975). Reprezentują one inne środowisko sedymentacji, gdzie w profilu przeważają piaskowce zlepieńcowate, zlepieńce, piaskowce glaukonitowe, wapienie i wapienie piaszczyste. W wyższej części profilu pojawiają się w dolinie Wadi Al'Araba syntektoniczne zlepieńce przekładane piaskowcami, marglami, łupkami, gipsowymi łupkami i wapieniami. Osady te wskazują na ruchy obniżające dno doliny ryftowej a ich wiek jest szacowany na podstawie szczątków organicznych jest od oligocenu po górny neogen (Bender, 1975).

Odminną sedymentację obserwuje się w dolinie ryftowej co było wynikiem ruchów tektonicznych. Na północ od doliny Wadi Al'Araba, w dolinie Jordanu, która reprezentuje najgłębszą część doliny ryftowej, osady podzielone zostały na 3 główne serie (Zak, Freund, 1981, García-Veigas i in., 2009): (1) osady rzeczno-jeziorne formacji Hazeva (miocen); (2) margle morskie utworów formacji Bira-Lido-Gesher w rejonie północnym i ewaporaty formacji Sedom na południu (pliocen – wczesny plejstocen); (3) osady rzeczno-jeziorne formacji Amora i Lisan (od plejstocenu do obecnych czasów).

Osady formacji Hazeva reprezentowane są przez utwory klastyczne takie jak: piaskowce, zlepieńce, ily. Drugi typ tworzą węglanowe osady jeziorne jak margle i wapienie (Calvo, Bartov, 2001; Calvo i in., 1996; Longstaffe i in., 2003; Zak, Freund, 1981). Są to osady rzeczne i jeziorne sięgające na południe od Morza Martwego około 2000 m miąższości (Zak, Freund, 1981).

Kolejne serie, tj. formacje Bira-Lido-Gesher i Sedom powstałe w jednym basenie sedymentacyjnym są prawie równiekowe, a zmienność osadów wynika z rozwoju i paleogeografii basenu. W okresie pliocenu wody z Morza Śródziemnego przedostały się w głąb lądu przez dolinę Yezreel do doliny ryftowej zajmując obszar od jeziora Tyberiadzkiego do rejonu na południe od dzisiejszego Morza Martwego (Rys. 6). Formacja Bira-Lido-Gesher rozwinięta jest w północnej części zajmowanego obszaru i poprzedza depozycję soli formacji Sedom (Zak, Freud, 1981). Reprezentowana jest głównie przez osady margliste. Formacja Sedom to osady ewaporatowe powstałe w suchym klimacie w południowej, głębszej części basenu. W najgłębszej części basenu wykształcone są jako warstwy soli kamiennych miejscami z solami potasowo-magnezowymi. Ich miąższość przekracza 2000 m (García-Veigas i in., 2009). Pod wpływem obciążenia nadkładem formacja Sedom uległa w późniejszym okresie ruchom halokinecznym tworząc na zachodnim brzegu Morza Martwego wysad Sedom (Weinberger i in., 2006, 2007; Zak i Freud, 1981). Po wschodniej stronie Morza Martwego, w rejonie półwyspu Lisan także występuje wysad solny, ale nie przebijający się na powierzchnię.

plex increases to 280 meters, with a greater presence of marine sediments, and gypsum deposits also appear.

Jurassic rocks have a smaller extent to the south compared to Triassic deposits (Bender, 1975). They consist of limestones, sandy marls, and sandstones, representing environments ranging from littoral to neritic. The total thickness of these formations at the outcrops reaches approximately 360 meters, and towards the north and west, it increases to 2,000 meters.

Lower Cretaceous rocks are exposed only in structural uplifts in Northern Jordan and to the east of the rift valley along the Ra's an Naqb escarpment. They are represented by calcareous sandstones, ranging from coarse- to fine-grained sandstones, sandy shales, and sandy marls. Upper Cretaceous deposits cover a larger part of the mountain ridge and the Central Plateau (central highlands). In the northern and central parts, they consist of limestones, dolomitic limestones, marls, shales, and locally, layers of gypsum. Toward the south, the limestone facies is replaced by sandy deposits representing a continental environment. From an economic standpoint, the Upper Cretaceous phosphorites (Campanian and Maastrichtian), with a thickness reaching up to 90 meters, are important for Jordan. The phosphate-bearing series consists of finely layered, variably silicified limestones, in which phosphorites form lenses and layers (Bender, 1975).

Cenozoic

Deposits from the Cenozoic era represent a continuation of Upper Cretaceous sedimentation. Paleocene and Eocene deposits cover a significant area in the north, northeastern, and eastern parts of Jordan, as well as along the eastern section of the Wadi al 'Arabah rift valley. They consist of finely layered limestones and cherts, nummulitic limestones, marls, barite marls, and bituminous materials.

Oligocene and Miocene deposits unconformably overlie Paleocene and Eocene deposits (Bender, 1975). They represent a different sedimentary environment, where the profile is dominated by conglomeratic sandstones, conglomerates, glauconitic sandstones, limestones, and sandy limestones. In the upper part of the profile, in the Wadi Al'Arabah valley, syntectonic conglomerates are interbedded with sandstones, marls, shales, gypsum-bearing shales, and limestones. These deposits indicate subsidence movements of the rift valley floor, and their age, based on organic remains, is estimated to range from the Oligocene to the Upper Neogene (Bender, 1975).

A different sedimentation pattern is observed in the rift valley, which resulted from tectonic movements. North of the Wadi Al'Arabah valley, in the Jordan Valley, which represents the deepest part of the rift valley, the deposits are divided into three main series (Zak, Freund, 1981; García-Veigas et al., 2009): (1) fluvial-lacustrine deposits of the Hazeva Forma-

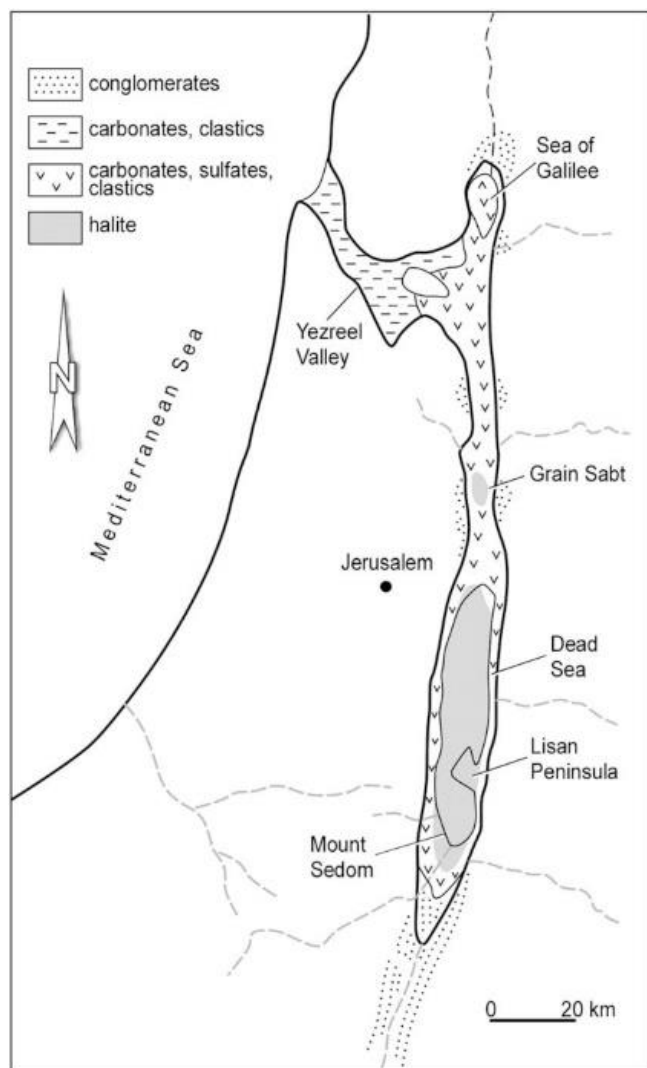
Po oddzieleniu basenu formacji Sedom od Morza Śródziemnego w zagłębieniach tektonicznych doliny ryftowej powstało kilka jezior (Shoval, Zlatkin, 2009). Bezpośrednio nad formacją Sedom zdeponowane zostały osady jeziorne należące do formacji Amora i Lisan (Torfstein i in., 2008, 2009; Shoval, Zlatkin 2009; Weinberger i in., 2006, 2007; Zak, I., Freund, R., 1981; Landmann i in., 2002; Bartov i in., 2002; Kaufman, 1971). Osady formacji Amora w południowej części basenu przy wysadzie Sedom złożone są z margli, kredy, warstw soli kamiennych, piaskowców i zlepieńców (Weinberger i in., 2006). Wiek formacji jest szacowany na około 350 000 – 100 000 lat p.n.e. (Kaufman, 1971; Kaufman i in., 1992). Osady kolejnej formacji Lisan złożone są z aragonitowo – gipsowych warstw przekładanych warstwami ilu i piasku. Powstały one w jeziorze sięgającym od jeziora Tyberiadzkiego na północy po obszar na południe od Morza Martwego (Rys. 7). Osady te datowane są na 70 000 do 14 000 lat p.n.e. (Kaufman, 1971, Schramm i in., 2000; Haase-

tion (Miocene); (2) marine marls of the Bira-Lido-Gesher formations in the northern region and evaporites of the Sedom Formation in the south (Pliocene to Early Pleistocene); (3) river-lake deposits of the Amora and Lisan formations (from the Pleistocene to the present).

The deposits of the Hazeva Formation are represented by clastic materials such as sandstones, conglomerates, and clays. The second type consists of carbonate lake deposits, such as marls and limestones (Calvo, Bartov, 2001; Calvo et al., 1996; Longstaffe et al., 2003; Zak and Freund, 1981). These are river and lake deposits, reaching a thickness of approximately 2,000 meters to the south of the Dead Sea (Zak, Freund, 1981).

The subsequent series, namely the Bira-Lido-Gesher and Sedom formations, formed within the same sedimentary basin and are nearly contemporaneous, with the variability of the deposits arising from the development and paleogeography of the basin. During the Pliocene, waters from the Mediterranean Sea penetrated inland through the Jezreel Valley into the rift valley, occupying an area from the Sea of Galilee to regions south of the present-day Dead Sea (Fig. 6). The Bira-Lido-Gesher Formation is developed in the northern part of the occupied area and predates the deposition of salts in the Sedom Formation (Zak, Freund, 1981). It is primarily represented by marl deposits. The Sedom Formation consists of evaporitic deposits formed in a dry climate in the southern, deeper part of the basin. In the deepest section of the basin, it is characterized by layers of rock salt, occasionally interbedded with potassium and magnesium salts. Its thickness exceeds 2,000 meters (García-Veigas et al., 2009). Under the influence of overburden loading, the Sedom Formation later underwent halokinetic movements, resulting in the formation of the Sedom salt diapir on the western shore of the Dead Sea (Weinberger et al., 2006, 2007; Zak and Freund, 1981). On the eastern side of the Dead Sea, in the Lisan Peninsula region, there is also a salt diapir; however, it does not reach the surface.

After the separation of the Sedom Formation basin from the Mediterranean Sea, several lakes formed in the tectonic depressions of the rift valley (Shoval, Zlatkin, 2009). Directly above the Sedom Formation, lake deposits belonging to the Amora and Lisan formations were deposited (Torfstein et al., 2008, 2009; Shoval, Zlatkin, 2009; Weinberger et al., 2006, 2007; Zak, Freund, 1981; Landmann et al., 2002; Bartov et al., 2002; Kaufman, 1971). The deposits of the Amora Formation in the southern part of the basin near the Sedom diapir consist of marls, chalks, layers of rock salt, sandstones, and conglomerates (Weinberger et al., 2006). The age of the formation is estimated to be around 350,000 to 100,000 years B.C. (Kaufman, 1971; Kaufman et al., 1992). The deposits of the subsequent Lisan Formation are composed of aragonitic and gypseous layers interbedded with layers of clay and sand.

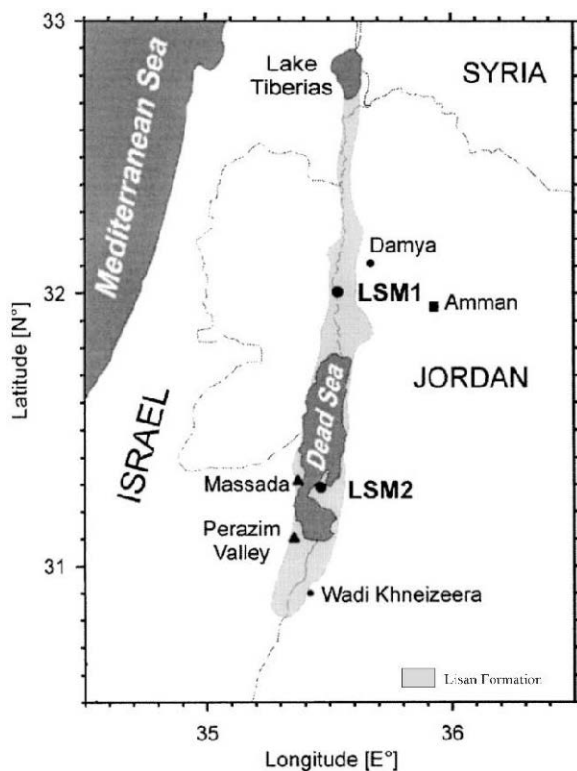


Rys. 6. Mapa rozwoju i rozmieszczenia facji plioceńskiej laguny Sedomskiej (wg. García-Veigas i in., 2009; Zak i Bentor, 1972).

Fig. 6. Map of the development and distribution of the Pliocene facies of the Sedom Lagoon (after García-Veigas et al., 2009; Zak & Bentor, 1972).

-Schramm i in., 2004; Shoval, Zlatkin, 2009; Weinberger i in., 2007). Powstały one w jeziorze, którego poziom wód ulegał zmianom w czasie i sięgał maksymalnie do -130 m n.p.m. (Landmann i in., 2002). Zmiany te spowodowane były zmieniającymi się warunkami klimatycznymi. Kontynuacją sedimentacji formacji Lisan są osady formacji Damya o miąższości do 10 m (Landmann i in., 2002). Złożone są ciemnych, laminowanych iłowców i mułowców przewarstwionych nieulawicznymi piaskami.

Pozostałością po jeziorze Lisan jest jezioro Tyberiadzkie i Morze Martwe. Morze Martwe stanowi bardzo atrakcyjny turystycznie rejon. Jest to najniższe położone miejsce na Ziemi. Dzięki wysokiemu zasoleniu, które jest prawie dziesięciokrotnie wyższe niż w normalnej wodzie morskiej, ludzie mogą swobodnie unosić się na powierzchni Morza Martwego. To niezwykle doświadczenie przyciąga wielu turystów, którzy chcą poczuć, jak to jest pływać bez wysiłku. Ponadto woda i błoto z Morza Martwego są bogate w pierwiastki, takie jak magnez, potas i brom. Uznaje się, że mają one właściwości lecznicze i pielęgnacyjne, pomagając w leczeniu różnych schorzeń skóry, takich jak łuszczyca, oraz przynosząc ulgę w bólach stawów.



Rys. 7. Mapa zasięgu formacji Lisan (wg. Landmann i in., 2002).

Fig. 7. Distribution of Lisan Formation (after Landmann et al., 2002).

Obecnie Morze Martwe tworzy bezodpływowy zbiornik o długości około 80 km i szerokości około 15 km (Rys. 8). Rozdzielony jest na dwie części półwyspem Lisan, który jest wyniesieniem spowodowanym ruchami mas solnych tworzą-

They formed in a lake that extended from the Sea of Galilee in the north to areas south of the Dead Sea (Fig. 7). These deposits date back to 70,000 to 14,000 years B.C. (Kaufman, 1971; Schramm et al., 2000; Haase-Schramm et al., 2004; Shoval, Zlatkin, 2009; Weinberger et al., 2007). They formed in a lake whose water level fluctuated over time, reaching a maximum of -130 meters above sea level (Landmann et al., 2002). These changes were caused by varying climatic conditions. The sedimentation of the Lisan Formation continues with the deposits of the Damya Formation, which have a thickness of up to 10 meters (Landmann et al., 2002). These consist of dark, laminated clay stones and mudstones interbedded with sands.

The remnants of Lake Lisan are represented by the Sea of Galilee and the Dead Sea. The Dead Sea is a highly attractive tourist destination, as it is the lowest point on Earth. Due to its high salinity, which is nearly ten times greater than that of normal seawater, people can easily float on the surface of the Dead Sea. This unique experience draws many tourists eager to feel what it's like to swim effortlessly. Additionally, the water and mud from the Dead Sea are rich in elements such as magnesium, potassium, and bromine. These are believed to have therapeutic and cosmetic properties, helping to treat various skin conditions like psoriasis and providing relief for joint pain.

Currently, the Dead Sea forms a closed basin approximately 80 km long and 15 km wide (Fig. 8). It is divided into two parts by the Lisan Peninsula, which is an uplift caused by the movements of salt masses forming a salt dome that does not breach the surface, unlike the Sedom salt dome located on the western side, within Israeli territory (Zak, Freund, 1981; Weinberger et al., 2006; Warren, 2016; García-Veigas et al., 2009; Frumkin, 2009). The southern basin is intensively exploited by Israel and Jordan for the production of rock salt and potassium-magnesium salts in evaporation ponds (Fig. 8). The brine in the ponds is replenished with brine from the northern part of the basin. The main source of fresh water to the Dead Sea is the Jordan River, which flows from the north into the Sea of Galilee and then, exiting to the south, joins the Yarmouk River as it flows southward to the Dead Sea.

The level of the Dead Sea has fluctuated throughout its history due to climatic changes. Frumkin and Elitzur (2002), based on biblical data, geological and morphological evidence, radiocarbon dating (^{14}C), archaeological data, and other sources, identified three distinct periods: 2000–1500 BCE, characterized by a low reservoir level; 1500–1200 BCE, marked by a high water level; and 1000–700 BCE, which again experienced a low sea level. During the first and third periods, the southern basin was likely completely dry at times. Similar findings have been reported by other researchers in this field (e.g., Klein and Flohn, 1987; Kagan et al., 2015; Goldsmith et al., 2023). In modern times, fluctuations in the level of the Dead Sea have been associated with climat-

cych wysad nie przebijający się na powierzchnię w przeciwieństwie do położonego po zachodniej stronie, na terytorium Izraela wysadu Sedom (Zak, Freund, 1981; Weinberger i in., 2006; Warren, 2016; García-Veigas i in., 2009; Frumkin, 2009). Południowy basen jest intensywnie wykorzystywany przez Izrael i Jordanię do produkcji soli kamiennej i potasowo – magnezowej w panwiach (Rys. 8). Solanka w panwiach jest uzupełniana solanką z części północnej basenu. Głównym dopływem wód słodkich do Morza Martwego jest rzeka Jordan. Rzeka ta dopływa od północy do jeziora Tyberiadzkiego z którego na południu wypływa i łącząc się z rzeką Jarmuk płynie ku południowi do Morza Martwego.

Poziom Morza Martwego ulegał wahaniom w historii jego rozwoju w wyniku zmian klimatycznych. Frumkin i Elitzur (2002) w oparciu o dane biblijne, dowody geologiczne i morfologiczne, datowania radiowęglem ^{14}C , dane archeologicznymi itp. wydzielili trzy okresy, tj. 2000–1500 lat p.n.e o niskim poziomie zbiornika, 1500–1200 lat p.n.e o wysokim poziomie wód i 1000-700 lat p.n.e o ponownie niskim poziomie morza. W okresach pierwszym i trzecim prawdopodobnie zbiornik południowy był okresowo całkowicie wysuszony. Podobne wyniki otrzymali także inni badacze tego tematu (m.in. Klein i Flohn, 1987; Kagan i in., 2015; Goldsmith i in., 2023). W czasach nowożytnych wahania poziomu Morza Martwego były związane z takimi zmianami klimatycznymi jak średniowieczne optimum klimatyczne (The Medieval Warm Period (1150–750 yr cal BP) i mała epoka lodowcowa (Little Ice Age) (Lamb, 1965; Mann i in., 2009; Goldsmith i in., 2023). W XX w. najwyższy poziom Morza Martwego został odnotowany w 1920 roku (–392 m n.p.m.) i od tego czasu obserwuje się stopniowe jego obniżanie (Hassan, Klein, 2002; Warren, 2016). Od 01.10.1976 Rząd Izraela (Rządowy Urząd ds. Wodociągów i Kanalizacji) prowadzi comiesięczne szczegółowe badania poziomu morza (Rys. 9). Z pomiarów tych wynika stopniowe obniżanie się poziomu z bardzo krótkotrwałymi okresami jego niewielkiego wzrostu. Spadek ten jest związany z rosnącym wykorzystaniem wody rzeki Jordan do celów rolniczych i przemysłowych.

Wulkanizm kenozoiczny. Podczas trwania górnego neogenu i plejstocenu wulkanizm bazaltowy objął takie obszary Jordanii jak: dolina ryftowa, środkowy i południowy obszar grzbietu górskiego, częściowo na płaskowyż centralny i płaskowyż bazaltowy. W dolinie ryftowej małe obszary występowania bazaltów i tufów zostały stwierdzone pomiędzy Morzem Martwym i Jezioro Tyberiadzkim. Pokrywają one osady dolnego plejstocenu, a pokryte są górnym plejstocenem (formacja Lisan). W rejonie grzbietu górskiego wylewy law bazaltowych i dajki występują pomiędzy Jabal Unayzah na południu do Wadi al Mawjib na północy na obszarze o długości 110 km i szerokości 20 km (Bender, 1975).



Rys. 8. Zdjęcie satelitarne Morza Martwego (wg. Google Maps).

Fig. 8. Satellite image of the Dead Sea (after Google Maps).

ic changes such as the Medieval Warm Period (1150–750 cal BP) and the Little Ice Age (Lamb, 1965; Mann et al., 2009; Goldsmith et al., 2023). In the 20th century, the highest level of the Dead Sea was recorded in 1920 (–392 m below sea level), and since then, a gradual decline has been observed (Hassan, Klein, 2002; Warren, 2016). Since October 1, 1976, the Israeli government (Government Water and Sewage Authority) has conducted monthly detailed studies of the sea level (Fig. 9). These measurements indicate a steady decline in the water level, with only very brief periods of slight increase. This decline is linked to the growing use of the Jordan River's water for agricultural and industrial purposes.

Cenozoic Volcanism

During the late Neogene and Pleistocene epochs, basaltic volcanism affected regions of Jordan, including the rift valley, the central and southern areas of the mountain range, and partially the central plateau and basalt plateau. In the rift valley, small areas of basalt and tuff have been identified between the Dead Sea and the Sea of Galilee. These cover the sediments of the lower Pleistocene and are overlain by the upper Pleistocene (Lisan Formation). In the mountain range, basalt lava

Na płaskowyżu centralnym, wzdłuż strefy uskokuwej ciągnącej się od Al Karak do Wadi al Fayba na odcinku ponad 300 km występują pojedyncze wylewy law bazaltowych oraz pojedyncze dajki bazaltowe i dolerytowe. Wylewy te wykorzystywały system uskokuwej i pokrywają lub przecinają środkowo-plejstoceny żwiru.

Największy obszar pokryw bazaltowych występuje w północnej Jordanii tworząc płaskowyż bazaltowy. Na tym obszarze wydzielonych zostało sześć głównych etapów erupcji wulkanicznych (Bender, 1975). Trzy dolne znane są jedynie z odwiertów i tworzą je pokrywy o łącznej miąższości około 150 m. Pokrywy te są oddzielone około 5 m miąższości paleoglebami, czerwonymi ilami i zwietrzalymi bazaltami. Czwarta pokrywa lawowa oddzielona jest od dolnych 6–20 m miąższości paleoglebami i miejscami odsłania się na powierzchni. Wiek tych pokryw określony został na podstawie znajdujących się w spągu i stropie osadów na od górnio-eoceńskiego do miocenu. Piąta pokrywa lawowa posiada największe rozprzestrzenienie i miąższość sięgającą ponad 25 m. Pokryta jest górnoplejstoceny pokrywą zwietrzelinową. Szósta, najmłodsza pokrywa bazaltowa posiada miąższość około 30 m i jej powierzchnia nie wykazuje oznak wietrzenia (Bender, 1975).

3.2. TEKTONIKA

W obrębie Jordanii Bender (1975) wyróżnił 4 obszary o zróżnicowanej budowie geologicznej, tj. dolina ryftowa Wadi al ‘Arabah – Jordan (Wadi al ‘Arabah-Jordan rift), tarcza nubijsko – arabska (Nubo-Arabian Shield), tektonika uskokuwej w środkowej i południowo – wschodniej Jordanii

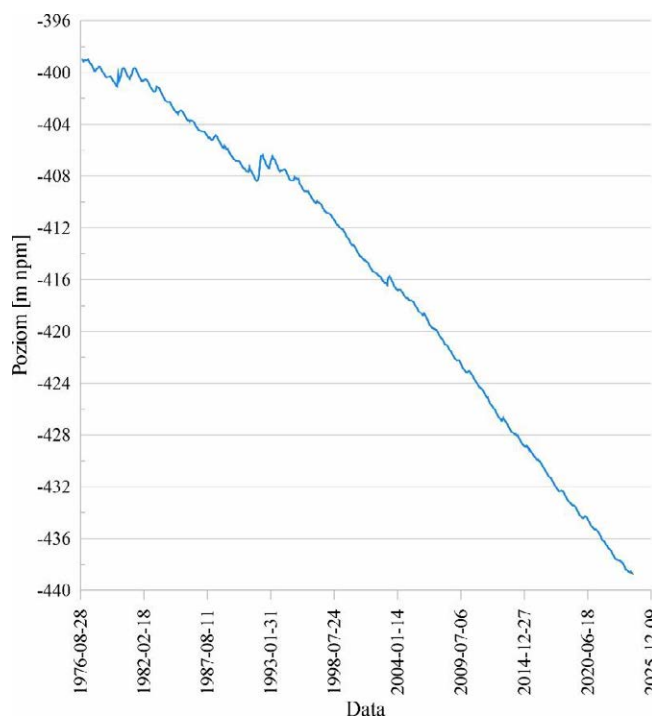
flows and dikes extend from Jabal ‘Unayzah in the south to Wadi al-Mawjib in the north, covering an area approximately 110 km long and 20 km wide (Bender, 1975).

On the central plateau, along the fault zone stretching from Al Karak to Wadi al Fayba over a distance of more than 300 km, there are individual basalt lava flows as well as isolated basalt and dolerite dikes. These flows utilized the fault system and either cover or intersect the Middle Pleistocene gravels.

The largest area of basalt coverage is found in northern Jordan, forming a basalt plateau. Six main stages of volcanic eruptions have been identified in this region (Bender, 1975). The three lower stages are known only from boreholes, consisting of layers with a total thickness of about 150 m. These layers are separated by paleosols, red clays, and weathered basalts, approximately 5 m thick. The fourth lava layer is separated from the lower ones by paleosols with a thickness of 6–20 m and is exposed in places on the surface. The age of these layers has been determined based on sediments found at their base and top, ranging from Upper Eocene to Miocene. The fifth lava layer has the greatest extent, with a thickness exceeding 25 m, and is covered by an upper Pleistocene weathered layer. The sixth and youngest basalt layer has a thickness of about 30 m and shows no signs of weathering on its surface (Bender, 1975).

3.2. TECTONICS

Within Jordan, Bender (1975) identified four areas with varied geological structures: the Wadi al ‘Arabah-Jordan Rift, the Nubo-Arabian Shield, the block faulting in central and



Rys. 9. Wykres poziomu Morza Martwego (wg. Rządowy Urząd ds. Wodociągów i Kanalizacji).

Fig. 9. Graph of the Dead Sea level (after the Government Water and Sewerage Authority).

(Block faults in central and southeastern Jordan), wyniesienie, nachylenie i tektonika blokowa w Północnej Jordanii (Upwarping, tilting, and block faulting in northern Jordan).

Dolina ryftowa jest bardzo wyraźnie widoczna w morfologii terenu. Stanowi ona fragment większego systemu uskokuwego ciągnącego się od ryftu Morza Czerwonego po wschodni uskoku brzeżny płyty anatolijskiej i strefy Zagros-Taurus (Rys. 4) na odcinku ponad 1000 km (Stern, Johnson, 2010; Marco, 2007; Garfunkel, 1981). Rozdziela ona Płytę Arabską od Sub-płyty Synaj, a początek ruchów tektonicznych datuje się na miocen. Szerokość doliny wynosi od 5 do 20 km i ograniczona jest uskokami normalnymi, przesuwczymi, o przebiegu N-S. Całkowite przesunięcie w poziomie wschodniej części bloku w kierunku północnym wynosi 105 km a zrzut szacowany jest na kilka kilometrów (Garfunkel 1981; Zain Eldeen i in., 2002). Początek ruchów przesuwczych i obniżających dolinę ryftową przypada na granicę między oligocenem i miocenem a ruchy kontynuują się do czasów obecnych.

W południowej Jordanii występuje północno-zachodni fragment Tarczy Arabskiej. Generalnie tarcza ta złożona jest z trzech terranów łuków wyspowych (Asir, Al-Hijaz i Midyan) i dwóch terranów zbudowanych z skorupy kontynentalnej (Afifi i Ar Rayn) rozdzielonych szwami skorupowymi (Mizerski 2021). W obrębie Jordanii występują skały terranu Midyan. Utwory tarczy stopniowo zapadają w kierunku północnym i wschodnim, gdzie przykryte są skałami osadowymi platformy arabskiej. Skały osadowe generalnie tworzą monoklinę zapadającą w kierunku północnym i wschodnim a ich miąższość wzrasta w tych kierunkach sięgając do 10 km (Stern, Johnson, 2010).

Środkowa i wschodnia część Jordanii posiada budowę blokową z systemami uskokuw głębnych, których aktywność wywarła wpływ na powstawanie skał pokrywy osadowej. Wyróżniono 4 systemy uskokuwe o kierunkach N-S, NE-SW, E-W, NW-SE (Al-Zoubi, 2007). System ten jest związany z poszczególnymi okresami rozwoju budowy geologicznej platformy arabskiej.

Historia tektoniczna Jordanii może być podzielona na trzy odrębne fazy: (1) faza Gondwany, (2) faza Łuku Syryjskiego oraz (3) faza ryftu (Dewey i in., 1973). Podczas fazy Gondwany (kambr-wczesna kreda) Jordania zajmowała pozycję w pobliżu północnej krawędzi paleokontynentu Gondwany. Tektonicznie obszar ten był stosunkowo stabilny, a sedymentacja miała głównie charakter kontynentalny, z niewielkimi, ale rozległymi morskimi transgresjami (Al-Zoubi, Abu-Hammatte, 2009).

Wzorzec sedymentacji z fazy Gondwany kontynuował się w triasie i wczesnej jurze, ale stawał się coraz bardziej morski. Pozycja linii brzegowej od triasu do późnej kredy pozostawała mniej więcej stała w centralnej części Jordanii. Podczas późnej kredy subdukcja oceanicznej litosfery

southeastern Jordan, and the upwarping, tilting, and block faulting in northern Jordan.

The rift valley is clearly visible in the terrain morphology. It forms part of a larger fault system that extends from the Red Sea rift to the eastern boundary fault of the Anatolian plate and the Zagros-Taurus zone (Figure 4) over a distance of more than 1,000 km (Stern, Johnson, 2010; Marco, 2007; Garfunkel, 1981). It separates the Arabian Plate from the Sinai Subplate, with the onset of tectonic movements dating back to the Miocene. The valley's width ranges from 5 to 20 km and is bounded by normal and strike-slip faults oriented in a north-south direction. The total horizontal displacement of the eastern part of the block toward the north is 105 km, while the vertical drop is estimated to be several kilometers (Garfunkel, 1981; Zain Eldeen et al., 2002). The onset of strike-slip and subsiding movements in the rift valley occurred at the boundary between the Oligocene and Miocene and continues to the present day.

In southern Jordan, there is a northwestern fragment of the Arabian Shield. Generally, this shield consists of three island arc terranes (Asir, Al-Hijaz, Midyan) and two terranes built from continental crust (Afifi and Ar Rayn), separated by crustal sutures (Mizerski, 2021). Within Jordan, rocks from the Midyan terrane are present. The shield's formations gradually dip toward the north and east, where they are covered by sedimentary rocks of the Arabian platform. The sedimentary rocks generally form a monocline that dips to the north and east, with thickness increasing in those directions, reaching up to 10 km (Stern, Johnson, 2010).

The central and eastern parts of Jordan have a block structure characterized by subsidence fault systems, which have influenced the formation of the sedimentary cover rocks. Four fault systems have been identified with orientations of N-S, NE-SW, E-W, and NW-SE (Al-Zoubi, 2007). This system is associated with different periods of geological development of the Arabian platform.

The tectonic history of Jordan can be divided into three distinct phases: (1) the Gondwana phase, (2) the Syrian Arc phase, and (3) the rifting phase (Dewey et al., 1973). During the Gondwana phase (Cambrian to Early Cretaceous), Jordan occupied a position near the northern edge of the paleocontinent Gondwana. Tectonically, this area was relatively stable, and sedimentation was primarily continental, with minor but extensive marine transgressions (Al-Zoubi, Abu-Hammatte, 2009).

The sedimentation pattern from the Gondwana phase continued into the Triassic and Early Jurassic but became increasingly marine. The position of the shoreline from the Triassic to the Late Cretaceous remained relatively stable in central Jordan. During the Late Cretaceous, subduction of the oceanic lithosphere of the Neo-Tethys was initiated in the north, resulting in compression along the southern edge of the Neo-Tethys and folding along the trends of the Syrian Arc. Ex-

NeoTetydy została zainicjowana na północy, co skutkowało kompresją wzdłuż południowej krawędzi NeoTetydy i fałdowaniem zgodnie z trendami Łuku Syryjskiego. Ekstensja w obrębie Płyty Arabskiej podczas późnej kredy (Bender, 1974; Lovelock, 1984) spowodowała powstanie serii basenów o orientacji północno-zachodnim, takich jak Al-Azraq i Wadi Sirhan. W neogenie uskoki przesuwcze zmodyfikowały ogólną konfigurację i styl strukturalny Basenów Al-Azraq i Wadi Sirhan oraz skompensowały geometrię fałdów. W mezozoiku miało miejsce kilka transgresji morskich z północnego zachodu ku południowemu wschodowi. W zachodniej części Jordanii między środkową jurą a wczesną kredą występowała aktywność wulkaniczna. Podczas późnego oligocenu i wczesnego miocenu zostały zainicjowane poziome ruchy wzdłuż doliny ryftowej Morza Martwego (Al-Zoubi, Abu-Hamattah, 2009).

Faza ryftowa miała miejsce w dwóch kolejnych etapach podczas miocenu i późnego plejstocenu (Quennell, 1951). Całkowite przesunięcie uskokowe wzdłuż systemu ryftowego Morza Martwego szacuje się na 105 km (Freund i in., 1970). Szacuje się (Garfunkel, 1981; Freund i in., 1970), że drugi etap fazy ryftowej miał miejsce 4-5 milionów lat temu. W miarę otwierania się ryftu Morza Martwego od późnego miocenu do wczesnego plejstocenu zostały zdeponowane osady ewaporatów o miąższości ponad 3,5 km (Bender, 1974), przy czym miąższość wszystkich osadów basenu Morza Martwego przekroczyła 10 km (Ginzburg, Ben-Avraham, 1997).

PODSUMOWANIE

Jordania, pomimo że jest niewielkim krajem charakteryzuje się dużym zróżnicowaniem morfologicznym. Najniżej położony obszar, tj. dolina Jordanu i Morza Martwego, to zjednoczenie najgłębsza depresja na świecie, która wraz z ciągnącym się wzdłuż jej wschodniego brzegu grzbieciem górskim sięgającym ponad 1000 m n.p.m. stanowi bardzo malowniczy krajobraz. Większość obszaru Jordanii stanowią jednak pustynie

Pod względem geologicznym Jordania wykazuje duże zróżnicowanie. Występują tu skały od pretorozoicznych, magmowych i metamorficznych poprzez zespół skał osadowych, proterozoicznych i mezozoicznych, po kenozoiczne. Pomimo, że w większości skały osadowe stanowią piaskowce o niekiedy dobrych właściwościach zbiornikowych Jordania nie posiada dużych zasobów wód pitnych i przemysłowych. W porównaniu z krajami sąsiednimi (Arabia Saudyjska, Syria) nie posiada też dużych zasobów ropy naftowej.

tension within the Arabian Plate during the Late Cretaceous (Bender, 1974; Lovelock, 1984) led to the formation of a series of northwest-oriented basins, such as Al-Azraq and Wadi Sirhan. In the Neogene, strike-slip faults modified the overall configuration and structural style of the Al-Azraq and Wadi Sirhan Basins and compensated for the geometry of the folds. Several marine transgressions occurred from the northwest to the southeast during the Mesozoic. In western Jordan, volcanic activity was present between the Middle Jurassic and Early Cretaceous. Horizontal movements along the Dead Sea rift valley were initiated during the Late Oligocene and Early Miocene (Al-Zoubi, Abu-Hamattah, 2009).

The rift phase occurred in two successive stages during the Miocene and Late Pleistocene (Quennell, 1951). The total offset along the Dead Sea rift system is estimated to be 105 km (Freund et al., 1970). It is estimated (Garfunkel, 1981; Freund et al., 1970) that the second stage of the rift phase took place 4-5 million years ago. As the Dead Sea rift opened from the Late Miocene to the Early Pleistocene, evaporite sediments with a thickness exceeding 3.5 km were deposited (Bender, 1974), with the total thickness of all sediments in the Dead Sea basin exceeding 10 km (Ginzburg, Ben-Avraham, 1997).

SUMMARY

Jordan, despite being a small country, exhibits significant morphological diversity. The lowest area, namely the Jordan Valley and the Dead Sea, is the deepest depression in the world, which, along with the mountain range extending along its eastern shore, rising over 1000 meters above sea level, creates a picturesque landscape. However, the majority of Jordan's territory consists of deserts.

Geologically, Jordan displays considerable diversity. It contains rocks ranging from Precambrian, igneous, and metamorphic, through sedimentary rocks, Proterozoic and Mesozoic formations, to Cenozoic. Although most sedimentary rocks are sandstones with sometimes good reservoir properties, Jordan lacks significant resources of drinking and industrial water. Compared to neighboring countries (Saudi Arabia, Syria), it also has limited oil reserves.

LITERATURA/ REFERENCES

- ABABSA M., (Ed.), 2013. Atlas of Jordan – History, Territory and Society. Publications de l'Institut français du Proche-Orient. Presses de l'Ifpo.
- ABU-GHAZALAH S., ABDULSALAM A.A., DAYYED N.A., GHANIMEH A.A., 2011. Building's Envelope: Surface-to-volume ratio as an energy saving tool in Jordanian homes. *Nuova Energia*.
- ABDALLAH S.A., ABU-HAMATTEH Z.S.H., 2007. The Breakdown of the Northwestern Arabian Plate: For Example, Jordan. The 3rd Symposium of the International Geological Correlation Programme, Geological Anatomy of East and South Asia-IGCP 516, Delhi, India, 8–9 October 2007, University of Delhi and UNESCO, 9–11.
- ABU-JABER N., AL KHASAWNEH S., ALQUDAH M., HAMARNEH C., AL-RAWABDEH A., MURRAY A., 2020. Lake Elji and a geological perspective on the evolution of Petra, Jordan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 557: 109904. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.109904>.
- AL-HOMOUD A.S., ALLISON R.J., BASAM S.F., WHITE K., 1995. Geology, Geomorphology, Hydrology, Groundwater and Physical Resources of the Desertified Badia Environment in Jordan. *GeoJournal*, 37 (1): 51–67.
- ALNAWAFLEH H., TARAWNE K., ALRAWASHDEH R., 2013. Geologic and economic potentials of minerals and industrial rocks in Jordan. *Natural Science*, 5: 756–769.
- AL-ZOUBI A.S., 2007. The Basement Faults System Northwestern Arabian Plate, Jordan. Bulletin of the Geological Society of Greece, 40. Proceedings of the 11th International Congress, Athens, May 2007.
- AL-ZOUBI A., ABU-HAMATTEH Z., 2009. Geological evolution of the Jordan valley. In: Talat Ahmad, Francis Hirsch, Punya Charusiri (Eds.), *Journal of the Virtual Explorer*, 32: 10. <https://doi.org/10.3809/jvirtex.2009.00248>.
- BANDEL K., SALAMEH E., 2013. Geologic Development of Jordan-Evolution of its Rocks and Life. The University of Jordan Press, Amman, pp. 1–276.
- BARJOUS M.O., 2003. The Geology of Petra and Wadi Al Lahyana Area: Map Sheets No. 3050-I and 3050-IV. Natural Resources Authority, Amman, Jordan.
- BARTOV Y., STEIN M., ENZEL Y., AGNON A., RECHES Z., 2002. Lake Levels and Sequence Stratigraphy of Lake Lisan, the Late Pleistocene Precursor of the Dead Sea. *Quaternary Research*, 57: 9–21.
- BENDER F., 1974. Geology of Jordan. Gebruder Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- BENDER F., 1975. Geology of the Arabian Peninsula – Jordan. Geological Survey Professional Paper, 560-I.
- CALVO R., BARTOV Y., 2001. Hazeva Group, southern Israel: new observations, and their implications for its stratigraphy, paleogeography, and tectono-sedimentary regime. *Israel Journal of Earth Sciences*, 50: 71–99.
- CALVO R., BARTOV Y., KOLODNY Y., AYALON A., 1996. Petrology and geochemistry of lacustrine limestones in the Hazeva Formation: implications for the development of sedimentary basins and morphotectonics of the Rift Valley. Geological Survey of Israel, *Current Research*, 10: 47–50.
- DAVIES C.P., 2005. Quaternary Paleoenvironments and Potential for Human Exploitation of the Jordan Plateau Desert Interior. *Geoarchaeology: An International Journal*, 20 (4): 379–400.
- DEWEY J.F., PITMAN C.C., RYAN W.B.F., BONNIN J., 1973. Plate tectonics and the evaluation of the Alpine system. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 3137–3180.
- FREUND R., GARFUNKEL Z., ZAK I., GOLDBERG M., WEISSBORD T., DERIN B., 1970. The shear along the Dead Sea rift. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, 267: 107–130.
- FRUMKIN A., 2009. Formation and dating of a salt pillar in Mount Sedom diapir, Israel. *Geological Society of America Bulletin*, 121: 286–293. <https://doi.org/10.1130/B26376.1>.
- FRUMKIN A., ELITZUR Y., 2002. Historic Dead Sea Level Fluctuations Calibrated with Geological and Archaeological Evidence. *Quaternary Research*, 57: 334–342.
- GARCÍA-VEIGAS J., ROSELL L., ZAK I., PLAYÀ E., AYORA C., STARINSKY A., 2009. Evidence of potash salt formation in the Pliocene Sedom Lagoon (Dead Sea Rift, Israel). *Chemical Geology*, 265 (3–4): 499–511.
- GARFUNKEL Z., 1981. Internal structure of the Dead Sea leaky transform (rift) in relation to plate kinematics. *Tectonophysics*, 80 (1–4): 81–108.
- GHAZAL M., 2016. Population stands at around 9.5 million, including 2.9 million guests. The Jordan Times, 22 January 2016. <https://www.jordantimes.com/news/local/population-stands-around-95-million-including-29-million-guests>.
- GINZBURGA., BEN-AVRAHAM Z., 1997. A seismic refraction study of the north basin of the Dead Sea. *Geophysical Research Letters*, 24 (16): 2063–2066. <https://doi.org/10.1029/97GL01884>.
- GOLDSMITH Y., COHEN O., STEIN M., TORFSTEIN A., KIRO Y., KUSHNIR Y., BARTOV Y., BEN-MOSHE L., FRUMKIN A., LENSKY N.G., KEINAN J., GONEN L., ENZEL Y., 2023. Holocene humid periods of the Levant – evidence from Dead Sea lake-levels. *Quaternary Science Reviews*, 318: 108312.
- HASSAN M.A., KLEIN M., 2002. Fluvial adjustment of the Lower Jordan River to a drop in the Dead Sea level. *Geomorphology*, 45: 21–33.
- HAASE-SCHRAMM A., GOLDSTEIN S.L., STEIN M., 2004. U-Th dating of Lake Lisan aragonite (late Pleistocene Dead Sea) and implications for glacial East Mediterranean climate change. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68: 985–1005. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2003.07.016>.
- JARRAR G., STERN R.J., SAFFARINI G., AL-ZUBI H., 2003. Late- and post-orogenic Neoproterozoic intrusions of Jordan: implications for crustal growth in the northernmost segment of the East African Orogen. *Precambrian Research*, 123: 295–319.
- KAGAN E.J., LANGGUT D., BOARETTO E., NEUMANN F.H., STEIN M., 2015. Dead Sea Levels During the Bronze and Iron Ages. *Radiocarbon*, 57 (2): 237–252.
- KAUFMAN A., 1971. U-Series dating of Dead Sea Basin carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 35: 1269–1281.
- KAUFMAN A., YECHIELI Y., GARDOSH M., 1992. Reevaluation of the lake sediment chronology in the Dead Sea basin, Israel, based on new ²³⁰Th/U dates. *Quaternary Research*, 38: 292–304. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(92\)90039-L](https://doi.org/10.1016/0033-5894(92)90039-L).
- KLEIN C., FLOHN H., 1987. Contributions to the Knowledge of the Fluctuations of the Dead Sea Level. *Theoretical and Applied Climatology*, 38: 151–156.
- LAMB H.H., 1965. The early medieval warm epoch and its sequel. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1: 13–37. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(65\)90004-0](https://doi.org/10.1016/0031-0182(65)90004-0).

- LANDMANN G., ABU QUDAIRA G.M., SHAWABKEH K., WREDE V., KEMPE S., 2002. Geochemistry of the Lisan and Damya Formations in Jordan, and implications for palaeoclimate. *Quaternary International*, 89: 45–57.
- LONGSTAFFE F.J., CALVO R., AYALON A., DONALDSON S., 2003. Stable isotope evidence for multiple fluid regimes during carbonate cementation of the Upper Tertiary Hazeva Formation, Dead Sea Graben, southern Israel. *Journal of Geochemical Exploration*, 80: 151–170.
- LOVELOCK P., 1984. A review of the tectonics of the northern Middle East Region. *Geological Magazine*, 121: 577–587. <https://doi.org/10.1017/S0016756800030727>.
- LÜNING S., KUSS J., 2014. Petroleum geology of Jordan. In: L. Marlow, C. Kendall, L. Yose (Eds.), *Petroleum Systems of the Tethyan Region. AAPG Memoir* 106, pp. 217–239.
- MARCO S., 2007. Temporal variation in the geometry of a strike-slip fault zone: Examples from the Dead Sea Transform. *Tectonophysics*, 445: 186–199.
- MIZERSKI W., 2021. Geologia kontynentów. Wydawnictwo PWN, Warszawa, pp. 1–377.
- POWELL J.H., ABED A.M., LE NINDRE Y.-M., 2014. Cambrian stratigraphy of Jordan. *GeoArabia*, 19 (3): 81–134.
- QUENNELL A., 1951. The geology and mineral resources of (former) Trans-Jordan. *Colonial Geological and Mineral Resources*, London, 2: 85–115.
- SHOVAL S., ZLATKIN O., 2009. Climatic changes during the Pliocene as observed from climate-sensitive rocks and clay minerals of the Sedom formation, the Dead Sea Basin. *Clay Minerals*, 44: 469–486.
- SCHRAMM A., STEIN M., GOLDSTEIN S., 2000. Calibration of the ^{14}C time scale to >40 ka by ^{234}U – ^{230}Th dating of Lake Lisan sediments (last glacial Dead Sea). *Earth and Planetary Science Letters*, 175: 27–40. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00279-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00279-4).
- STERN R.J., JOHNSON P., 2010. Continental lithosphere of the Arabian Plate: A geologic, petrologic, and geophysical synthesis. *Earth-Science Reviews*, 101: 29–67.
- TARAWNEH M.A., 2011. Structural setting of the Jordan Northern Highlands: an integrated study using surface and sub-surface geological data by utilizing GIS Technology. PhD Thesis, University of Cape Town, Republic of South Africa
- TORFSTEIN A., GAVRIELI I., KATZ A., KOLODNY Y., STEIN M., 2008. Gypsum as a monitor of the paleo-limnological–hydrological conditions in Lake Lisan and the Dead Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72: 2491–2509.
- TORFSTEIN A., HAASE-SCHRAMM A., WALDMANN N., KOLODNY Y., STEIN M., 2009. U-series and oxygen isotope chronology of the mid-Pleistocene Lake Amora (Dead Sea basin). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73: 2603–2630.
- Rządowy Urząd ds. Wodociągów i Kanalizacji Izraela. <https://data.gov.il/dataset/https-www-data-gov-il-dataset-683>.
- WARREN J.K., 2016. *Evaporites: A Geological Compendium*. Second Edition. Springer, pp. 1–1813.
- WARSZYŃSKA J., 2001. Jordania. In: J. Warszyńska (Ed.), *Geografia turystyczna świata. Cz. 2*. Wydawnictwo PWN, Warszawa.
- WEINBERGER R., BEGIN Z.B., WALDMANN N., GARDOSH M., BAER G., FRUMKIN A., WDOWINSKI S., 2006. Quaternary rise of the Sedom diapir, Dead Sea basin. *Geological Society of America, Special Paper*, 401.
- WEINBERGER R., BAR-MATTHEWS M., LEVI T., BEGIN Z.B., 2007. Late-Pleistocene rise of the Sedom diapir on the backdrop of water-level fluctuations of Lake Lisan, Dead Sea basin. *Quaternary International*, 175: 53–61.
- Wikipedia. <https://en.wikipedia.org/wiki/Jordan>.
- ZAIN ELDEEN U., DELVAUX D., JACOBS P., 2002. Tectonic evolution in the Wadi Araba Segment of the Dead Sea Rift, South-West Jordan. *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, 2: 63–81.
- ZAK I., FREUND R., 1981. Asymmetry and basin migration in the Dead Sea rift. In: R. Freund, Z. Garfunkel (Eds.), *The Dead Sea Rift. Tectonophysics*, 80: 27–38.