



Kierunek studiów: Geologia

Nr albumu: 322466

AGNIESZKA SMAGA

**Analiza możliwości wykorzystania
modelu geologiczno-inżynierskiego
do oceny tempa erozji dna koryta rzeki nizinnej,
na przykładzie Warty poniżej zbiornika Jeziorsko**

*On the possibility of using the geoengineering model
to evaluate the bed erosion rate of a lowland river.*

*On the example of Warta river downstream the Jeziorsko
reservoir.*

Praca doktorska napisana
w Instytucie Geologii/Pracowni
Geologii Inżynierskiej i Geotechniki
pod kierunkiem
dr. hab. inż. Jędrzeja Wierzbickiego,
prof. UAM

*Pragnę serdecznie podziękować mojemu promotorowi i mentorowi
dr. hab. inż. Jędrzejowi Wierzbickiemu, prof. UAM
za opiekę merytoryczną, nieustanną mobilizację do pracy,
cenne uwagi oraz sugestie udzielane
podczas pisania niniejszej rozprawy.*

*Dziękuję także
dr. Robertowi Radaszewskiemu
za życzliwość, wskazówki i koleżeńską pomoc
przy wykonywaniu badań.*

*Chciałabym również podziękować
Rodzicom oraz Rodzeństwu,
za niegasnącą wiarę w mnie.*

*Szczególne wyrazy wdzięczności składam Bratu
dr. Łukaszowi Smaga oraz jego Żonie Gosi
za nieocenioną pomoc w pracach terenowych
oraz konsultacje w zakresie technik statystycznych.
Bez nich ta praca nie mogłaby powstać.*

*Narzeczonemu Robertowi
dziękuję za wyrozumiałość, wiarę
oraz niesłabnącą motywację do pracy.*

*Pragnę podziękować również przyjaciółom,
w szczególności Magdzie, Justynie i Ani,
za nieustanne wsparcie w trakcie realizacji pracy.*

*Niniejszą pracę dedykuję moim kochanym Rodzicom,
za cierpliwość, wyrozumiałość i oparcie w ciężkich chwilach.*

Poznań, dnia 06.04.2017
(data)

OŚWIADCZENIE

Ja, niżej podpisana **Agnieszka Smaga** studentka Wydziału Nauk Geograficznych i Geologicznych Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu oświadczam, że przedkładaną pracę dyplomową pt: **Analiza możliwości wykorzystania modelu geologiczno-inżynierskiego do oceny tempa erozji dna koryta rzeki nizinnej, na przykładzie Warty poniżej zbiornika Jeziorsko** napisałam samodzielnie. Oznacza to, że przy pisaniu pracy, poza niezbędnymi konsultacjami, nie korzystałam z pomocy innych osób, a w szczególności nie zlecałam opracowania rozprawy lub jej części innym osobom, ani nie odpisywałam tej rozprawy lub jej części od innych osób.

Oświadczam również, że egzemplarz pracy dyplomowej w wersji drukowanej jest całkowicie zgodny z egzemplarzem pracy dyplomowej w wersji elektronicznej.

Jednocześnie przyjmuję do wiadomości, że przypisanie sobie, w pracy dyplomowej, autorstwa istotnego fragmentu lub innych elementów cudzego utworu lub ustalenia naukowego stanowi podstawę stwierdzenia nieważności postępowania w sprawie nadania tytułu zawodowego.

[TAK]* - wyrażam zgodę na udostępnianie mojej pracy w czytelni Archiwum UAM

[TAK]* - wyrażam zgodę na udostępnianie mojej pracy w zakresie koniecznym do ochrony mojego prawa do autorstwa lub praw osób trzecich

*Należy wpisać TAK w przypadku wyrażenia zgody na udostępnianie pracy w czytelni Archiwum UAM, NIE w przypadku braku zgody. Niewypełnienie pola oznacza brak zgody na udostępnianie pracy.

.....
(czytelny podpis studenta)

Streszczenie

W pracy podjęto próbę opisu procesu intensywnej erozji dna koryta rzeki, poprzez budowę modelu łączonego, uwzględniającego właściwości geologiczno-inżynierskie osadów budujących dolinę rzeczną oraz hydrauliczne warunki przepływu wody w rzece. Proces erozji dennej w szczególności występuje poniżej zbiorników retencyjnych, powodując istotne zagrożenia dla stabilności obiektów budowlanych, np. mostów. Jednocześnie, obecnie wykorzystywane modele opisujące to zjawisko nie w pełni pozwalają na trafną jego prognozę w praktyce. W celu skonstruowania modelu adekwatnego do obserwowanych efektów, obok analiz hydrologicznych, przeprowadzono również szczegółowe badania geotechniczne w obrębie doliny rzeki Warty poniżej zbiornika retencyjnego Jeziorsko. Założono, bowiem, że na tempo erozji, poza warunkami hydraulicznymi oraz hydrologicznymi, wpływ ma również rodzaj oraz właściwości geologiczno-inżynierskie podłoża gruntowego.

Grunty budujące dolinę rzeki na wybranym odcinku zbadano za pomocą geotechnicznych testów terenowych in situ: w postaci sondowań dynamicznych (DPL) oraz statycznych (CPTU), uzupełnionych wierceniami. Uzyskane wyniki poddano następnie analizie statystycznej, umożliwiającej określenie trójwymiarowego, geotechnicznego modelu podłoża, uzyskanego z wykorzystaniem różnych technik geostatystycznych. Krytyczna analiza wyników modelowania pozwoliła na wybranie najbardziej optymalnego obrazu podłoża gruntowego, uwzględniającego przestrzenną zmienność parametrów geotechnicznych. Równolegle przeprowadzono analizę tempa erozji z wykorzystaniem archiwalnych danych hydrograficznych z 5 lat funkcjonowania zbiornika. W efekcie powstał fizyczny model tempa erozji dna koryta rzeki wykorzystujący wyniki punktowych pomiarów z badań geotechnicznych.

Zestawiając obydwa modele, fizyczny tempa erozji oraz geostatystyczny geologiczno-inżynierski, uzyskano łączony model tempa erozji dennej. Model ten pozwala na szybkie i jakościowe określenie wielkości erozji już przy niewielkiej liczbie badań terenowych. Dysponując natężeniem przepływu, granulacją ziaren oraz, w zależności od sondowania, stopniem zagęszczenia gruntu lub wartością znormalizowanego oporu stożka, istnieje możliwość oceny potencjalnego ryzyka wystąpienia procesu erozji dennej. Należy podkreślić, iż każdorazowo, w zależności od warunków hydrologicznych, hydraulicznych oraz geologiczno-inżynierskich, modelowanie tempa erozji dna koryta rzeki wymaga jednak indywidualnego podejścia i kalibracji zaproponowanego rozwiązania.

Słowa kluczowe: erozja denna, model 3D podłoża gruntowego, badania in situ, kriging

Abstract

The thesis is an attempt to describe the intensive river bed erosion, by building combined model, using geoen지니어ing properties of subsoil and hydraulic conditions of river flow. This process occurs below reservoirs dams and causes significant threats to the stability of buildings, such as bridges, located directly along the river channel. Simultaneously, currently used models of this phenomenon do not fully allow an accurate prognosis in practice. For building the combined model, hydrological analysis and detailed geotechnical investigations were carried out within the Warta River valley downstream the Jeziorsko retention reservoir. It was assumed that, apart from hydraulic and hydrological conditions, the rate of erosion depends on the type and geoen지니어ing properties of the subsoil.

The river valley deposits of the selected stretch were examined by in situ tests in the form of dynamic probes (DPL) and cone penetration tests (CPTU), supplemented by drillings. The results of the tests were then subjected to a three-dimensional modeling, taking into consideration different geostatistical techniques. Critical analysis of the modeling results allowed to select the optimum image of a subsoil as the spatial variability of the selected geotechnical parameter. Simultaneously, the erosion rate analysis was carried out using archival data from 5 years of the exploitation of the reservoir. As a result, a physical model of the erosion rate of the river bed using the geotechnical parameters from punctual locations was created.

By combining both models, physical erosion rates and geostatistical geoen지니어ing, a combined model of bed erosion was obtained. This model allows a quick and qualitative determination of erosion, even with a small amount of field work. With the flow rate, grain granulation and, depending on geotechnical tests, relative density or normalized cone resistance, it is possible to assess the potential risk of this process in the river channel. It should be emphasized, however, that each time, depending on the hydrological, hydraulic and geoen지니어ing conditions, modeling of the erosion rate of the river bed requires an individual approach.

Key words: river bed erosion, 3D model of subsoil, in-situ tests, kriging

Spis treści

1. Wstęp	13
1.1 Wprowadzenie	13
1.2 Cel i zakres pracy	14
1.3 Program badań	15
2. Charakterystyka środowiska rzecznoego	17
2.1 Poglądy na temat budowy i rozwoju dolin rzecznych	17
2.2 Koryta rzeczne - obecny stan wiedzy	26
2.3 Rzeki meandrujące	30
2.4 Erozja boczna - krótka charakterystyka	35
2.5. Erozja denną - krótka charakterystyka	36
2.6. Właściwości geologiczno-inżynierskie gruntów doliny rzecznej	39
3. Wpływ zapór wodnych na warunki panujące w dolinach rzek nizinnych	43
3.1 Wprowadzenie	43
3.2 Rozmycie miejscowe	43
3.3 Zmiana uziarnienia osadów dennych koryta	44
3.4 Erozja podłużna	46
4. Charakterystyka miejsca badawczego	48
4.1 Wprowadzenie	48
4.2 Charakterystyka erozji podłużnej poniżej zbiornika retencyjnego Jeziorsko	48
4.3 Rzeźba terenu	51
4.4 Charakterystyka geologiczna	52
4.5 Charakterystyka geotechniczna	55
5. Metody badań	58
5.1 Wprowadzenie	58
5.2 Badania terenowe	58
5.2.1 Wiercenia	59
5.2.2 Sondowania dynamiczne	60
5.2.3 Sondowania statyczne	61
5.3 Badania laboratoryjne	64
5.4 Analiza statystyczna	65
5.4.1 Techniki interpolacji 3D	65
5.4.2 Regresja liniowa	72
6. Budowa trójwymiarowego geostatystycznego modelu geologiczno-inżynierskiego gruntów doliny rzecznej	75

6.1 Wprowadzenia	75
6.2 Próby interpolacji 3D	75
6.3 Założenia trójwymiarowego modelu geostatystycznego	78
6.3.1 Przygotowanie danych	80
6.3.2 Model teoretyczny.....	81
6.4 Wyniki modelowania trójwymiarowego - sondowanie dynamiczne	82
6.4.1 Przygotowanie danych	82
6.4.2 Analiza anizotropii.....	83
6.4.3 Siatka obliczeniowa	84
6.4.4 Kriging zwyczajny	86
6.4.5 Kriging uniwersalny z zewnętrznym dryfem.....	91
6.4.6 Metoda odwrotnych odległości.....	97
6.4.7 Kriging warunkowy	98
6.5 Podsumowanie wyników modelowania trójwymiarowego - sondowanie dynamiczne...	100
6.6 Wyniki modelowania trójwymiarowego - sondowania statyczne	102
6.6.1 Przygotowanie danych	102
6.6.2 Analiza anizotropii.....	103
6.6.3 Siatka obliczeniowa	104
6.6.4 Kriging zwyczajny	105
6.6.5. Kriging uniwersalny z zewnętrznym dryfem.....	110
6.6.6 Metoda odwrotnych odległości.....	114
6.6.7 Kriging warunkowy	115
6.7 Podsumowanie wyników modelowania trójwymiarowego - sondowanie statyczne	116
7. Budowa modelu erozji dna koryta rzeki.....	118
7.1 Wprowadzenie	118
7.2 Odporność gruntów na erozję dna koryta rzeki	118
7.3 Założenia modelu.....	123
7.4 Procedura uzyskania danych do modeli tempa erozji dna koryta rzeki	125
7.5 Model oparty o wyniki sondowania dynamicznego (DPL)	128
7.6 Model oparty o wyniki sondowania statycznego (CPTU).....	130
7.7 Model oparty o wyniki modelu geologiczno-inżynierskiego (DPL)	131
7.8 Model oparty o wyniki modelu geologiczno-inżynierskiego (CPTU).....	133
7.9 Podsumowanie modeli tempa erozji dna koryta rzeki w oparciu o parametry testów in-situ.....	134
7.10 Model regresji liniowej	135
8. Podsumowanie i wnioski.....	141
9. Perspektywa dalszych badań	145

Bibliografia.....	146
Spis tabel.....	159
Spis rycin	160

1. Wstęp

1.1 Wprowadzenie

Odzwierciedleniem dynamiki środowiska rzeczno jest znaczne zróżnicowanie osadów tak pod względem litologicznym, jak i właściwości geologiczno-inżynierskich. Wynika to m. in. z występowania odmiennych warunków hydrodynamicznych podczas ich akumulacji, aktywności erozyjnej samej rzeki oraz możliwości ich alokacji. Proces erozji zachodzi, gdy naprężenia ścinające wywołane przez przepływ są większe od wytrzymałości na ścinanie osadów dna lub brzegów koryta i powoduje znaczne przekształcenia morfologii koryta rzeczno. Wyerodowany materiał jest niesiony przez rzekę, aż do momentu zmniejszenia jej siły transportowej. Wówczas osad jest akumulowany w korycie lub poza nim, tworząc zróżnicowane formy akumulacyjne.

W efekcie akumulacji, erozji oraz alokacji materiału, bardzo rzadko spotykane są ciągle warstwy o dużej, przestrzennej rozciągłości oraz przewidywalnej litologii i stanie gruntu. W tak dynamicznym środowisku prowadzenie analiz geologiczno - inżynierskich jest bardzo skomplikowane. Jednocześnie rzeki nizinne coraz częściej podlegają znaczącej antropopresji, w wyniku której obserwowane są niekiedy zjawiska nietypowe dla rzek tego typu, jak na przykład wzmożona erozja denna. Zjawiska te, zaburzają naturalne procesy geologiczne i geomorfologiczne, stanowiąc także istotne zagrożenia dla istniejących obiektów budowlanych. Szczególne zatem znaczenie zyskuje odpowiednie rozpoznanie warunków gruntowo-wodnych występujących w dolinie rzeczno.

Obecnie w badaniach geologiczno-inżynierskich dominującą rolę zdobywają badania geotechniczne in situ, które pozwalają na określenie właściwości geologiczno-inżynierskich osadów bezpośrednio w środowisku ich występowania. Jednocześnie, istotną wadą badań geotechnicznych jest punktowe rozpoznanie podłoża, które jest niewystarczające w przypadku tak rozległych struktur jak doliny rzeczno. Rozwiązaniem tego problemu może być zagęszczenie siatki pomiarów. Jednakże wraz z ilością badań wzrastają również koszty rozpoznania podłoża. Pewnym rozwiązaniem jest w tym względzie stosowanie geostatystycznych technik interpolacyjnych, które pozwalają na uzupełnienie informacji w pozostałej, niezbadanej bezpośrednio przestrzeni. Dotychczasowe modele, w większości, ograniczały się jedynie do przestrzeni dwuwymiarowej (2D). Oznacza to, że wartości były estymowane w obrębie wybranej płaszczyzny np. głębokości i nie uwzględniały sąsiednich obserwacji z innych poziomów. Takie uproszczone podejście może doprowadzić do przeszacowania lub niedoszacowania wartości parametrów geotechnicznych. Wydaje się

zatem konieczne rozważanie podłoża gruntowego jako struktury trójwymiarowej (3D). Pewne próby opisu podłoża w przestrzeni 3D zostały już podjęte. Najczęściej jednak modele 3D ograniczają się do wyznaczania zasięgu warstw geotechnicznych, którym przypisywana jest średnia wartość parametrów geotechnicznych. Takie podejście również wydaje się nie w pełni właściwe, nie pozwala bowiem na dokładną charakterystykę podłoża gruntowego, co w kontekście środowiska aluwialnego jest niezwykle istotne. Próbę stworzenia odpowiedniego modelu 3D, który ukazywał przestrzenne zróżnicowanie wartości parametrów geotechnicznych, podjęli między innymi Młynarek i in. (2007) wykorzystując metodę odwrotnej odległości (IDW) do określenia zróżnicowania parametrów sondowania statycznego oraz Dong i in. (2015), którzy zastosowali kriging do określenia zmienności poszczególnych frakcji gruntów.

1.2 Cel i zakres pracy

Przedmiotem badań jest fragment doliny rzeki Warty poniżej zapory zbiornika retencyjnego Jeziorsko. Obszar ten w związku z przegrodzeniem doliny rzecznej budowlą piętrzącą charakteryzuje się występowaniem intensywnej erozji dna koryta rzeki, sięgającej wartości 3. metrów na przestrzeni ostatnich 30. lat.

Głównym celem badawczym jest opracowanie modelu łączonego, który w komplementarny sposób pozwoli na ocenę tempa erozji dennej poprzez wykorzystanie przestrzennej interpolacji wartości parametrów geotechnicznych (trójwymiarowy model geologiczno-inżynierski) równoległe z wybranymi warunkami hydraulicznymi przepływu rzeki nizinnej (model fizyczny).

Model geologiczno-inżynierski został zbudowany na podstawie wyników geotechnicznych badań in situ (sondowania dynamiczne oraz statyczne) podłoża doliny rzecznej, z wykorzystaniem geostatystycznej analizy danych, która jednocześnie stanowiła element oceny wiarygodności uzyskanych rezultatów. W analizie danych wykorzystano w sposób krytyczny różne techniki statystyczne.

Analizując tempo erozji oparto się na rzeczywistych pomiarach terenowych z wielolecia na odcinkach intensywnej erozji dna koryta rzeki uzupełniając o dane geotechniczne z punktowych badań geotechnicznych. W rezultacie otrzymano model fizyczny tempa erozji dna koryta rzeki. Ponadto dokonano próby stworzenia modelu regresji liniowej dla tempa erozji, w którym zmiennymi niezależnymi są parametry geotechniczne oraz hydrauliczne.

W efekcie stworzony model łączony może stanowić nowe narzędzie umożliwiające w przyszłości analizę ryzyka oraz podjęcie odpowiednich działań prowadzących do zwiększenia bezpieczeństwa funkcjonowania infrastruktury technicznej poniżej zapory czołowej, na przykład poprzez odpowiednią lokalizację progów stabilizujących.

Podczas realizowania powyższych celów badawczych sprawdzone zostały postawione hipotezy badawcze. Zakłada się bowiem, że analiza wyników geotechnicznych badań in situ umożliwia opracowanie modelu geologiczno-inżynierskiego, cechującego się statystycznie określoną powtarzalnością wydzielen. Równocześnie parametry modelu geologiczno-inżynierskiego wykazują istotny związek z tempem erozji dna koryta rzeki Warty. Przyjęcie tych hipotez pozwala założyć, że analiza danych terenowych oraz wyników badań laboratoryjnych daje możliwość skonstruowania wieloparametrycznego modelu tempa erozji dna rzeki. Jednocześnie przewiduje się możliwość prognozy erozji dna przy różnych wartościach natężenia przepływu średniego oraz oceny zagrożeń infrastruktury zlokalizowanej poniżej budowli piętrzących na rzekach nizinnych na podstawie modelu erozji.

1.3 Program badań

Stworzenie trójwymiarowego modelu geologiczno-inżynierskiego oraz wieloparametrycznego fizycznego modelu tempa erozji dna koryta rzeki wymagało opracowanie złożonego programu badań, który obejmował:

- wytypowanie odpowiedniego odcinka doliny rzecznej w obrębie, którego obserwowano intensywną erozję dna koryta rzeki na podstawie analizy danych archiwalnych
- wytypowanie i przeprowadzenie badań terenowych - zastosowane badania terenowe, w postaci zaawansowanych geotechnicznych badań in situ (sondowań statycznych oraz dynamicznych) oraz wierceń, pozwoliły na zgromadzenie odpowiedniej liczby danych opisujących podłoże gruntowe. Ponadto, szerokie spektrum obserwacji, uzyskane dzięki zastosowaniu sondowań statycznych o ciągłej rejestracji danych, pozwoliło na zastosowanie analiz statystycznych do ich interpretacji.
- pobór prób gruntów podczas wierceń i wykonanie badań laboratoryjnych - analiza uziarnienia gruntów budujących dolinę rzeczna, która pozwoliła na określenie średnic charakterystycznych wykorzystanych w modelu fizycznym
- prace kameralne obejmujące między innymi: analizę danych archiwalnych (pomiarów terenowe erozji dennej z wielolecia), opracowanie schematu obliczeniowego w programie R umożliwiającego trójwymiarową interpolację parametrów geotechnicznych, analizę korelacji

parametrów geotechnicznych i wielkości erozji dna koryta rzeki, stworzenie modelu regresji liniowej umożliwiającego prognozowanie tempa erozji dna koryta rzeki.

2. Charakterystyka środowiska rzecznoego

Procesy erozji oraz akumulacji rzecznej są procesami kształtującymi powierzchnię Ziemi. Systemy rzeczne Ziemi mają długą historię. Jest ona ściśle związana z pojawianiem się i rozwojem kontynentów oraz hydrosfery.

Hydrosfera zaczęła powstawać już w archaiku. Na początku przyrost wody był bardzo szybki. W paleozoiku, około 570 mln lat przed naszą erą, hydrosfera posiadała już objętość większą niż 90% wartości współczesnej hydrosfery (Babkin (red.), 2009).

Podczas epok geologicznych rzeki często zmieniały kierunek płynięcia oraz przepływ. Najstarsze osady rzeczne pochodzą prawdopodobnie z proterozoiku (1-2 mld lat temu). Tworzyły się wówczas pewne załężki systemów rzecznych, a swój początek miała erozja rzeczna. Niestety niewiele osadów rzecznych zachowało się z tego okresu między innymi w związku z późniejszą erozją, ruchami tektonicznymi oraz powtarzającymi się transgresjami morskimi. Największy rozwój systemów rzecznych nastąpił prawdopodobnie w paleozoiku około 550 mln lat temu (Babkin (red.), 2009).

Obecna forma sieci rzecznych jest wynikiem zachodzących procesów erozji, transportu, akumulacji głównie w okresach glacialnych oraz peryglacialnych oraz działalności człowieka (Babkin (red.), 2009).

Dodatkowo znaczącą rolę w kształtowaniu dolin rzecznych odegrały warunki klimatyczne, procesy erozji oraz obieg wody w przyrodzie.

2.1 Poględy na temat budowy i rozwoju dolin rzecznych

Rzeki oraz ich osady dopiero w dziewiętnastym wieku stały się odrębnym przedmiotem badań naukowców (Miall, 2006). W wydanej w 1830 roku książce Lyella "Zasady geologii", aż pięć rozdziałów było poświęconych rzekom oraz deltom. Lyell, podczas swoich badań we Francji zaobserwował paleogeńsko-neogeńskie osady rzeczne przewarstwione osadami jeziornymi i wulkanicznymi oraz odkrył, niedaleko Nicei, paleogeńsko-neogeńskie aluwialne żwiry zawierające fragmenty iłów z morskimi skamieniałościami (Wilson, 1972). Pozwoliło to na potwierdzenie hipotezy uniformitaryzmu, który zakłada, że procesy fizyczne i chemiczne zachodzące w terażniejszości są takie same jak w przeszłości. Zasadę tą sformułował Hutton (1795), a rozwinął Lyell (1830).

Lyell w swojej pracy opisał również powstawanie meandrów rzecznych. Wg Lyella (1830) meandry powstają na skutek skręcania rzeki, które jest wynikiem "ścian doliny" lub mięższości i odporności osadów aluwialnych doliny. Powiększanie meandrów natomiast powoduje powstawanie szyi, w miejscu której może dojść do przerwania meandru

i utworzenia się bardziej prostolinijnego odcinka rzeki (ryc. 1). Dodatkowo zaprezentował mechanizm powstawania riplemarków.

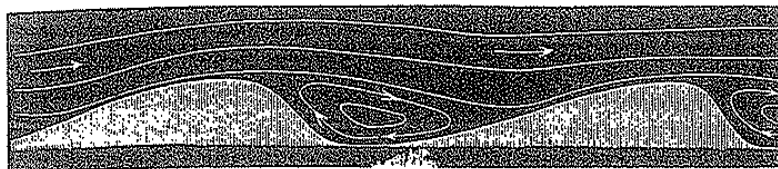


Ryc. 1. Meander z potencjalnym miejscem wystąpienia przerwania

Źródło: Lyell (1830)

Kolejną przełomową pracą a zarazem pierwszą publikacją na temat paleoprzepływów była praca Sorbiego (1852). Sorby, po raz pierwszy używał symboli facji oraz udokumentował, że wielkość struktury zależy od prędkości przepływu. Dodatkowo, twierdził, iż warstwy są deponowane pod wpływem przepływu w rzece, a ich struktura jest wynikiem głębokości wody, prędkości przepływu, rodzaju osadu oraz tempa akumulacji (Miall, 2006).

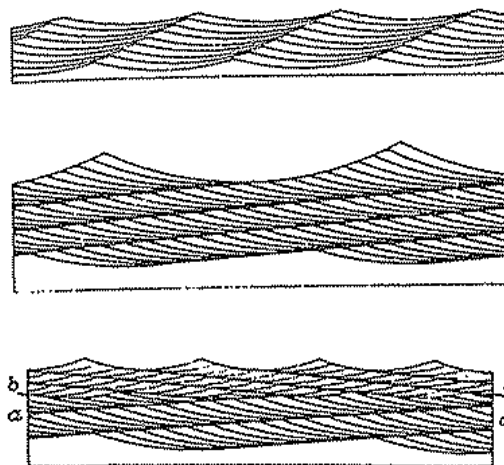
Następnie pojawiały się kolejne zaawansowane opracowania dotyczące struktur sedymentacyjnych. W 1860 roku Jamieson podczas badań fluwioglacjalnych żwirów jako pierwszy zaobserwował imbrykację, następnie w 1884 roku Reade opisywał riplemarki występujące w osadach fluwioglacjalnych. Natomiast, Gilbert (1884; 1899) scharakteryzował wielkoskalowe symetryczne riplemarki paleozoicznych morskich piaskowców. Zaznaczył, również, że dotychczasowy opis pochodzenia piaszczystych riplemarków był do roku 1882 bardzo niedokładny. Przytoczył wyjaśnienie Darwina (1883), który odkrył, że grzbiet riplemarków jest tworzony dzięki wirom (ryc. 2).



Ryc. 2. Przepływ wody pomiędzy riplemarkami

Źródło: Darwin (1883)

Dodatkowo Gilbert (1899) zaproponował klasyfikację przekątnie laminowanych riplemarków wstępujących, która obowiązywała do początku lat 60 XX wieku (ryc. 3).



Ryc. 3. Różne typy riplemarków

Źródło: Gilbert (1899)

Transport osadów przez rzekę po raz pierwszy opisał Everest w 1832. Prowadził badania rzeki Ganges w różnych warunkach przepływu. Następnie Humphreys i Abbot (1861) opisali ładunek rzeki Misisipi, ukazując skalę transportu rzeczno. Wyliczyli bowiem, że roczny przyrost osadów w zakumulowanych przez rzekę w zatoce wynosił około $0,021 \text{ km}^3$ (Humphreys i Abbot, 1861). W 1875 roku Powell jako pierwszy przedstawił koncepcję bazy erozyjnej. Tempem transportu rumowiska dennego zajmował się Du Boys (Miall, 2006), który wydedukował, że aby doszło do przenoszenia osadu naprężenia ścinające wywołane przez przepływ muszą być większe od naprężeń krytycznych.

Stożkami aluwialnymi zajmował się Drew (1873), który przedstawił szczegółowy opis ich sedimentacji. W związku z bocznymi zmianami pozycji potoku oraz przyrostowi osadu ku górze, w osadach stożków odnotowano poprzeczne warstwowanie.

Pracami podsumowującymi ten okres są książki Dana (1862) oraz Geikiego (1882), które zawierają szczegółowy opis potencjału erozyjnego i ładunku wybranych rzek oraz mechanizm powstawania meandrów i awulsji. Niestety pominięty został temat osadów rzecznych (brakuje ich charakterystyki) oraz paleoprzepływów. Jednakże, w obydwóch pracach znalazł się opis kształtów oraz sposobu tworzenia się piaszczystych odsypów.

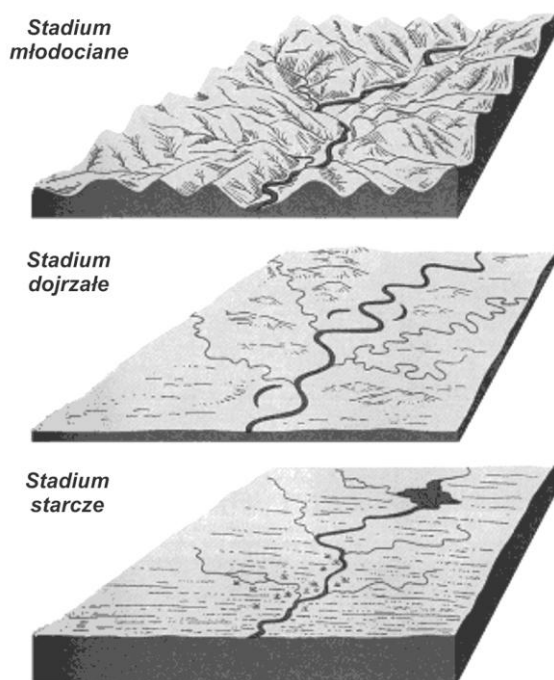
Pod koniec lat 90 XIX wieku Davis (1898, 1899) dokonał podziału rzek na młode, dojrzałe oraz stare w oparciu o cykl erozyjny rzek. Dodatkowo rozpoznał i opisał rzeki

o charakterze roztokowym i meandrowym. Była to przełomowa praca, która dała podstawy do stworzenia klasyfikacji rzek w XX wieku.

Na początku XX wieku badania dolin rzecznych były już bardziej zaawansowane, dlatego wykształciły się różne kierunki badań: opisowa geomorfologia rzeczna, ilościowa geomorfologia rzeczna, transport osadów, formy dna, facje, paleohydraulika (Miall, 2006).

Opisowa geomorfologia rzeczna zajmowała się fizyczną charakterystyką rzek, stożków rzecznych, równin zalewowych, ich ewolucją oraz zróżnicowaniem na odcinku od źródła do ujścia (Miall, 2006). Na początku XX wieku w oparciu o nowe badania oraz dotychczasowe odkrycia zaproponowano różne klasyfikacje rzek:

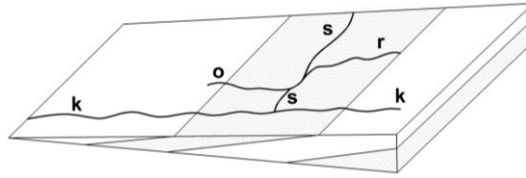
- klasyfikacja w oparciu o cykl erozyjno-akumulacyjny - rzeki młode, dojrzałe i stare (Davis, 1899) (ryc. 4)



Ryc. 4. Stadia rozwoju sieci rzecznej

Źródło: Davis (1899), zmienione

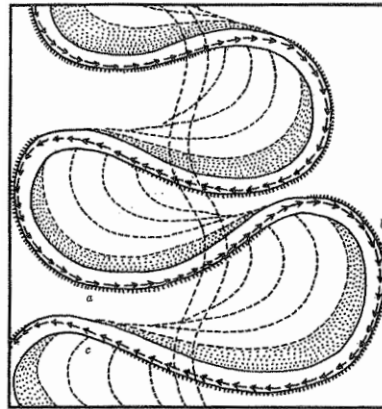
- klasyfikacja strukturalna - rzeki konsekwentne, subsekwentne, obsekwentne, resekwentne, insekwentne (Powell, 1875; Davis, 1899) (ryc. 5)



Ryc. 5. Klasyfikacja strukturalna

Źródło: Klimaszewski (1995)

- klasyfikacja morfologiczna - rzeki proste, roztokowe, meandrowe oraz astomozujące (Drew, 1873; Geikie, 1882; Davis, 1898). Ciekawą pracą na temat rzek meandrowych była praca Chamberlina i Salisburiego (1909). Autorzy opisali w wyczerpujący sposób mechanizm powstawania rzek meandrowych (ryc. 6).



Ryc. 6. Rozwój meandrów z uwzględnieniem miejsc ich przerwania oraz odsypów meandrowych

Źródło: Chamberlin i Salisbury (1909)

- klasyfikacja w oparciu o zależności pomiędzy morfologią kanału rzeki, a ładunkiem przez nią niesionym oraz rodzajem osadów transportowanych (Griffith, 1927; Melton, 1936; Schumm, 1963). Ta klasyfikacja jest najbardziej interesująca z punktu widzenia sedimentologów rzecznych. Griffith zaobserwował, że istnieje związek między przekrojem poprzecznym koryta rzecznego, a objętością niesionego materiału. Wg Griffitha rzeka dostosowuje kształt swojego koryta, aby mieć jak największą pojemność transportowanego osadu, dlatego bardzo obciążone osadem rzeki mają koryta szerokie i płytkie. Schumm (1963) następnie wprowadził podział na rzeki z rumowiskiem wleczonym, zawiesiną oraz mieszane. Udowodnił również, że rodzaj osadu w korycie warunkuje krętość oraz kształt przekroju poprzecznego rzeki. Dodatkowo powiązał rodzaj osadu z erozją

w korycie rzeki. Klasyfikacja Schumma była podstawą dzisiejszego podziału systemów rzecznych (Galloway, 1981).

Ilościowa geomorfologia rzeczna obejmowała zależności pomiędzy szerokością, głębokością, nachyleniem, wydatkiem, krętością oraz obciążeniem osadami rzek (Miall, 2006). Istotną pracą były badania Kennediego (1895), który zaprezentował na wykresach zależności pomiędzy prędkością rzeki, a jej głębokością. Badania nad tą zależnością kontynuował Lane (1935). Wymienił znacznie więcej czynników, które mogą wpływać na kształt koryta rzeki: czynniki hydrauliczne (spadek, szorstkość, głębokość, rozkład prędkości oraz temperatury w korycie rzeki), kształt koryta (szerokość, głębokość, nachylenie stoków), rodzaj transportowanego materiału (rozmiar, kształt, ciężar, ilość) oraz różnorodność (wyrównanie, jednorodność przepływu oraz wiek). Prace Lanea były kontynuowane przez Leopolda i Maddocka (1953).

Badania transportu osadów skupiały się na mechanizmie unoszenia osadów, tempie transportu oraz zmianach strukturalnych osadów. Początkowo skupiano się na wielkości ziaren oraz na ogólnym ładunku transportowanym przez rzeki. Do roku 1913 istniał bardzo niezwykły system miar wielkości ziaren. Ziarna porównywane były do orzechów laskowych, włoskich, grochu, jaj gołębi oraz kur (Miall, 2006). System ten jednak nie przetrwał długo. Badania nad strukturą osadów były prowadzone przez Uddena (1914). Opisał takie cechy granulometryczne osadów jak średnia, wysortowanie, skośność, kurtoza, szorstkość powierzchni, kształt oraz kulistość (Miall, 2006). Następnie w 1922 roku Wentworth wprowadził podział ziaren ze względu na wielkość zaczynając od otoczków a kończąc na ilach, który jest podstawą współczesnego kodu litofacjalnego (Zieliński, 2014). Skalę logarymiczną phi zaproponował natomiast Krumbein (1934). W 1957 roku Folk i Ward zaproponowali zastosowanie procentowych zawartości określonych przedziałów wielkości ziaren zaprezentowanych na wykresach oraz w postaci krzywej kumulacyjnej w celu określenia wysortowania gruntów.

Bardzo ważną pracą, często cytowaną była publikacja z 1914 roku Gilberta. Badał on prędkości przepływu, jakie są potrzebne do unoszenia różnej wielkości ziaren w różnych warunkach przepływu, głębokości i spadku. Jeffreys (1929) sugerował natomiast, że ruch ziaren nie zależy od prędkości czy siły wleczenia, a od unoszenia wynikającego z gradientu prędkości lub tempa tarcia pomiędzy przylegającymi warstwami płynu. W latach 20. XX wieku udokumentowano zmiany ruchu laminarnego na turbulentny przy pomocy liczby Reynoldsa (opierając się na pracy Reynoldsa z 1883 roku). Następnie pojawiły się prace na temat warunków krytycznych, które warunkują unoszenie ziaren z dna koryta rzeki

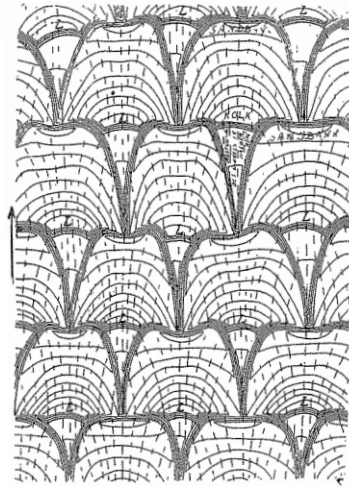
(Hjulström, 1935, Shields, 1936). Na szorstkości osadów oraz form dna, jako czynnika warunkującym erozję dna, skupił się Einstein (1950).

Próby wytłumaczenia mechaniki transportu osadów w oparciu o uziarnienie osadu podjęli Middleton (1976) oraz Sagoe i Visser (1977). Middleton udowodnił, że graniczna średnica ziarna, która warunkuje czy materiał jest wleczony czy unoszony zależy przede wszystkim od prędkości przepływu (Miall, 2006).

Studiowanie form dna obejmowało głównie zewnętrzny kształt oraz wewnętrzną strukturę. Dodatkowo skupiono się na opisie tych form w zależności od głębokości, prędkości przepływu oraz wielkości ziaren osadu.

Prace charakteryzujące formy dna koryta rzeki powstawały już w XIX wieku. Na początku XX wieku prowadzono więcej badań w celu określenia mechaniki powstawania tych form. Pracą wyjściową do większości rozważań była praca Sorby z 1852 roku. Sukcesje form dna opisał Owens (1908). Skupił się głównie na wydmach, płaskim dnie oraz antywydmach podczas zwiększania się prędkości przepływu (Miall, 2006). Gilbert w 1914 w sposób bardzo szczegółowy opisał swoje prace, które skupiały się na mechanizmie ruchu ziaren oraz wody. Gilbert zaobserwował, że odstępy pomiędzy wydmami zależą od głębokości i prędkości przepływu. Potwierdził również dotychczasowe odkrycia Sorby i Owensa.

Riplemarkami, dokładnie mechanizmem ich powstawania zajmowało się wielu naukowców, między innymi Grabau (1907), Epry (1913), King (1916), Kindle (1917) i Bucher (1919). Bucher opisał riplemarki pod względem ich morfologii. Określił ich długość, amplitudę, "indeks poziomy formy" (stosunek długości strony zawietrznej do strony bocznej) oraz "indeks pionowy formy" (stosunek długości do amplitudy riplemarku). Zaprezentował również swoją trójwymiarową wizję morfologii riplemarków romboidalnych oraz w kształcie języka wraz z kierunkiem przepływu (ryc. 7).



Ryc. 7. Mapa konturowa ukazująca idealną formę językowształtnych riplemarków z uwzględnieniem kierunków przepływów

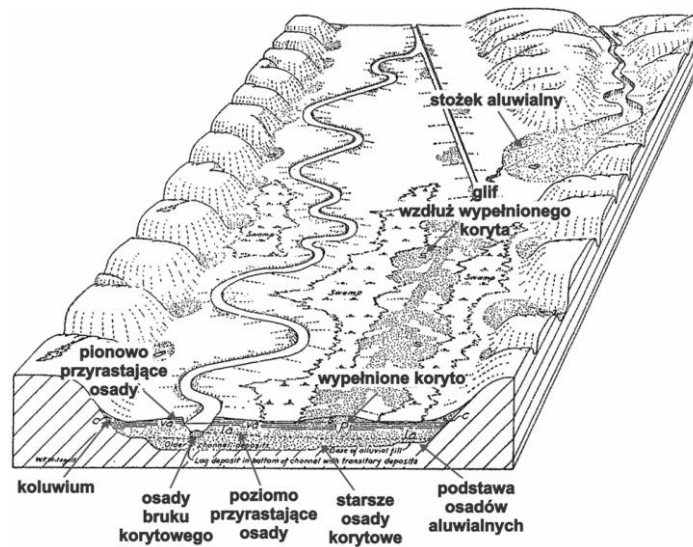
Źródło: Bucher (1919)

Zaznaczył, również bardzo istotną rolę jaką odgrywają riplemarki do określania kierunku przepływu. Warstwowanie przekątne skartowali natomiast Rubey i Bass (1925). Pomiary paleoprzepływu prowadził Reiche (1938). McKee (1938; 1939) opisał struktury sedimentacyjne rzeki Kolorado i zaproponował klasyfikację riplemarków poprzecznie laminowanych. Następne prace na temat struktur sedimentacyjnych oraz paleoprzepływów skupiały się na wykorzystywaniu technik statystycznych do ich opisu. Podsumowanie oraz rozwój dotychczasowych hipotez przedstawił Middleton w swojej pracy z 1977 roku. W międzyczasie Allen prowadził swoje badania o strukturze przepływu, które odzwierciedleniem jest odpowiednia forma riplemarków. Te badania oraz przegląd innych prac na temat przepływu i form dna koryta rzeki Allen przedstawił w pracach z 1968, 1970 i 1984 roku.

Badania facji skupiały się na wyróżnieniu litologicznych warstw osadów fluwialnych. Jedną z przełomowych prac był artykuł Barrella (1912), który opisał kryteria rozpoznawania osadów deltowych. Praca ta rozpoczęła dyskusję na temat różnic pomiędzy osadami morskimi, rzeczными czy eolicznymi (Miall, 2006). Następnie prace, które miały ogromny wpływ na analizę facji, to artykuły Happ i in. (1940), Fiska (1944; 1947) oraz Bersier (1948).

Happ i in. podzielili osady rzeczne na 6 typów: wypełniające koryto, sukcesja przyrostu bocznego, gliców równi zalewowych, koluwium, sukcesja akrecji pionowej oraz bruk korytowy. Dodatkowo wyróżnili facje związane między innymi z równią zalewową,

stożkiem aluwialnym oraz deltą. Zaprezentowali diagram ilustrujący zróżnicowanie osadów w dolinie rzecznej (ryc. 8).

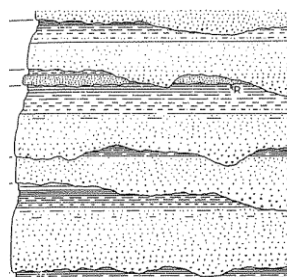


Ryc. 8. Diagram ilustrujący różne typy osadów w dolinie rzecznej

Źródło: Happ i in. (1940)

Fisk (1944; 1947) w sposób kompleksowy zbadał i opisał dolinę oraz deltę rzeki Missisipi, uwzględniając jej historię, paleokanały, migrację meandrów, osady glifów, wałów oraz innych struktur sedymentacyjnych.

Bersier (1948), stworzył dokładny opis cyklu przyrostu osadów w dolinie rzecznej w oparciu o badania, które prowadził na osadach alpejskich molas. W sukcesjach osadów widać wyraźny trend zmniejszania się wielkości ziaren ku górze (ryc. 9).



Ryc. 9. Typowy aluwialny cyklotem z przyrostem osadów o coraz mniejszych ziarnach

Źródło: Bersier (1948)

Początkowo Bersier twierdził, że cykle są pochodzenia tektonicznego. Dopiero w 1958 roku porównując sukcesje do osadów delty Missisipi zweryfikował swoją teorię. Powtarzające się cykle osadów są związane z pionowym przyrostem osadu w korycie (Miall, 2006).

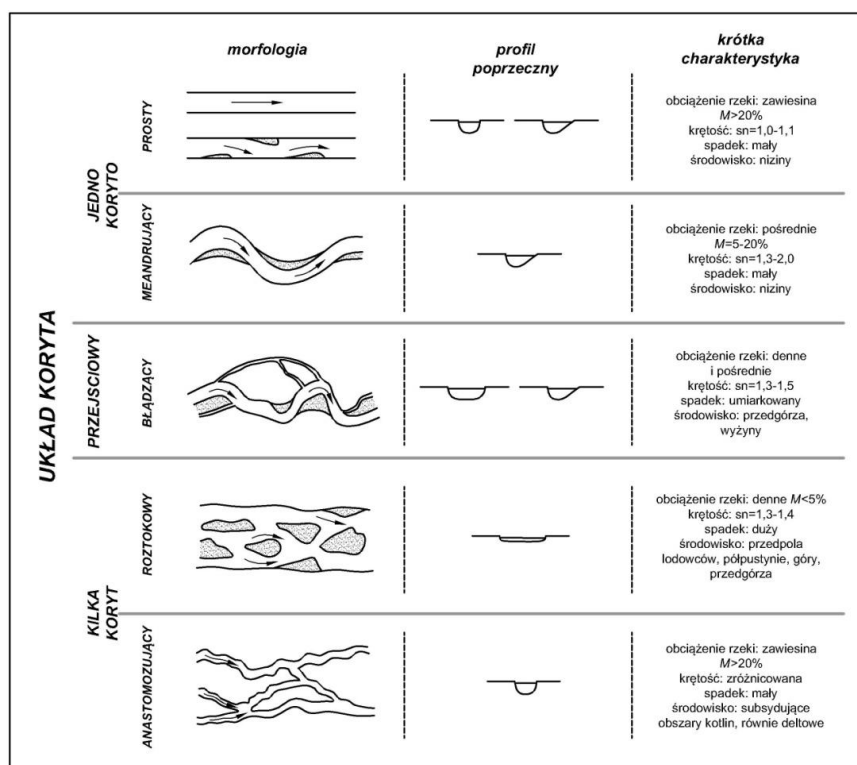
Zostało powszechnie przyjęte, że współczesne badania dolin rzecznych prawdopodobnie rozpoczęły się od wydania przez Fiska artykułów o aluwiach doliny rzeki Misisipi (1944, 1947). Następnymi przełomowymi pracami były praca Allena (1963), w której dokonał strukturalnej klasyfikacji osadów rzecznych oraz prace Simons i Richardson (1961), Simons i in. (1965), Harms i Fahnestock (1965), w których opisywali pochodzenie form dna koryta rzeki. Natomiast modele facjalne zaczęły się pojawiać w 1950 roku. W tym samym czasie koncerny rafineryjne prowadziły badania w celu poszukiwania pułapek stratygraficznych w dolinach rzecznych (Miall, 2006). Kwestie geomorfologiczne dolin rzecznych zostały natomiast podsumowane przez Schumma (1972). Badania osadów fluwioglacjalnych zostały przeanalizowane przez Joplinga (1975), natomiast krótka historia prac nad formami osadów dna koryta oraz strukturami sedymentacyjnymi została opisana przez Middletona (1965; 1977). Przeglądu analizy paleoprzepływu dokonali Pettijohn (1962), Potter i Pettijohn (1963). Wspomniana powinna zostać również praca Allena (1965), która nie skupia się na chronologicznym przedstawieniu stanu wiedzy na temat sedymentacji rzecznej, jednakże zawiera kompleksowy jej opis.

2.2 Koryta rzeczne - obecny stan wiedzy

Większość osadów, które powstają na obszarach lądowych obecnie to osady rzeczne. Rzeka może transportować i osadzać różny materiał. Charakter transportu osadów oraz dynamika przepływu mają swoje odzwierciedlenie w układzie koryta rzecznoego. Układy koryta mogą mieć różne kształty w zależności od środowiska, w którym są kształtowane. Wyróżnia się układy pojedynczych (zwartych) oraz kilku (rozproszonych) koryt (ryc. 10). Do ich definiowania wprowadzone zostały pewne wskaźniki. Jednym z nich jest krętość koryta (sn), która wyrażana jest jako stosunek długo koryta do długości osi doliny. Kolejnym jest współczynnik roztokowania (BI), który określa rozproszenie koryt. Współczynnik ten pokazuje ile jest koryt rozproszonych w profilu poprzecznym doliny lub ich ilość na 100 m szerokości doliny (Ashmore, 1991). Stosowany jest również wskaźnik litologii koryta (M), który określa procentową zawartość frakcji aleurytowej w aluwiach przybrzeżnych oraz dennych (Zieliński, 2014). Dodatkowo należy również pamiętać o zapewne jednym z ważniejszych parametrów jakim jest spadek koryta.

Do grupy układów pojedynczych zalicza się koryta proste oraz meandrujące (ryc. 10). Koryta proste są bardzo rzadko spotykane, charakteryzują się małym przepływem oraz transportem głównie zawiesinowym (Schumm i Khan, 1972). Koryto proste posiada krętość w przedziale 1,0-1,1. Prostolinijna postać koryta jest charakterystyczna przy wezbraniach. Natomiast przy niskich i średnich stanach koryto zazwyczaj ma charakter krętości niewielkiej, co jest związane z odsypami bocznymi wzdłuż koryta. Rzeki meandrujące bardzo często występują w środowisku nizinym. Charakteryzują się dużą krętością ($sn > 1,5$) oraz umiarkowanym spadkiem. Ich przepływ jest na niższym poziomie energetycznym. Te wszystkie cechy powodują, że rzeki meandrowe posiadają denno-zawiesinowy rodzaj obciążenia, czyli tak zwany pośredni. Wskaźnik litologiczny wynosi od 5 do 20 %. Ich aluwia są zazwyczaj drobnoziarniste. Rzeki te posiadają odmienny styl akumulacji w korycie i na równi zalewowej. Pośrednim typem są rzeki błędzące (ryc. 10), które posiadają krętość w granicach 1,3 - 1,5 oraz współczynnik roztokowania 2 - 3. Rzeki te powstają przeważnie na skutek przejścia do postaci bardziej stabilnej czyli rzeki meandrowej (Hooke, 1975) z rzeki roztokowej. Rzeka błędząca posiada rozproszony system koryt żwirowodennych, na które składają się zarówno odcinki meandrujące jak i roztokowe (Desloges i Church, 1989; Brieley i Hickin, 1991; Bridge i Lunt, 2006). Dodatkowo koryta tej rzeki są węższe oraz głębsze od rzeki roztokowej (Zieliński, 2014). Są one charakterystyczne dla obszarów przedgórzy i wyżyn.

Przykładami rzek o korytach rozproszonych są rzeki roztokowe i anastomozujące (ryc. 10). Rzeki roztokowe charakteryzują się dużym spadkiem i energią przepływu oraz małą krętością ($sn < 1,5$). Rzeki te posiadają współczynnik roztokowania większy od 8, natomiast wskaźnik litologii koryta mniejszy niż 5%. Dominuje tutaj transport denny frakcji piaszczysto-żwirowej. Typowe dla rzek roztokowych są duże tempo akumulacji korytowej, szerokie i płytkie koryta, odsypy centralne oraz brak różnic między akumulacją w korycie, a na równi zalewowej. Rzeki roztokowe występują na przedpolach lodowców, półpustyniach oraz przedgórzach (Zieliński, 2014). Rzeki anastomozujące natomiast są charakterystyczne dla równi deltowych oraz subsydujących obszarów kotlin. Posiadają głębokie i wąskie koryta oraz mały spadek. Transportują głównie zawiesinę ($M > 20$). Krętość nie jest jednoznacznie określona, według niektórych autorów rzeki te posiadają dużą krętość (1,9-2,0) (Smith i in., 1997; Gibling i in., 1998), według innych małą (Makaske 1998; Wende i Nanson, 1998). Są to jednak niewątpliwie rzeki o niskoenergetycznym przepływie oraz minimalną erozją boczną w kohezyjnych, drobnoziarnistych osadach.



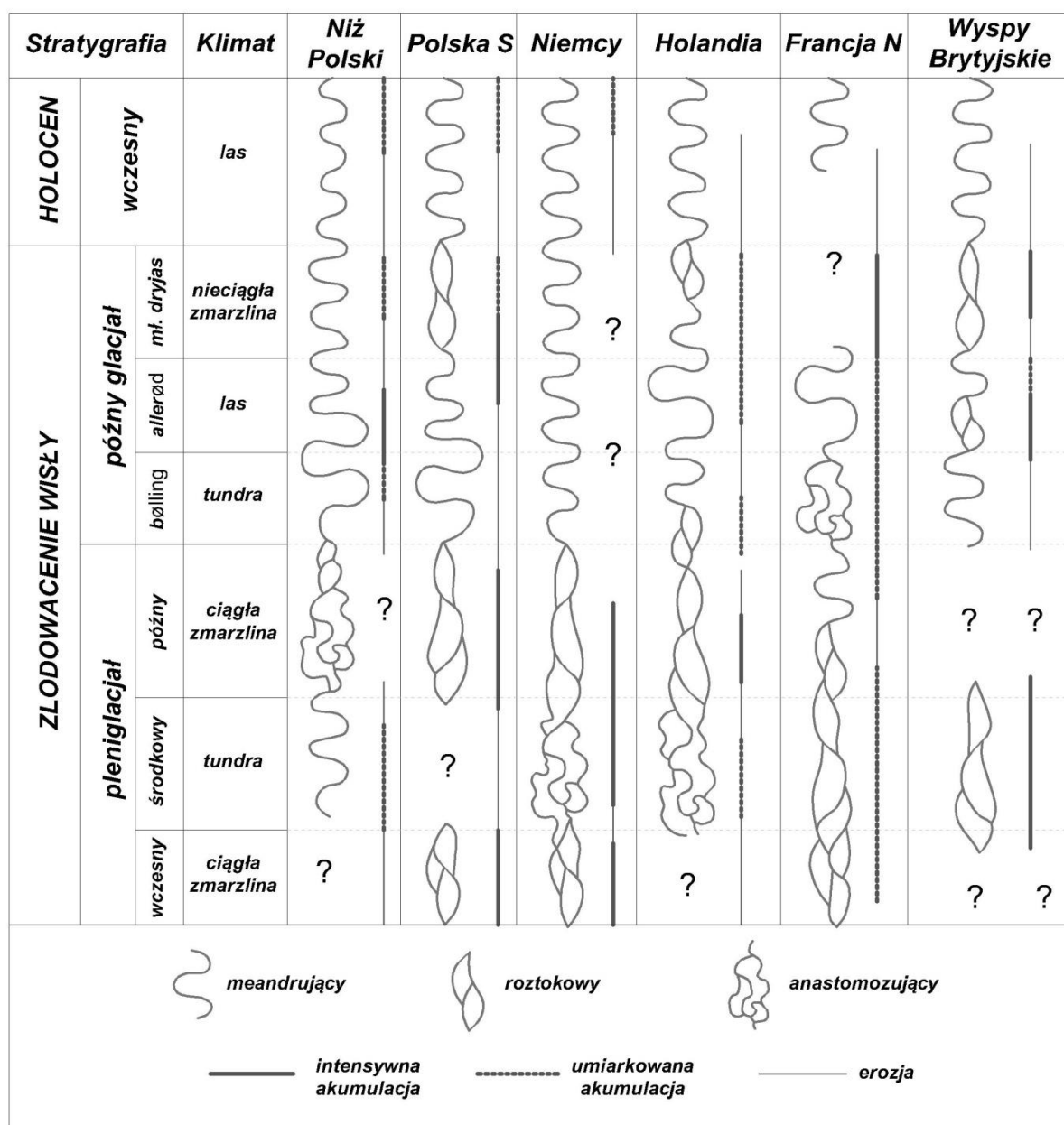
Ryc. 10. Diagram prezentujący morfologię, profile poprzeczne oraz krótką charakterystykę poszczególnych typów rzek

Źródło: Zieliński (2014), zmienione

Czynniki środowiskowe, które wpływają na układ koryta rzeczno to klimat, hydrologia, geomorfologia, litologia podłoża, tektonika oraz botanika. Dodatkowo uwzględnia się również wydatek, prędkość przepływu, obciążenie rzeki oraz bazę erozyjną.

Rozważania na temat czynników wpływających na układ koryta rozpoczęły się w latach 50 XX wieku. Leopold i Wolman (1957) określili równanie pozwalające na wyznaczenie wartości progowej spadku w oparciu o wydatek przepływu. Funkcja ta pozwala na określenia granicy pomiędzy rzekami roztokowymi a meandrującymi. Kolejni autorzy modyfikowali i weryfikowali równanie Leopolda i Wolmana, pozostawiając istotę równania, a mianowicie spadek i wydatek przepływu, jako najbardziej istotne zmienne wpływające na układ koryta (Zieliński, 2014). Van den Berg (1995) zauważył, że również moc przepływu odgrywa decydującą rolę w kształtowaniu układu koryta. Wielkość przepływu zależy natomiast od klimatu. System rzeczny dostosowuje się powoli do nowych warunków klimatycznych. W pierwszym etapie tworzą się nowe formy depozycyjne oraz erozyjne. W drugim, jeżeli nowe warunki się utrzymują, dochodzi do przejścia do innego układu. Takie sytuacje miały miejsce w przeszłości podczas okresów glacialnych oraz interglacialnych

(ryc. 11). W okresach glacialnych tworzyły się układy fluwialne rzek roztokowych oraz anastomozujących, w zależności od spadku terenu (ryc. 11). Charakterystyczna dla rzek roztokowych z tego okresu jest agradacja aluwialna. Rzeki roztokowe są typowe głównie dla okresów o surowym, zimnym klimacie. Podczas okresów cieplejszych, warunki środowiskowe sprzyjały tworzeniu się rzek meandrujących, które wyróżniały się umiarkowaną agradacją oraz erozją. Bilans agradacyjno-degradacyjny rzek meandrujących zmieniał się na zerowy w przypadku pokrycia terenu szatą roślinną. Dodatkowo istnieje duże prawdopodobieństwo, że podczas okresów przełomowych rzeki meandrowe wcinały się w dna dolin. Występowały wówczas intensywne procesy degradacyjne (Zieliński, 2014).



Ryc. 11. Układy koryt rzek podczas zlodowacenia Wisły

Źródło: Zieliński (2014), zmienione

Schemat ten jest jednak pewnym uogólnieniem. Przy rozpatrywaniu układów koryt oraz ich akumulacyjnej działalności należy brać pod uwagę inne czynniki wpływające na układ koryta, chociażby geomorfologię terenu, która w znaczący sposób mogła wpływać na model reakcji rzek na zmiany klimatyczne. Tak jak w przypadku rzek roztokowych i anastomozujących w okresach glacialnych (ryc. 11). Na rycinie 11 zostały zestawione sukcesje aluwialne z zachodniej Europy. Profile Polski, Holandii oraz Niemiec są zbieżne. Jest to wynikiem morfologii terenu, gdzie spadek oraz ukształtowanie terenu były zbliżone. Natomiast sukcesje aluwialne z Wielkiej Brytanii w znaczny sposób odstają od założonego modelu. Jest to prawdopodobnie związane z innym ukształtowaniem terenu (Zieliński, 2014).

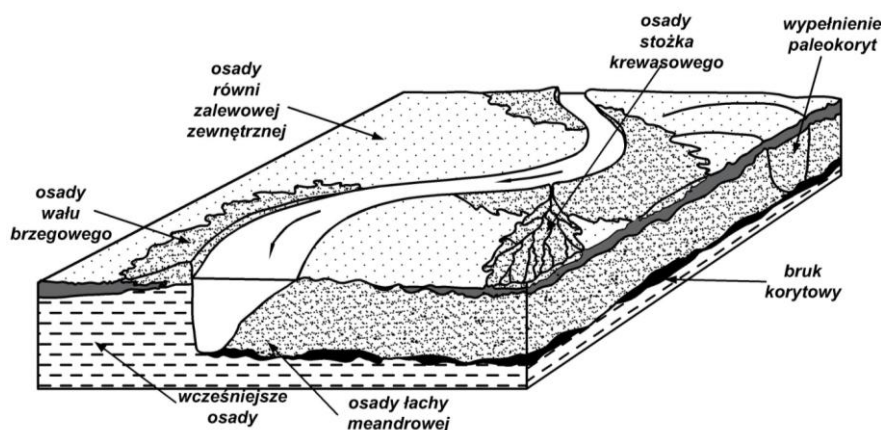
2.3 Rzeki meandrujące

Badania zostały przeprowadzone w dolinie rzeki Warty na odcinku nizinnym. Rzeka Warta posiada układ koryta meandrującego. W związku z tym szerzej opisano ten typ systemu fluwialnego.

Układ meandrowy jest uważany za najbardziej zrównoważony, do którego dążą wszystkie inne systemy. Jest to układ dojrzały ze względu na zależności pomiędzy depozycją, a erozją oraz pomiędzy typami erozji. Depozycja osadów, w postaci przyrostu bocznego odsypów meandrowych zachodzi równocześnie i proporcjonalnie do erozji bocznej. Mamy zatem do czynienia w rzekach meandrowych ze zrównoważonym bilansem erozji oraz depozycji. W przypadku, gdy brzegi koryta są bardziej odporne na erozję, nadmiar energii jest wykorzystywany do erozji dna koryta. Powstają wówczas erozyjne głębie (talwegi), które są charakterystyczne dla krętych rzek (Zieliński, 2014).

Depozycja osadów może zachodzić na całym odcinku koryta rzecznego. Uprzywilejowanymi miejscami osadzania materiału są miejsca, w których siła transportowa jest mniejsza. Następuje to głównie w miejscach zmniejszenia spadku, rozszerzającego się koryta oraz zmniejszania się masy wody. Występuje wówczas większa siła tarcia oraz mniejsza prędkość przepływu (Klimaszewski, 1995).

Wyróżnia się dwie facje - korytową oraz pozakorytową. Do każdej facji przyporządkowane są odpowiednie formy depozycyjne (ryc. 12).



Ryc. 12. Schemat form depozycyjnych w dolinie rzecznej

Źródło: Allen (1965), zmienione

Facja pozakorytowa występuje na równi zalewowej. Jest to obszar szerszy niż strefa korytowa (Gradziński, i in., 1986), sąsiadujący z korytem oraz okresowo zalewany podczas wezbrań powodziowych (Graf, 1988). Aluwia równi zalewowej mogą stanowić ponad połowę masy osadów deponowanych w dolinie rzecznej. Zazwyczaj dochodzi do pionowego przyrostu aluwii z drobnoziarnistych zawieszin oraz przyrostu bocznego osadów grubszych z transportu dennego, zazwyczaj o frakcji piaszczystej (Zieliński, 2014). Do form akumulowanych na równi zalewowej należą: wał brzegowy, krewasy, stożek krewasowy.

Wał brzegowy jest podłużną formą ciągnącą się wzdłuż przykrawędziowej strefy koryta. Facja wału brzegowego pod względem morfologicznym należy niewątpliwie do strefy pozakorytowej, jednakże nie pod względem uziarnienia. Brierley (1996) biorąc pod uwagę powyższe, wydzielił dodatkową grupę form, a mianowicie elementy brzegu koryta, do których zaliczył wspomniane wały brzegowe oraz stożki krewasowe. Niemniej jednak przyjęło się, że wały przykorytowe należą do facji pozakorytowej. Gradziński i inni (1986) tłumaczą grubszą frakcję osadów wałów jako wpływ redukcji prędkości oraz turbulencji jaka występuje na skraju koryta podczas wysokiego, powodziowego stanu wód. Morfologia wału jest zróżnicowana i zależy od akumulacji z transportu przydennego. Zbocza wału są tym bardziej strome im większa akumulacja grubszego materiału. Bez względu jednak na wielkość akumulacji wał jest zawsze asymetryczny. Zbocze od strony równi zalewowej jest mniej strome niż od koryta. Wały brzegowe zbudowane są głównie z pyłów z domieszkami piasków o różnej granulacji. Charakterystycznymi elementami depozycyjnymi wałów brzegowych przy dużych gradientach prędkości są riplemarki wstępujące oraz megariplemarki. Facje wysokoenergetyczne dodatkowo charakteryzują się

frakcjonalnym uziarnieniem. Facje te rozpoczynają się powierzchnią erozyjną i przechodzą przez osady piaszczyste, niekiedy piaszczysto-żwirowe, w pyły. Niskoenergetyczne facje wykształcone są głównie jako ławice frakcjonalne. Dolna część zbudowana jest z piasków drobnoziarnistych o przekątnej laminacji riplemarkowej, przekątnej laminacji riplemarków wstępujących i laminacji falistej oraz piasków pylastych o laminacji poziomej i przekątnej laminacji riplemarków wstępujących. Górna część natomiast jest drobniejsza, wykształcona w postaci pyłu laminowanego poziomo lub masywnego. Tempo agradacji osadów wałów brzegowych jest zróżnicowane. Zależy głównie od długości trwania wezbrania oraz energii przepływu (Zieliński, 2014).

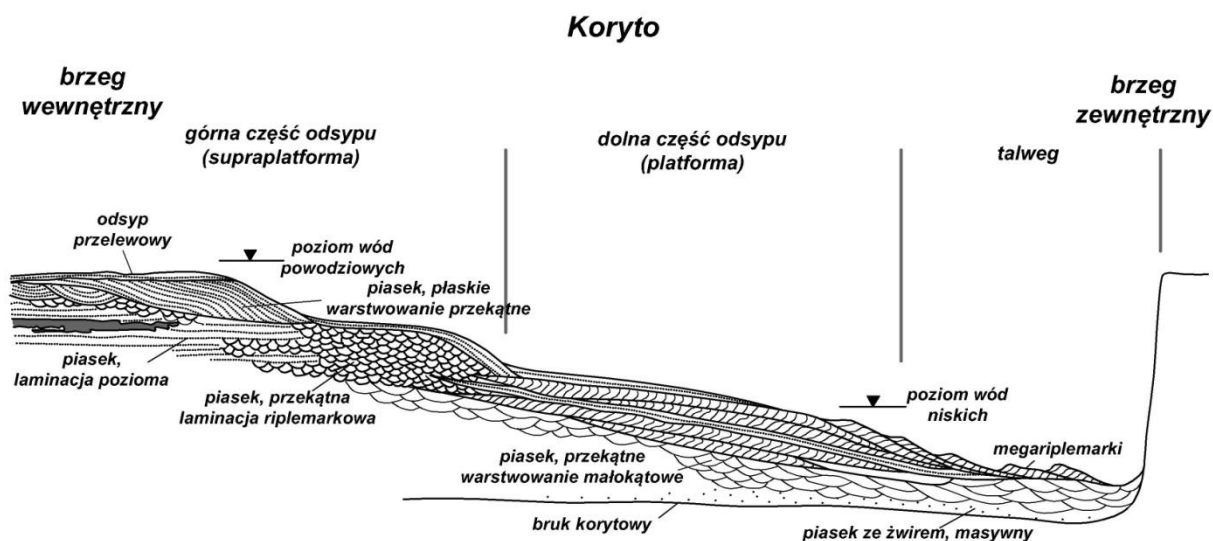
Krewasa to koryto, które powstało na skutek rozmycia strefy brzegu koryta i rozcięcia wału brzegowego. Szerokość oraz głębokość rozmycia zależą od energii przepływu i wielkości rzeki, odpowiednio od 5 do 10 m, od 2 do 6m. Obecność kanałów krewasowych można stwierdzić na podstawie rozmyć rynnowych w sukcesjach osadowych wałów brzegowych. Wypełnienie kanałów zazwyczaj posiadają uziarnienie frakcjonalne, od piasków po pyły. Część piaszczysta cechują bardzo często przekątnym warstwowaniem rynnowym (Zieliński, 2014).

Materiał niesiony przez kanał krewasowy osadzany jest w zagłębieniu basenu powodziowego na równi zalewowej w postaci stożka krewasowego (Gradziński i in., 1986; Zieliński, 2014). Tempo przyrostu osadów stożków krewasowych jest bardzo duże. Miąższość osadów stożka może osiągnąć nawet 3,5 m w trakcie jednego powodziowego wezbrania (McKee i in., 1967; Coleman, 1969; Gębica i Sokołowski, 1999). Materiał stożków krewasowych cechuje się występowaniem grubszych frakcji oraz odwróconym uziarnieniem frakcjonalnym. Jest to związane ze stopniową progradacją stożka. Strefa proksymalna charakteryzuje się najgrubszym uziarnieniem o przekątnym warstwowaniu rynnowym, warstwowaniu poziomym i masywnym (płytsze przepływy). W części dystalnej osady stożków są mniej gruboziarniste, zazwyczaj zbudowane z piasków o przekątnej laminacji riplemarkowej oraz laminacji smużystej (Zieliński, 2014). Na samym końcu stożka często spotykane są przewarstwienia pyłów o laminacji poziomej lub masywnych.

Opisane formy reprezentują część równi zalewowej bezpośrednio sąsiadującej z korytem. Część zewnętrzna natomiast jest miejscem, gdzie panują warunki wody stojącej, czyli możemy mówić o środowisku basenów powodziowych. Osadzany jest drobny materiał z zawiesiny. Najczęściej są to aluwia o frakcji pylastej oraz iłowej, jednakże sporadycznie w trakcie szczytów fali wezbraniowej akumulowane są piaski drobnoziarniste (Magilligan

i in., 2002). Aluwia zewnętrznej równi zalewowej cechują się laminowaniem poziomym oraz strukturą masywną (w zależności od uziarnienia) (Zieliński, 2014).

Facja korytowa jest związana z depozycją osadów wewnątrz koryta. Najbardziej charakterystyczną formą akumulacji korytowej jest odsyp meandrowy (ryc. 13). Powstaje on na wewnętrznych brzegach zakoli, a jego wielkość zależy od erozji zewnętrznych brzegów meandrów. Odsyp meandrowy czy inaczej boczny jest zazwyczaj dzielony na dwie części. Dolna część znajduje się poniżej poziomu wody przy średnich stanach i nazywana jest platformą. Górna część, zwana lachą ponadplatformową lub supraplatformą, jest zalewana jedynie w trakcie wezbrań (Zieliński, 2014). Agradacja piaszczystych odsypów jest niewielka, średnio została określona na 1 cm/rok (Briedge i Diemer, 1983). Dla polskich rzek tempo przyrostu osadów wyznaczono na 0,3-0,6 m po większej powodzi (Młynarczyk, 1996). Odsyp meandrowy zbudowany jest z kilku sukcesji. Osady odsypu zaczynają się brukiem erozyjnym. Powyżej występują aluwia dolnej części meandru, czyli platformy i charakteryzuje się występowaniem piasku gruboziarnistego i średnioziarnistego o przekątnym warstwowaniu rynnowym, a na górze pakietu piaszczystego warstwowanie poziome. Górna część profilu to osady supraplatformy o drobniejszych frakcjach, od piasków do pyłów. Aluwia tej części posiadają przekątną laminację riplemarkową, laminację poziomą oraz w górnej części płaskie warstwowania przekątne i przekątne warstwowanie małokątowe (McGowen i Garner, 1970). Dodatkowo może występować tutaj substancja organiczna pochodzenia roślinnego w postaci detrytus roślinnego, a nawet torfu.



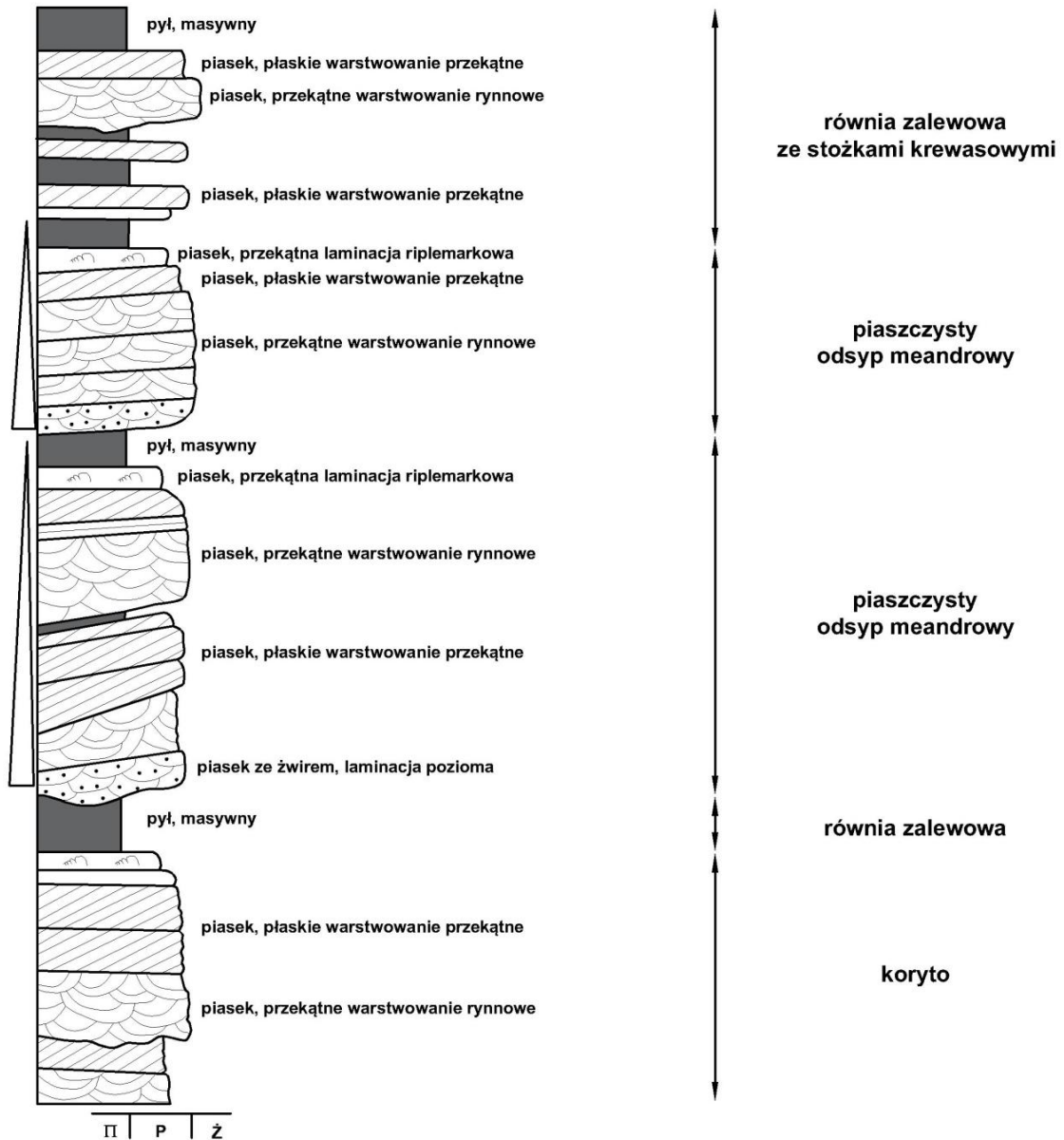
Ryc. 13. Osady odsypu meandrowego

Źródło: McGowen i Garner (1970), zmienione

W obrębie rzeki o układzie meandrowym występują odcinki proste, które posiadają zazwyczaj szersze i płytsze koryta. Depozycja struktur odbywa się głównie na dnie koryta w postaci megariplemarków (głębsze strefy koryta), riplemarków (płytsze części) oraz piaszczyste osady o przekątnym warstwowaniu rynnowym, przekątnej laminacji riplemarkowej i warstwowaniu poziomym (płycizny) (Zieliński, 2014). Osady odcinka prostego charakteryzują się również uziarnieniem frakcyjnym oraz tendencją zmniejszania się skali zestawów przekątnych. Należy również wspomnieć o wielkoskalowych litofacjach warstwowania rynnowego, które są wypełnieniem przegłębień erozyjnych.

Ostatnią formą, która jest nieodłączną częścią doliny rzecznej są paleokoryta. Powstają w wyniku migracji meandrów lub awulsji. Ich wielkość zależy od rozmiarów rzeki. Paleokoryta wypełnione są w dolnej części osadami korytowymi, a w górnej pozakorytowymi. Profil osadów paleokoryta zaczyna się brukiem korytowym, na którym zalega sukcesja odsypu meandrowego, która powoli przechodzi w osady równi zalewowej. Zatem paleokoryta cechują się normalnym uziarnieniem frakcyjnym. Istnieje jeszcze jeden typ wypełnienia paleokoryta. Dno tego koryta zbudowane jest z cienkiego pakietu piaszczystego. Powyżej, w wyniku niskoenergetycznego przepływu występują pyły oraz substancja organiczna - torfy. Ten typ paleokoryta jest charakterystyczny do awulsji, ponieważ granica między osadami piaszczystymi, a pylastymi jest ostra (Allen, 1965).

Poniżej przedstawiono zgeneralizowany profil osadów rzeki meandrowej piaskodennej (ryc. 14). Profil ten przedstawia zróżnicowanie litologiczne oraz strukturalne osadów rzeki meandrującej, uwzględniając opisane formy depozycyjne.



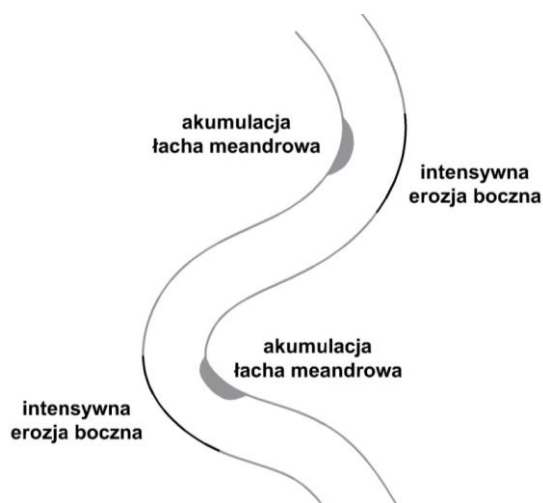
Ryc. 14. Profile aluwiów rzek meandrujących

Źródło: Miall (2006) zmienione

2.4 Erozyja boczna - krótka charakterystyka

Asymetryczne w przekroju koryta rzek meandrowych są wynikiem niszczącej działalności wody rzecznej, a w szczególności erozji bocznej. Polega ona na rozmywaniu i podcinaniu brzegów koryta rzeki poprzez płynącą wodę. Proces erozji bocznej zachodzi przede wszystkim w korytach aluwialnych. Wynika to z mniejszej odporności osadów aluwialnych na oddziaływanie strumienia wody. Skutkiem procesu erozji bocznej jest poszerzenie koryta rzeki. Jest ona najbardziej widoczna w zakolach meandru. Występuje na zewnętrznym brzegu (amfiteatr), gdzie nurt rzeki jest największy. Erodowany materiał

osadzany jest natomiast na wewnętrznym (ostroga) brzegu koryta rzeki w postaci łachy meandrowej (ryc. 15) (Blondeaux i Seminara, 1985).



Ryc. 15. Lokalizacja strefy erozji bocznej w korycie rzeki

Źródło: Migoń (2008), zmieniona

W konsekwencji proces erozji prowadzi do zwiększenia krętości rzeki oraz zmniejszenia spadku podłużnego. Intensywność tego procesu zależy od osadów budujących koryto rzeczne, prędkości przepływu oraz niesionego materiału przez rzekę (Klimaszewski, 1995, Migoń, 2008).

Proces erozji bocznej w osadach piaszczystych zwykle składa się z następujących elementów (Nagata i in., 2000; Klimaszewski, 1995):

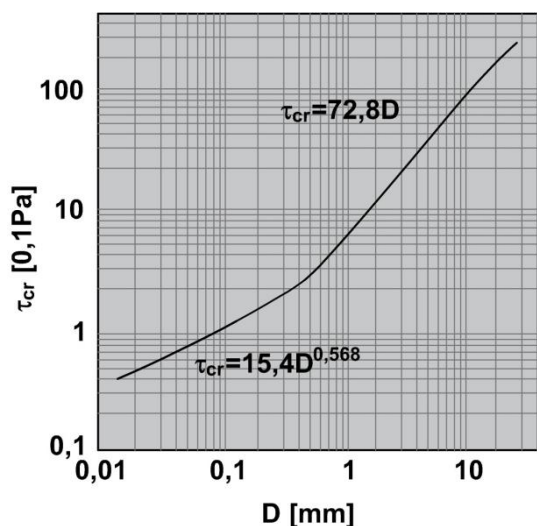
- erozja brzegu przy dnie koryta,
- obryw brzegu na skutek podmywania jego podstawy,
- wymywanie pojedynczych ziaren,
- akumulacja osadów wyerodowanych.

2.5. Erozja denna - krótka charakterystyka

Proces erozji dennej polega na rozcinaniu osadów aluwialnych przez rzekę (Klimaszewski, 1995). Wielkość erozji zależy od prędkości przepływu, objętości transportowanego osadu, odporności gruntów aluwialnych oraz od spadku i typu koryta.

Płynąca woda powoduje wytworzenie naprężenia ścinającego (τ), które jest wynikiem sił trąkcyjnych tworzących się ukośnie do dna koryta. Wielkość naprężenia ścinającego decyduje o uruchomieniu osadów. Zainicjowanie procesu erozji następuje w momencie

przekroczenia progowej wartości naprężenia, które nazywane jest naprężeniem krytycznym (τ_c) (Allen, 2000; Knapen i in., 2007). Krytyczne naprężenie ścinające zależy przede wszystkim od wielkości ziaren osadu dna koryta rzeki. Zależność między wielkością ziaren oraz krytycznym naprężeniem ścinającym nie jest jednak prostoliniowa (ryc. 16). Istnieje wiele wzorów empirycznych charakteryzujących tę zależność. Wybrane wzory znalazły się w tabeli nr 3.

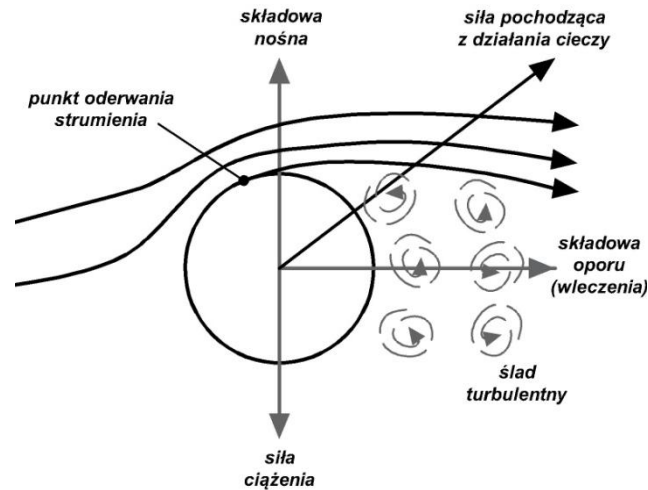


Ryc. 16. Zależność pomiędzy wielkością naprężenia ścinającego krytycznego a średnicą ziaren osadów rzecznych wg Millera i in., 1977

Źródło: Zieliński (2014), zmienione

Proces erozji narasta od momentu jego zainicjowania. Początkowo erodowane są pojedyncze ziarna. Przy większych wartościach krytycznego naprężenia ścinającego zachodzi erozja masowa. Dla gruntów piaszczystych naprężenie to jest równe 22Pa, natomiast żwirowych 30Pa (Walthen i in., 1995).

Nieruchome ziarno na dnie koryta powoduje, że linie prądu strumienia wody uginają się nad nim, a następnie rozbiegają. W wyniku różnicy ciśnień pomiędzy górną i dolną częścią ziarna powstaje siła nośna skierowana pionowo ku górze. Dodatkowo przy wyższych wartościach liczby Reynoldsa dochodzi do oderwania strumienia i pojawienia się siły oporu (włoczenia). W związku z tym wypadkowa siła ciśnienia jest skierowana skośnie w górę. Nie można pominąć ponadto, ciężaru ziarna zanurzonego w wodzie, który przeciwstawia się ciśnieniom wywieranym przez przepływ. Ziarno zostanie uniesione w momencie pokonania oporu wynikającego z tarcia ziarna o dno oraz jego ciężaru (ryc. 17) (Allen, 2000).



Ryc. 17. Schemat rozkładu sił wynikających z przepływu strumienia wody nad ziarnem osadu

Źródło: Allen (2000), zmienione

W rzeczywistości jednak ziarno nie występuje pojedynczo na płaskim dnie. Zazwyczaj osad składa się ze zbioru ziaren o różnych wielkościach, kształtach, obtoczeniu oraz kulistości. W takim przypadku najłatwiej są erodowane ziarna, które wystają nieco ponad dno. Nie zawsze zatem najdrobniejsze ziarna są najszybciej erodowane. Bardzo ważnym czynnikiem, który jeszcze wpływa na unoszenie ziaren jest ich upakowanie. Dlatego do obliczeń siły oporu (składowa pozioma) wprowadza się współczynnik charakteryzujący upakowanie ziaren oraz ich kształt (Allen, 2000). Shields (1936) do wzoru na krytyczne naprężenie ścinające wprowadził współczynnik, który charakteryzuje zagęszczenie gruntu (1):

$$\tau_c = \beta \gamma' D \quad (1)$$

gdzie: β - parametr Shieldsa,

γ' - ciężar gruntu zanurzonego w wodzie,

D - średnica miarodajna.

Parametr β w przypadku zagęszczonego osadu wynosi 0,1, średnio zagęszczonego 0,056 i luźnego 0,02. Zagęszczony grunt będzie zatem wymagał wystąpienia krytycznego naprężenia ścinającego pięciokrotnie przewyższającego wartość tego naprężenia dla gruntów luźnych.

Istotne znaczenie na odporność gruntów na erozję, oprócz wielkości ziaren oraz ich upakowania, ma zróżnicowanie wielkości ziaren składających się na dany grunt (Smerdon i Beasley, 1959; Grabowski i in., 2011; Mitchener i Torf, 1996; Jacobs i in., 2011; Ahmad i in., 2011). Na tą zależność po raz pierwszy zwrócili uwagę Smerdon i Beasley (1959). Grunty piaszczyste z domieszką frakcji pylastej charakteryzują się zwiększoną odpornością na erozję (Mitchener i Torfs, 1996). Wynika to z wiązania ziaren piasku przez domieszki pylaste. Podobnie jest w przypadku gruntu pylastego z domieszkami piaszczystymi. Możliwe jest dobranie odpowiednich proporcji pomiędzy frakcją piaszczystą oraz pyłową w taki sposób, aby uzyskać maksymalną odporność gruntu na erozję dna koryta (Mitchener i Torfs, 1996). Mitchener i Torfs (1996) oraz Panagiotopoulos i in., (1997) wyznaczyli granicę zawartości frakcji pyłowej na 30-50%, przy której otrzymamy optymalną mieszankę ziaren najbardziej odporną na erozję.

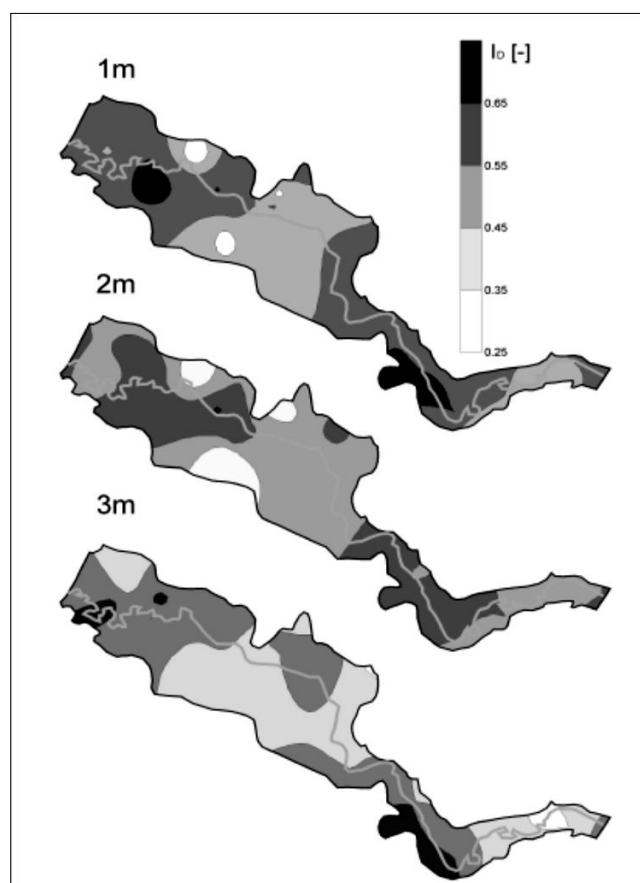
Dodatkowo, w przypadku gruntów spoistych bardzo ważnym czynnikiem warunkującym erozję gruntu jest zawartość wody (Lyle i Smerdon, 1965). Parametrem, który pozwala na określenie zawartości wody w gruncie jest stopień plastyczności (I_L). Grunty o $I_L > 1$ cechują się mniejszą odpornością na erozję (Grabowski i in., 2011).

Reasumując, erozja dna koryta rzeki zależy od wielu czynników, również od rodzaju osadu budującego dno (YounHui i in., 2008; Knapen i in., 2007). Szczegółowy opis tego procesu z uwzględnieniem rodzaju gruntu (spoisty/sypki) i parametrów geotechnicznych wpływających na erozję zawarto w rozdziale 7.

2.6. Właściwości geologiczno-inżynierskie gruntów doliny rzecznej

Różnorodność form depozycyjnych rzek meandrowych wpływa na właściwości geologiczno-inżynierskie gruntów budujących dolinę rzeczna. Pod względem litologicznym dominują przede wszystkim grunty sypkie o szerokim spektrum składu ziarnowego (od piasków pylastych, po piaski grube i żwiry). Poziom złożoności budowy dolin rzecznych podnosi obecność gruntów organicznych oraz gruntów przejściowych. Wierzbicki i Kroll (1997) podczas badań na tarasie zalewowej Wisły w okolicach Puław odnotowali, że około 88% analizowanego podłoża stanowią grunty sypkie w tym 38% to piaski drobne, 26% piaski pylaste oraz 24 % to piaski średnie. Jedynie 12% stanowiły grunty spoiste w postaci glin pylastych oraz pyłów. Falkowski i Górka (2009) udokumentowali istnienie kulminacji w dnie koryta, które są odsłaniane przy wezbraniach powodziowych. Kulminacje te są bardziej odporne na erozję i zbudowane zazwyczaj z gruntów spoistych np. glin zwałowych.

Odmienne struktury sedymentacyjne, które tworzyły się w różnych warunkach oraz skład granulometryczny gruntów wpływają na zróżnicowanie zagęszczenia gruntu. Ponadto ciągłe wahania poziomu wód podziemnych dodatkowo powodują zagęszczanie gruntu. Dlatego bardzo często w gruntach sypkich dolin rzecznych dochodzi do quasi prekonsolidacji (Wierzbicki, 2010). Sokołowska (2010; 2013) zaobserwowała na tej samej głębokości znaczne różnice w wartościach stopnia zagęszczenia gruntu (I_D), który charakteryzuje jego zagęszczenie. Parametr ten posiadał wartości od około 0,3 do około 0,6. Współczynnik zmienności wynosił 0,36. Zróżnicowanie zaznacza się nie tylko w płaszczyźnie, ale również w przestrzeni trójwymiarowej. Niestety zagęszczenie gruntów nie jest skorelowane z głębokością (ryc. 18). Przeważa występowanie w podłożu gruntów średnio zagęszczonych, które stanowią około 60% obserwacji (Sokołowska, 2010).



Ryc. 18. Zmiany stopnia zagęszczenia gruntów na różnych głębokościach

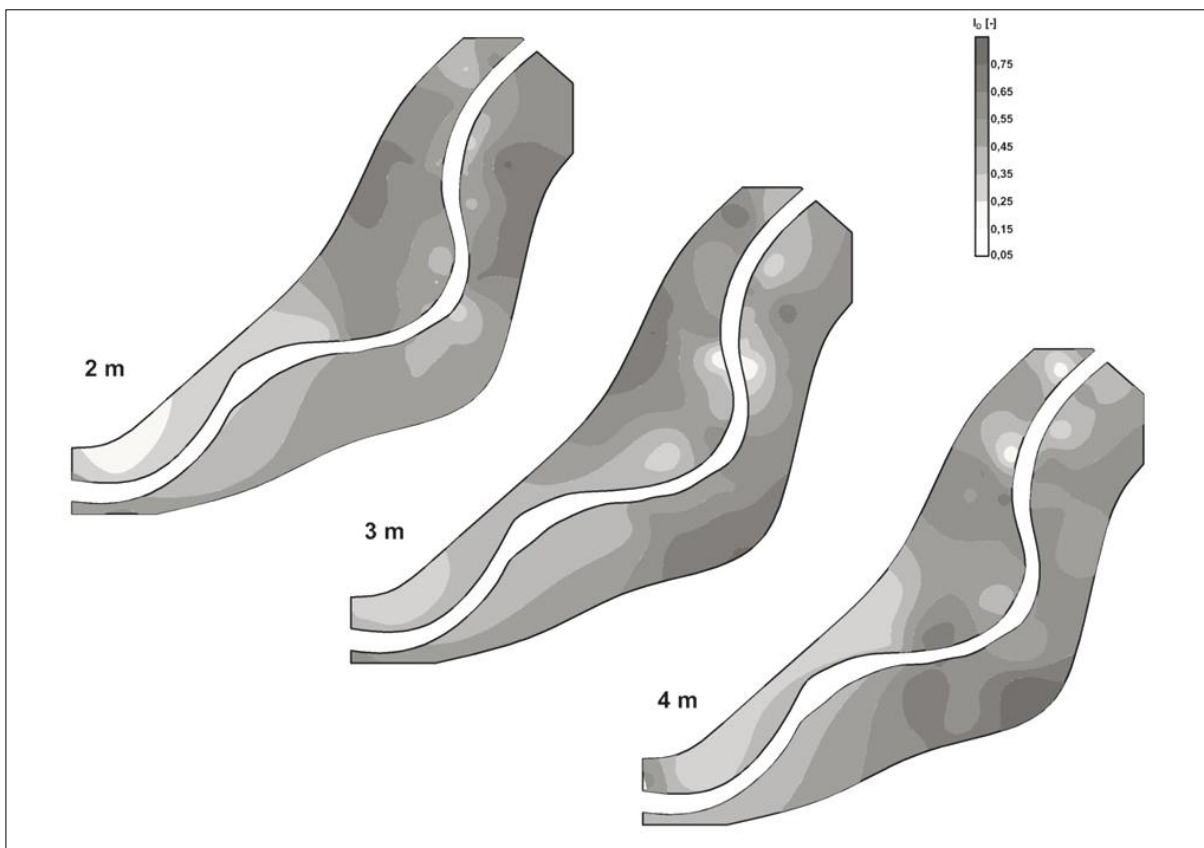
Źródło: Sokołowska (2013)

Sokołowska (2013) przeanalizowała również zmiany kąta tarcia wewnętrznego oraz parametrów odkształceniowych dla gruntów aluwialnych. Kąt tarcia wewnętrznego

piasków rzecznych mieścił się w przedziale 36-38⁰. Współczynnik zmienności uzyskano na poziomie 0,11 (Sokołowska, 2013). Można zatem stwierdzić, że kąt tarcia wewnętrznego nie charakteryzuje się istotną zmiennością. Średnia wartość modułu ściśliwości uzyskana na podstawie sondowań statycznych wynosiła 36 MPa i cechowała się znacznie większą zmiennością. Współczynnik zmienności, natomiast kształtował się na poziomie 0,64 (Sokołowska, 2013).

Wierzbicki (2003), analizował zmiany kąta tarcia wewnętrznego oraz kohezji gruntów w zależności od nawodnienia. Autor wyznaczył parametry wytrzymałościowe w aparacie bezpośredniego ścinania gruntów o naturalnej wilgotności i całkowicie nawodnionych. Zaobserwowany został istotny spadek parametrów wytrzymałościowych pod wpływem działania wody. Kohezja gruntów spoistych zmniejszyła się o 20 kPa, natomiast kąt tarcia wewnętrznego o 5⁰. W przypadku gruntów sypkich kąt tarcia wewnętrznego zmniejszył się jedynie o 2⁰. Analiza wyników wykazała, że zatopienie terasy zalewowej, w obrębie której znajdują się grunty spoiste, wiąże się z wyraźnym spadkiem parametrów wytrzymałościowych gruntu.

Zmienność stopnia zagęszczenia gruntu na podstawie sondowania dynamicznego w płaszczyźnie przeprowadzono również na obszarze badań, w dolinie rzeki Warty. Uzyskane wartości stopnia zagęszczenia gruntów posłużyły do stworzenia mapy rozkładu stopnia zagęszczenia gruntu na różnych głębokościach (ryc. 19). Mapy wykonano metodą geostatystyczną krigingu zwyczajnego – punktowego (Smaga, 2014).



Ryc. 19. Zmiany stopnia zagęszczenia gruntów na różnych głębokościach w dolinie rzeki Warty

Współczynnik zmienności wyniósł 25%. Dominują bezwzględnie grunty średnio zagęszczone, które stanowią ponad 70% podłoża gruntowego.

Porównywalne wartości zmienności stopnia zagęszczenia gruntu na obydwóch obszarach pozwala na wysnucie tezy, że mimo iż jest to bardzo dynamiczne środowisko, które charakteryzują się występowaniem różnych struktur sedymentacyjnych to budowa geologiczna oraz właściwości geologiczno-inżynierskie gruntów dolin rzecznych są w pewnym stopniu powtarzalne.

3. Wpływ zapór wodnych na warunki panujące w dolinach rzek nizinnych

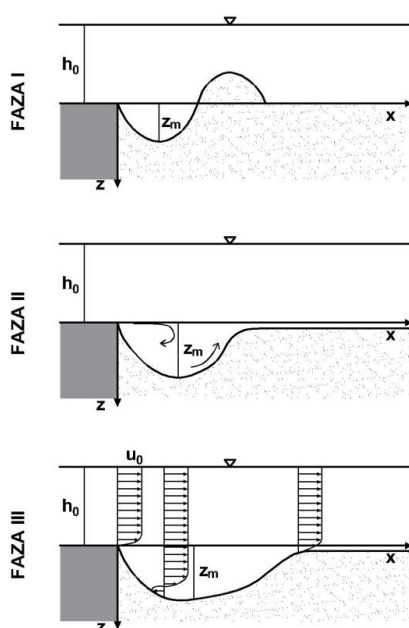
3.1 Wprowadzenie

Przegrodzenie rzeki budowlą piętrzącą przyczynia się do wzrostu energii przepływu w porównaniu z energią cieków naturalnych, nawet w przypadku zastosowania umocnień dna przy zaporze. Wzrost energii oraz akumulacja rumowiska powyżej zapory powodują występowanie w korycie rzeczonym poniżej zapory wzmożonej erozji dna koryta rzeki zarówno miejscowej, jak i podłużnej (Hämmerling i in., 2007).

3.2 Rozmycie miejscowe

Bezpośrednio za zaporą lub stopniem wodnym w korycie rzeki powstaje rozmycie miejscowe. Zostały wyróżnione 4 fazy rozmycia niespoistego dna koryta. Fazy te są charakterystyczne dla przepływu czystej wody w warunkach laboratoryjnych, w rzeczywistości natomiast wyboje miejscowe mogą mieć różne kształty w zależności od odporności osadów rzecznych na erozję oraz od przepływów jednostkowych (Hämmerling, 2011).

Faza I charakteryzuje się największym rozmyciem, które powstaje w krótkim czasie, na skutek oddziaływania większych lub równych prędkości przepływu od prędkości rozmywających (Hämmerling i in., 2007). Podczas rozmywania energia przepływu zmniejsza się co powoduje akumulację transportowanego materiału tuż za rozmyciem (ryc. 20).



Ryc. 20. Fazy rozmycia lokalnego poniżej umocnień dna

Źródło: Hämmerling (2011), zmienione

W drugiej fazie rozmycia dochodzi do oderwania się warstwy przysciennej od umocnienia dna, co powoduje powstanie walca dennego (ryc. 20). Jego wielkość uzależniona jest od prędkości przepływu oraz właściwości gruntów, które determinują rozmiary rozmycia (Hämmerling i in., 2007).

W następnej, trzeciej fazie wybój jest wydłużany w kierunku przepływu rzeki (ryc. 20). Dodatkowo stabilizuje się głębokość rozmycia, jest to związane ze zmniejszaniem się energii przepływu wraz z głębokością rozmycia. Faza czwarta to etap stabilizacji rozmiarów wyboju (ryc. 20) (Hämmerlin i in., 2007).

Przykładem umocnień dna koryta mogą być progi stabilizujące, które wybudowano poniżej zbiornika retencyjnego Jeziorsko w korycie rzeki Warty w celu zahamowania procesu erozji podłużnej. Poniżej tych progów powstały wyboje miejscowe, których głębokość została udokumentowana na około 5 m (Wierzbicki i in., 2011).

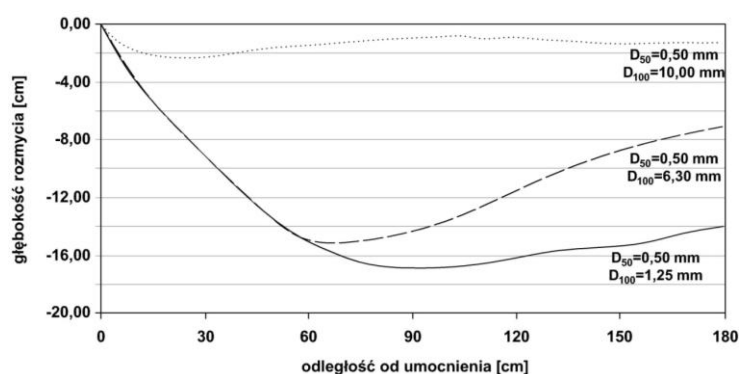
Rozmycie miejscowe zagraża stabilności fundamentów budowli wodnych. Dlatego tak ważne jest stosowanie umocnień, które odsuwają erozję od budowli oraz prognozowanie tego procesu. Eksperymenty laboratoryjne badające rozmycia poniżej umocnień, zapór, jazów itp. prowadzone są już od ponad 50 lat (Bormann i Julien, 1991). Mason i Arumugam (1985) zaproponowali trójwymiarowy model prognozujący maksymalną głębokość rozmycia. Model ten uwzględniał głębokości wody, przyspieszenie ziemskie oraz średnią średnicę ziaren budujących dno koryta. Równanie Masona i Arumugama stanowi wyjściową formułę do późniejszych rozważań na temat maksymalnej głębokości wybojów miejscowych (Guven i Gunal, 2008). Swoje modele zaproponowali również między innymi Bormann i Julien (1991), D'Agostino i Ferro (2004) oraz Guven i Gunal (2008). Modele te opierają się głównie na parametrach związanych z energią przepływu oraz wielkością ziaren. Są to skomplikowane modele, które wymagają przeprowadzenia szczegółowych badań terenowych.

3.3 Zmiana uziarnienia osadów dennych koryta

Proces erozji dennej powoduje selektywne wymywanie ziaren o zróżnicowanych średnicach, powodując zmiany uziarnienia osadu dennego. Zmiany te zostały zaobserwowane w dnie koryta rzeki Warty na analizowanym odcinku (ryc. 22).

Zawadzki i Hämmerling (2008) przeprowadzili doświadczenie w korycie laboratoryjnym, które pozwoliło na udokumentowanie zależności wielkości rozmycia od uziarnienia gruntu oraz określenie średnicy ziaren wymywanych z dna. Eksperyment przeprowadzono dla gruntów o różnym uziarnieniu przy tej samej głębokości wody, prędkości przepływu oraz w tym samym przedziale czasu. Zaobserwowano obniżanie się dna

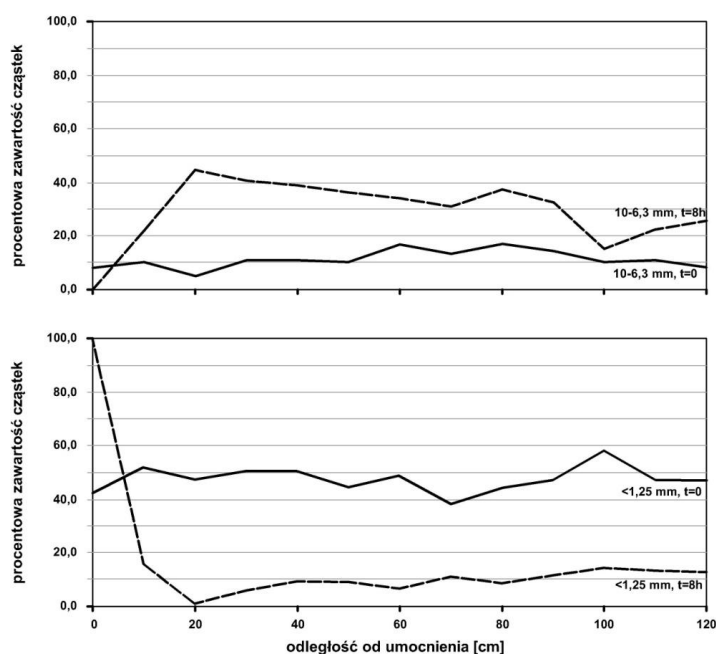
na skutek tworzenia się wyboju miejscowego. Największy wybój powstał w gruncie o drobniejszych ziarnach (ryc. 21).



Ryc. 21. Wielkość wyboju miejscowego w zależności od uziarnienia gruntu w dnie koryta rzeki

Źródło: Zawadzki i Hämmerling (2008), zmienione

Najdrobniejsze frakcje w dnie koryta zaobserwowano na stoku poniżej umocnienia, aż do najgłębszego punktu rozmycia. Jest to związane z utworzeniem się w drugiej fazie walca dennego (ryc. 20). Największy udział tych frakcji znajduje się na początku stoku natomiast najmniejszy w najgłębszym punkcie rozmycia, gdzie dominują frakcje najgrubsze (ryc. 22) (Zawadzki i Hämmerling, 2008).



Ryc. 22. Procentowe zawartości określonych frakcji przed i po rozmywaniu

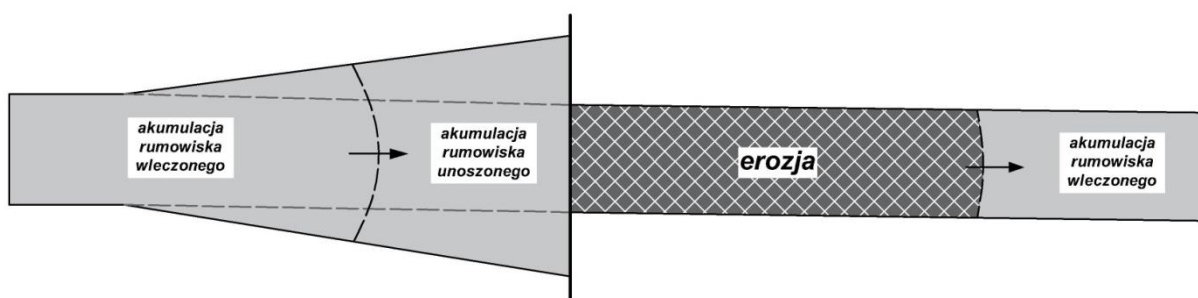
Źródło: Zawadzki i Hämmerling (2008), zmienione

Po zakończeniu eksperymentu Autorzy zaprezentowali istotne zmiany w procentowej zawartości drobniejszych i grubszych frakcji. Ziarna poniżej średnicy 1,25 mm dominują przy umocnieniu, natomiast już około 10 cm za umocnieniem następuje spadek ich zawartości o średnio 35%. Grubszych ziaren jest mniej przy umocnieniu, jednakże wraz z oddalaniem się od niego wzrasta ich procentowa zawartość o około 20%.

3.4 Erozja podłużna

Zbiorniki, które powstały w wyniku przegrodzenia rzeki zaporą, zatrzymują od 80 do 99,5% materiału transportowanego przez rzekę (Babiński, 2007; 2002). Zważywszy na ten fakt rzeka poniżej zapory posiada dużą pojemność transportową, która jest uzupełniana przez erozję denną oraz boczną.

Erozja podłużna, w odróżnieniu od wyboju miejscowego, to sukcesywne obniżanie się dna koryta rzeki na coraz dłuższym odcinku (ryc. 23). Proces ten jest najbardziej intensywny w pierwszych latach funkcjonowania zbiornika i po pewnym czasie ulega wygaszeniu. Nie jest to jednak permanentne zatrzymanie erozji podłużnej. Proces reaktywuje się po napełnieniu zbiornika wodą, które może trwać od kilku miesięcy do kilku lat (Babiński, 2007). Po ponownym uaktywnieniu się procesu największe znaczenie dla rozmiaru skutków erozji mają warunki geologiczne dna koryta (Babiński, 2007).



Ryc. 23. Strefy procesów korytowych w korycie rzeki przegrodzonej zaporą

Źródło: Babiński (2002; 2007) zmienione

Największe obniżenie dna następuje w okresie pierwszego piętrzenia tuż przy zaporze zbiornika. Dla rzek amerykańskich udokumentowano obniżanie się dna o 0,6 do 5,8 m, ale odnotowano również obniżenia do 7,5 m (Babiński, 2007). Tak duże obniżenie się dna koryta zaobserwowano poniżej zapory Hoovera oraz Glen Canyon na rzece Kolorado (Williams i Wolman, 1984). W warunkach ekstremalnych natomiast obserwuje się obniżenia dna o 20 m a nawet, jak w przypadku zbiornika Saratowskiego na Włodze, do 31 m (Raynov

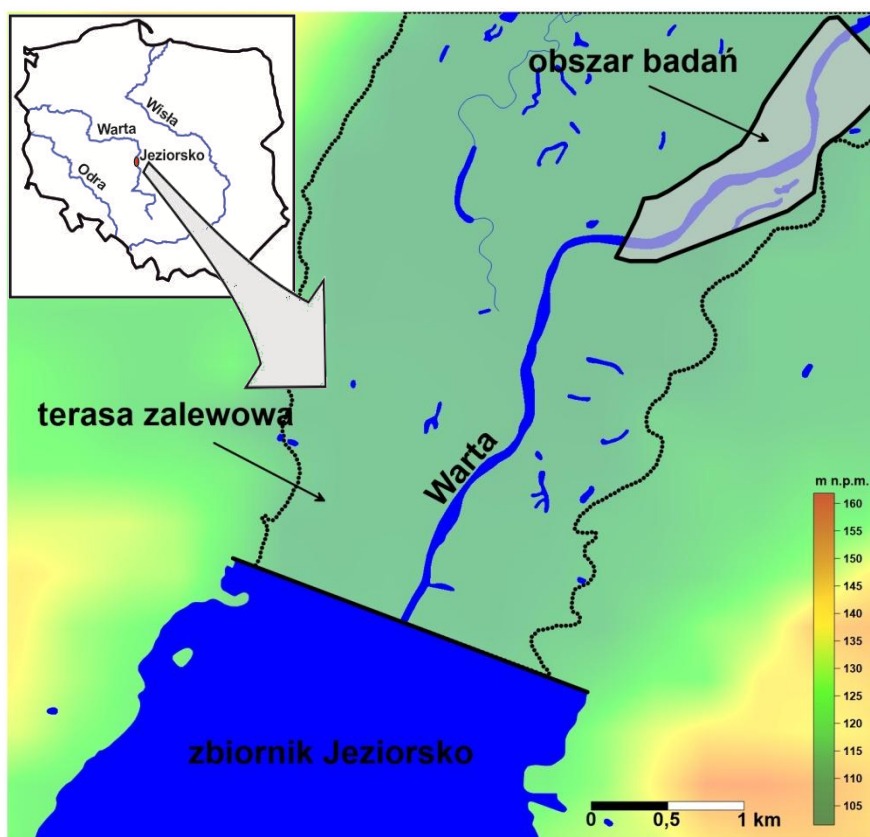
i in., 1986). W 98% obniżenie dna jest mniejsze od 10 m, przy czym najczęściej jednak dno obniża się o około 2 m (Williams i Wolman, 1984).

Poza głębokością erozji dennej ważny jest jej zasięg podłużny oraz tempo przemieszczania się jej czoła. Tempo to jest zróżnicowane i zależy od wielu czynników, między innymi od wielkości zbiornika, prędkości przepływu oraz odporności gruntów na erozję. Największym tempem przemieszczania się czoła erozji cechowała się rzeka Syr-Daria poniżej zapory Farchackiej, które wynosiło 36 km (Raynov i in., 1986). Bardzo zbliżone tempo, a mianowicie 30,6 km, udokumentowano na rzece Nil poniżej zbiornika Nasera (Babiński, 2007). Babiński (2002) analizując rzeki na świecie, określił średnie roczne tempo przemieszczania się czoła na około 6,2 km/r, przy czym pomijając skrajnie wysokie wartości 1-3 km/r. Williams i Wolman (1986) zaobserwowali, że zasięg erozji podłużnej rzek amerykańskich wynosi od 4 km do 111 km poniżej zapory Hoovera.

4. Charakterystyka miejsca badawczego

4.1 Wprowadzenie

Zgodnie z przyjętym programem badań, model geologiczno-inżynierski stworzono dla gruntów doliny rzeki nizinnej, na odcinku występowania intensywnej erozji podłużnej. Wytypowany obszar to dolina rzeki Warty poniżej zbiornika retencyjnego Jeziorsko na odcinku od 481 do 478,63 km biegu rzeki (ryc. 24). Obszar badań znajduje się w obrębie mezoregionu Kotliny Sieradzkiej, w południowej części doliny środkowej Warty (Kondracki, 2009).



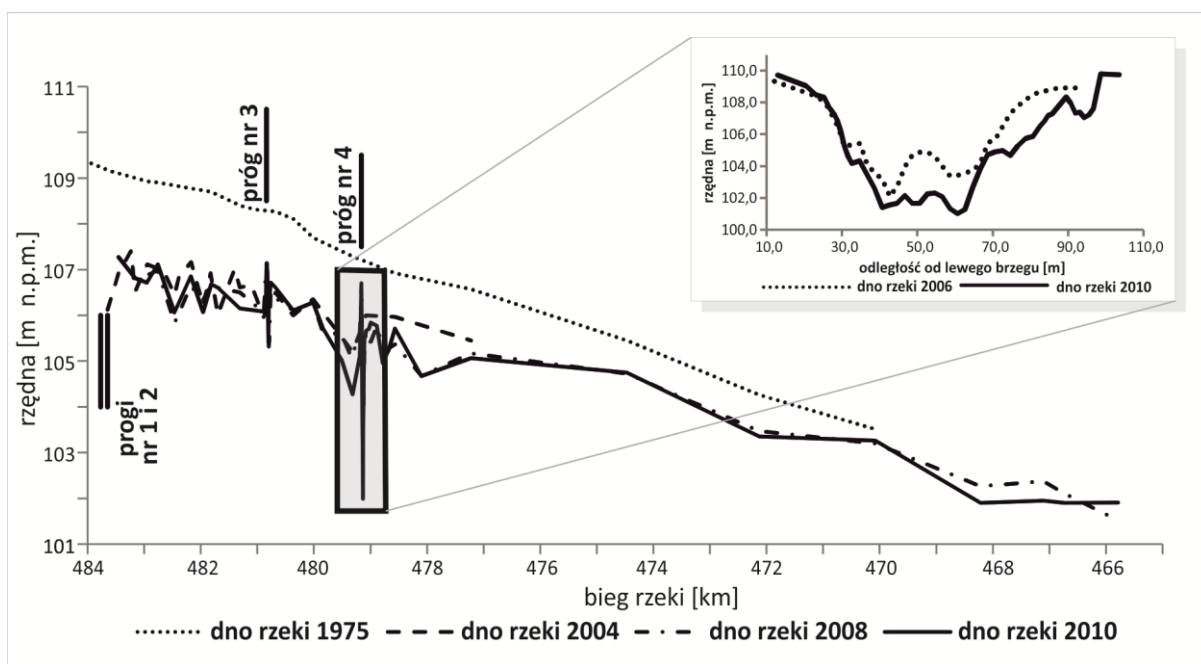
Ryc. 24. Mapa wysokości terenu z lokalizacją obszaru badań, zbiornika Jeziorsko, terasy zalewowej oraz rzeki Warty.

4.2 Charakterystyka erozji podłużnej poniżej zbiornika retencyjnego Jeziorsko

Proces zintensyfikowanej erozji dna koryt rzeki jest szczególnie widoczny poniżej zapory czołowej zbiornika retencyjnego Jeziorsko (ryc. 25), który powstał na skutek przegrodzenia koryta w 484,09 km biegu rzeki Warty (ryc. 24). Proces ten został szeroko opisany w wielu publikacjach.

Prace przy budowie zbiornika rozpoczęły się w marcu 1975 roku. Całkowite przegrodzenie koryta rzeki nastąpiło w 1983 roku, a pierwsze napełnienie i oddanie do eksploatacji we wrześniu 1986 roku. Pełny zakres piętrzenia podjęto jednak dopiero od marca 1992 roku. Natomiast jako całkowite zakończenie inwestycji przyjęto wybudowanie w czerwcu 1995 roku elektrowni wodnej przy zaporze czołowej zbiornika.

Już w pierwszych latach funkcjonowania zbiornika zaobserwowano intensywną erozję dna koryta rzeki (ryc. 25), która powodowała wzrost energii wodnej poniżej urządzeń wypadowych jazu oraz problem z utrzymaniem odpowiedniego poziomu wody na dolnym stanowisku elektrowni wodnej (Przedwojski, 1998). W związku z tym w 1992 podjęto decyzję o budowie pierwszego progu stabilizującego, w odległości 270 m od zapory. Nie odnotowano jednak znaczącej poprawy, dlatego w 1994 roku wybudowano drugi próg stabilizujący, w odległości 380 m od zapory. Obydwa progi zostały wykonane z brusów stalowych, materacy faszynowo-kamiennych, narzutu kamiennego oraz skrzyń kamienno-siatkowych (gabionów) (Wierzbicki i Wicher, 2002). Progi te zapewniły stabilizację dna koryta rzeki przy średnich i niskich stanach wód. Jednakże, tylko do progu 2, poniżej nadal obserwowano wzmożoną erozję dna koryta rzeki (Wierzbicki i Wicher, 2002).

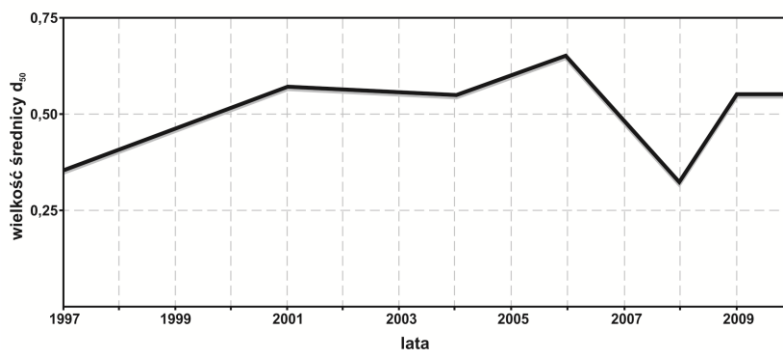


Ryc. 25. Profil podłużny dna koryta rzeki w różnych latach poniżej zbiornika retencyjnego Jeziorsko wraz z przekrojem poprzecznym dna koryta rzeki z 2006 i 2010 roku przy progu nr 4

Źródło: Hämmerling i in. (2014), zmienione

Do 2004 erozja podłużna poniżej zbiornika retencyjnego Jeziorsko miała zasięg 18,5 km od progu nr 2 (km 483+650). Największe obniżenie dna koryta występowało na odcinku 9 km poniżej progu nr 2, gdzie erozja wgłębna wynosiła od 2,6 m do 0,5 m (km 474+530). Na dalszym odcinku do promu w Kościelnicy erozja podłużna nie była już tak bardzo intensywna, obniżenie dna koryta przy promie wynosiło 0,25 m. Wraz z obniżaniem się dna koryta rzeki obniżało się również zwierciadło wody w rzece. Zwierciadło wody obniżało się o 9,3 cm/rok na wysokości progu 2 oraz o 6,1 cm/rok przy promie w Księżych Młynach (km 479+376) (Wierzbicki i in., 2008). Dodatkowo, nierównomierne (największe tuż za progiem 2) obniżanie poziomu dna koryta spowodowało zmniejszenie się spodka podłużnego rzeki Warty poniżej zbiornika retencyjnego Jeziorsko. W roku 2007 średni spadek podłużny był prawie dwa razy mniejszy niż w 1975 roku, czyli przed budową zbiornika (Wierzbicki i in., 2008; Przedwojski i Wierzbicki, 2007). Intensywna erozja prowadziła również do zmian w uziarnieniu materiału dennego koryta. Obserwowano sukcesywny wzrost wielkości średnic charakterystycznych świadczący o wymywaniu materiału drobniejszego i procesie obrukowania dna (Przedwojski i in., 2005).

Koniecznością stała się budowa kolejnych progów stabilizujących. W 2005 roku wybudowano dwa progi stabilizujące z materacy faszynowo-kamiennych, ułożonych na geosiatce i włókninie filtracyjnej (Hämmerling i in., 2016). Progi te zostały zlokalizowane w 480,902 i 479,225 km biegu rzeki Warty. Po ich wybudowaniu zaobserwowano stabilizację dna koryta rzeki na odcinku od progu 2 do progu 4. Dodatkowo, odnotowano wzrost średnic charakterystycznych rumowiska dennego (ryc. 26) (Wierzbicki i in., 2011). W roku 2008 zaobserwowano znaczny spadek wielkości średnicy d_{50} , jednakże już w kolejnych 2 latach powrócił poprzedni trend (ryc. 26). Była to krótkotrwała poprawa, która obnaża niedoskonałość rozwiązania jakim są progi stabilizujące.



Ryc. 26. Zmiany wielkości średnicy charakterystycznej d_{50} w latach od 1997 do 2010 roku poniżej progu 4

Źródło: Wierzbicki i in. (2011)

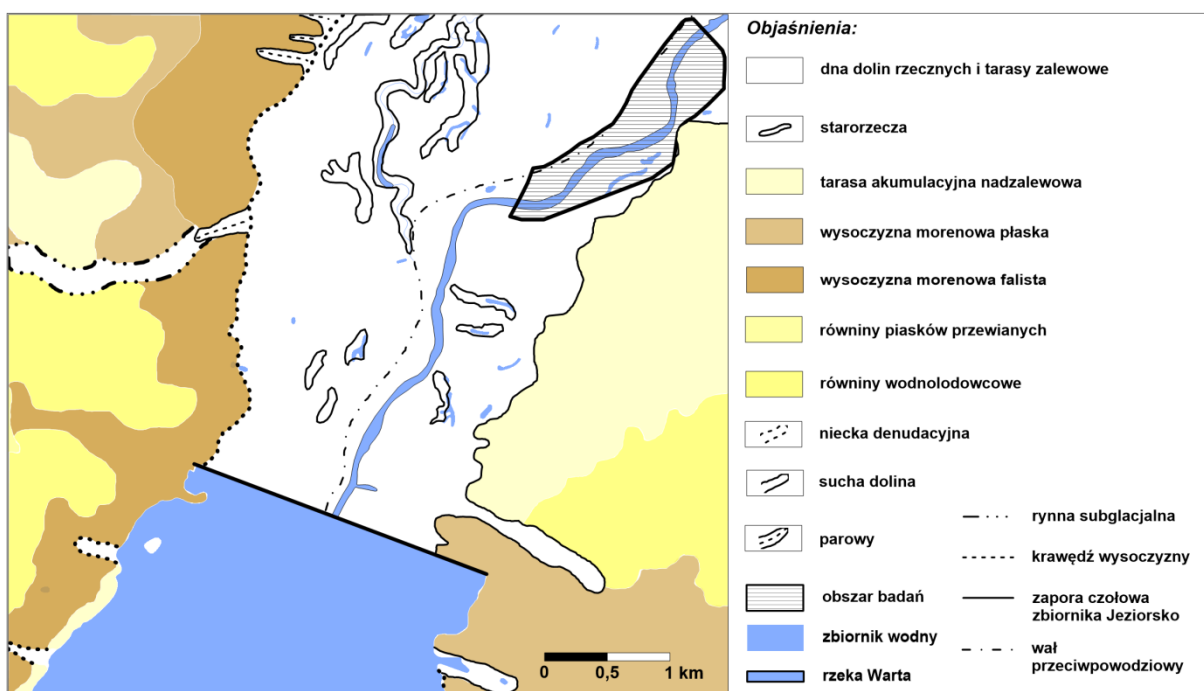
Wprawdzie na odcinku od zapory do progów nr 3 i 4 proces erozji uległ wyhamowaniu (ryc. 25), to jest on obserwowany na dalszym odcinku. Już po roku eksploatacji progów 3 i 4 ustalono, że erozja poniżej 4 progów miała zasięg 7 km (do km 472+190), ale obniżenie dna koryta było już znacznie mniejsze od 0,43 m do 0,10 m oraz zwierciadła wody od 0,10 m do 0,01 m (Przedwojski i Wierzbicki, 2007; Wierzbicki i in., 2011).

Dodatkowo bezpośrednio poniżej progów stabilizujących wystąpił proces intensywnej erozji miejscowej. W wyniku zwiększonej turbulencji poniżej progów nr 3 i nr 4 zlokalizowanych poniżej zbiornika Jeziorsko powstały wyboje lokalne. Wyboje poniżej progów wraz z upływem lat zwiększały swoje rozmiary. Próg nr 3 w 2009 osiągnął wymiary: 35 m długość, 20 m szerokość, 5,29 m głębokość przy przepływie $Q = 33 \text{ m}^3/\text{s}$. W roku 2010 poniżej progów nr 3 stwierdzono stabilizację wyboju lokalnego, osiągającego długość 27 m, szerokość 20 m oraz głębokość 5,27 m przy przepływie $Q = 54 \text{ m}^3/\text{s}$. Poniżej progów nr 4, natomiast wybój zwiększał swoje rozmiary do 2010 i osiągnął długość 34 m, szerokość 40 m oraz 5,58 m głębokości przy przepływie $Q = 54 \text{ m}^3/\text{s}$. Po pięciu latach eksploatacji wybój poniżej progów nr 3 ustabilizował się, natomiast rozmiary wyboju poniżej progów nr 4 wzrastały podczas okresu badań czyli do 2010 (Przedwojski i Wierzbicki, 2007; Wierzbicki i in., 2011; Hämmerling i in., 2014).

4.3 Rzeźba terenu

Obecna powierzchnia terenu badań jest efektem panujących na tym obszarze warunków glacialnych (złodowacenie Warty), interglacialnych (interglacjał eemski), peryglacialnych (złodowacenia północnopolskie) oraz w holocenie (Czyż i in., 2008).

Obszar badań znajduje się w całości w obrębie formy rzecznej jaką jest dolina rzeki Warty, a dokładnie tarasy zalewowej (ryc. 27). Dno doliny rzeki Warty znajduje się na wysokości od 103 do 112 m n.p.m. (Czyż i in., 2008). Dolina wypełniona jest głównie fluwialnymi osadami holoceniowymi. Charakterystyczne dla tego obszaru są również starorzecza, meandry oraz odsypy. Szerokość doliny rzeki Warty na analizowanym odcinku jest stosunkowo niewielka, przy zaporze czołowej zbiornika Jeziorsko nie przekracza 2,5 km. Jednakże, oddalając się od zapory można zaobserwować systematyczny wzrost szerokości. Wschodni kraniec doliny przechodzi łagodnie w stok wysoczyzny, natomiast po zachodniej stronie stok wysoczyzny kończy się około 10 m. krawędzią (Czyż i in., 2008). Należy również wspomnieć, iż w związku z występującą obecnie intensywną erozją dna koryta rzeki, rzeka Warta wcina się w osady tarasy zalewowej, tworząc klify o wysokości do 3 m (odcinek poniżej progów stabilizujących nr 4).



Ryc. 27. Szkic geomorfologiczny z naniesioną lokalizacją terenu badań, zbiornika retencyjnego oraz rzeki Warty

Źródło: Czyż (2008), zmieniona

Dodatkowo nieodłącznymi, choć antropogenicznymi, formami terenu są ostrogi, wały podłużne oraz wał przeciwpowodziowy na lewym brzegu rzeki Warty.

Taras nadzalewowy Warty, natomiast został utworzony podczas zlodowacenia północnopolskiego od 4 do 5 m nad dnem dolinnym (Czyż i in., 2008).

Dolinę rzeki Warty, dodatkowo otaczają wysoczyzny morenowe faliste (wysokości względne wahają się od 2 do 5 m) oraz płaskie (wysokości względne około 2m). Ponadto, występują również równiny wodnolodowcowe, które tworzą niewielki pokrywę piasków eolicznych, niecki denudacyjne, rynny subglacjalne oraz parowy.

4.4 Charakterystyka geologiczna

Dolina rzeki Warty na badanym odcinku jest położona w obrębie południowej części basenu uniejowskiego. Jest to wyraźnie szerszy odcinek doliny, który został wyróżniony ze względu na jego odmienną budowę geologiczną i geomorfologię (Dzieduszyńska i Kittel, 2012).

Basen uniejowski jest równiną aluwialną, która powstała na skutek działalności rzeźbotwórczej rzeki Warty. Sporadycznie występują tutaj również formy pochodzenia eolicznego w postaci pagórków wydmych (Dzieduszyńska i Kittel, 2012).

Podłoże podkenozoiczne basenu budują utwory niecki szczecińsko-łódzko-miechowskiej, które są reprezentowane przez górnokredowe margle, opoki i wapienie (Nowacki, 1995).

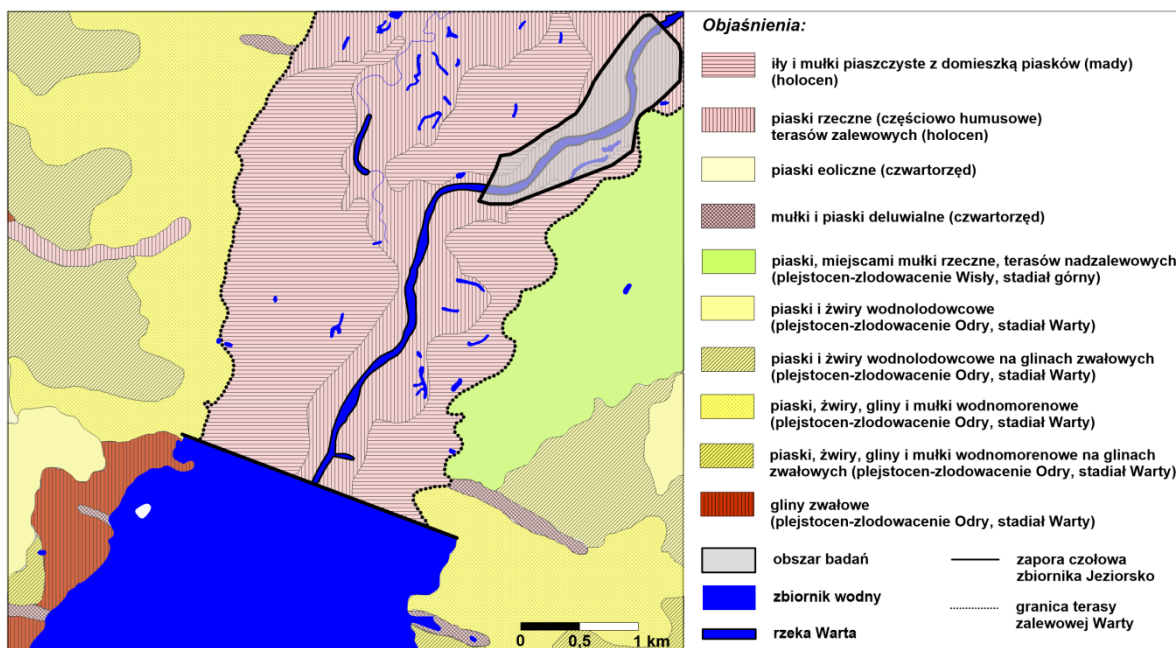
Na przełomie kredy i paleogenu, w laramijskiej fazie orogenezy, nastąpiło wyniesienie obszaru, który poddawany był intensywnym procesom wietrzenia, denudacji oraz erozji (Ciuk, 1970). W paleogenie, na tym obszarze, doszło do utworzenia nabrzmienia o nazwie elewacja konińska, która charakteryzuje się występowaniem licznych rowów tektonicznych między innymi rowu tektonicznego Adamowa (Widera, 2007). Powstały, na skutek subsydencji podłoża, rów Adamowa był wykorzystywany w późniejszych okresach przez rzekę Wartę, która akumulowała znaczne ilości osadów fluwialnych (Dzieduszyńska i Kittel, 2012). Podczas zlodowaceń dolina rzeki Warty stanowiła bowiem oś odwodnienia (Peters-Zaganiacz i Forysiak, 2012).

Osady neogenu występują jedynie w brzeźnych partiach tarasy zalewowej rzeki Warty. Utworzone są z iłów, mułków i piasków mio-pliocenu (warstwy poznańskie), warstw środkowopolskich węgli brunatnych środkowego miocenu (seria brunatnowęglowa) oraz piasków, iłów i mułków (warstwy adamowskie) środkowego miocenu (Czyż, 2008). Brak osadów paleogenu i neogenu w środkowej części doliny jest związany z działalnością procesów erozyjno-denudacyjnych.

Osady czwartorzędu są reprezentowane przez utwory plejstoceny i holoceny. Najstarszymi osadami czwartorzędu nawierconymi na badanym obszarze są piaski, żwiru rzeczne i rzeczno-peryglacyjne interglacjału augustowskiego. Powyżej lokalnie występują gliny zlodowacenia Nidy. Strop tych utworów zalega na głębokości około 22 m (Gronkowska-Krystek i Lisicki, 1998). Kolejne zlodowacenia, Sanu I i Sanu II, nie pozostawiły po sobie osadów, prawdopodobnie w wyniku intensywnej erozji, która wystąpiła na początku interglacjału wielkiego. Podczas tego interglacjału na obszarze badań natomiast doszło do akumulacji około 10 m warstwy piasków i żwirów rzecznych.

Ostatnim zlodowaczeniem, które ukształtowało rzeźbę basenu uniejowskiego było zlodowacenie Odry podczas stadiału Warty (195 000-128 000 lat temu) (Forysiak, 1994). W trakcie wkraczania lądolodu tego stadiału dolina rzeki Warty stanowiła drogę lobu południowopolskiego (Krzemiński, 1974; Rdzany, 2009), natomiast podczas recesji, odpływu wód lodowcowych (Peters-Zaganiacz i Forysiak, 2012). U schyłku glacjału, na skutek

zablokowania odpływu wód powstało jezioro zastoiskowe, które wypełniało rynną glacialną wyerodowaną przez łądolód (Dzieduszyńska i Kittel, 2012; Petera-Zaganiacz i Forysiak, 2012). Zlodowacenia Odry stadiału Warty pozostawiło po sobie miększe kompleksy glin zwałowych oraz zastoiskowe ropy i mułki (Petera, 2006) (ryc. 28). Na obszarze badań osady te są reprezentowane głównie przez piaski i żwiry wodnolodowcowe o miąższości około 20 m (Forysiak i in., 1999).



Ryc. 28. Mapa geologiczna z naniesioną lokalizacją obszaru badań, zbiornika Jezioro, rzeki Warty oraz terasy zwałowej

Źródło: opracowanie własne na podstawie Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 Arkusz 587 Dobra (2004)

Następujące po zlodowaceniach okresy cieplejsze - interglacjały są trudne do zdefiniowania, a w szczególności sposób funkcjonowania rzek. Jest to związane z usuwaniem interglacialnych osadów zdeponowanych w dolinie rzecznej w następnych zlodowaceniach (Peter-Zaganiacz i Forysiak, 2012). Istotne, w przypadku badań nad rozwojem doliny rzeki Warty okazały się osady organiczne w postaci gytii, nawierconej w dwóch sąsiednich otworach w stanowisku Bór (północna część basenu uniejowskiego). Przeprowadzone badania pozwoliły na ustalenie wieku tych osadów na schyłek stadiału Warty i środkową część interglacjału (Dzieduszyńska i Kittel, 2012). Pozwoliło to na wysnucie hipotezy, że podczas interglacjału eemskiego rzeka Warta

prawdopodobnie funkcjonowała jako rzeka roztokowa z szeroką doliną, a osady organiczne deponowane były w porzuconych korytach (Dzieduszyńska i Kittel, 2012).

W trakcie zlodowacenia Wisły obszar basenu uniejowskiego znajdował się poza jego zasięgiem (Stankowska i Stankowski, 1988). Panowały wówczas surowe warunki pustyni arktycznej (Dzieduszyńska i Kittel, 2012). Przeważały procesy akumulacyjne nad erozyjnymi. Podczas tego okresu w dolinie Warty osadzone zostały głównie osady piaszczyste przewarstwiane drobnymi warstewkami torfu (Peters-Zaganiacz i Forysiak, 2012). Osady te tworzą warstwę o miąższości około 10 m (Czyż i in., 2008). Pod koniec późnego wistulianu klimat uległ ociepleniu co sprzyjało rozwojowi roślinności i osadzaniu się w basenie uniejowskim materii organicznej. Ochłodzenie w młodszym dryasie natomiast przyniosło częste epizody powodziowe, które charakteryzowały się akumulacją materiału mineralnego, który nadbudowywał dno (Peters-Zaganiacz i Forysiak, 2012).

W holocenie doszło do skoncentrowania koryta rzeki i intensywnego procesu erozji dna koryta, który trwał prawdopodobnie do okresy atlantyckiego. Odcięte koryta wcześniejszego systemu roztokowego ewoluowały w torfowiska, oczka wodne lub suche zagłębienia (Forysiak, 2005). Po tym okresie w związku z większą dostawą materiału mineralnego (naturalne tendencje i działalność człowieka) nastąpiło podnoszenie dna doliny rzeki (Peters-Zaganiacz, Forysiak, 2012). Akumulowane były głównie piaski rzeczne terasów zalewowych (ryc. 28).

4.5 Charakterystyka geotechniczna

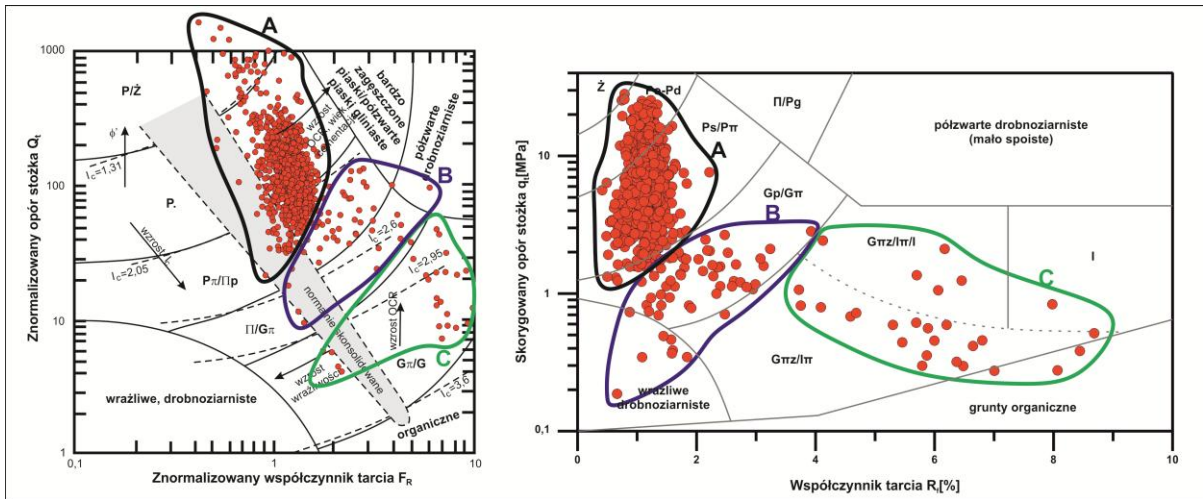
Badania geotechniczne pozwoliły na określenie przestrzennego zróżnicowania pod względem litologicznym oraz geologiczno-inżynierskim przypowierzchniowych osadów doliny rzeki Warty na wybranym odcinku.

Dominującymi osadami są grunty sypkie o szerokim spektrum składu ziarnowego, które są przewarstwiane gruntami organicznymi oraz przejściowymi o małej miąższości (ryc. 29 i 30). Występowanie tych osadów związane jest głównie z facją pozakorytową rzeki, charakterystyczną dla epizodów powodziowych.

Grunty występujące w podłożu obszaru badań podzielono na 3 grupy ze względu na litologię w oparciu o diagramy klasyfikacyjne Robertsona (2009), Młynarka (1997) oraz wiercenia. Grupa A jest reprezentowana przez grunty sypkie o różnej granulacji, od żwirów po piaski drobne (ryc. 29, 30).

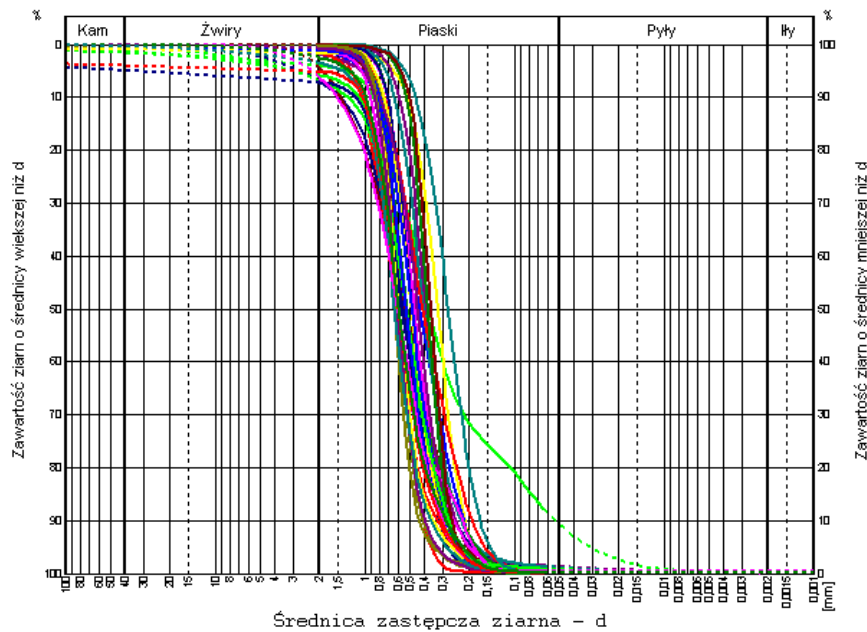
Grunty drobnoziarniste przejściowe, mało spoiste w postaci pyłów i piasków pylastych znalazły się w grupie B, natomiast grunty organiczne w grupie C. Przesunięcia

w stosunku do diagramów klasyfikacyjnych wyników sondowań statycznych są prawdopodobnie wynikiem pewnych oznak prekonsolidacji, która z dużym prawdopodobieństwem jest efektem procesów filtracyjnych. Procesy te mogą prowadzić do tzw. quasi prekonsolidacji gruntu (Wierzbicki, 2010).



Ryc. 29. Wyniki sondowań statycznych na diagramach klasyfikacyjnych

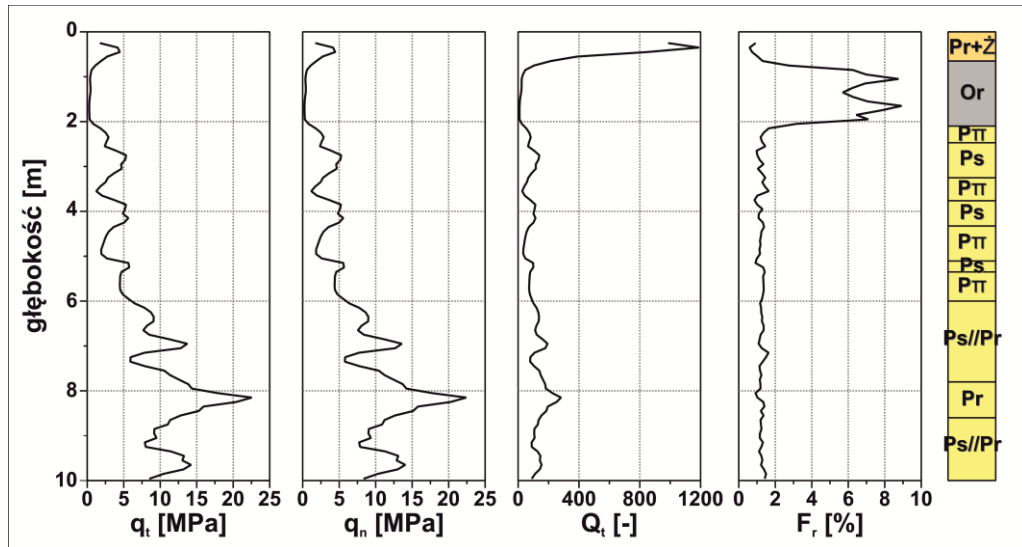
Źródło: Robertsona (2009), Młynarka i in. (1997)



Ryc. 30. Krzywe uziarnienia gruntów sypkich w oparciu o dane z analizy sitowej

Wyniki badań sondowań statycznych (ryc. 29, 31), wskazują nie tylko na zróżnicowanie osadów pod względem uziarnienia, ale również pod względem właściwości

geologiczno-inżynierskich. Grunty piaszczyste charakteryzują się bowiem różnym zagęszczeniem, a także wartościami parametrów wytrzymałościowych.



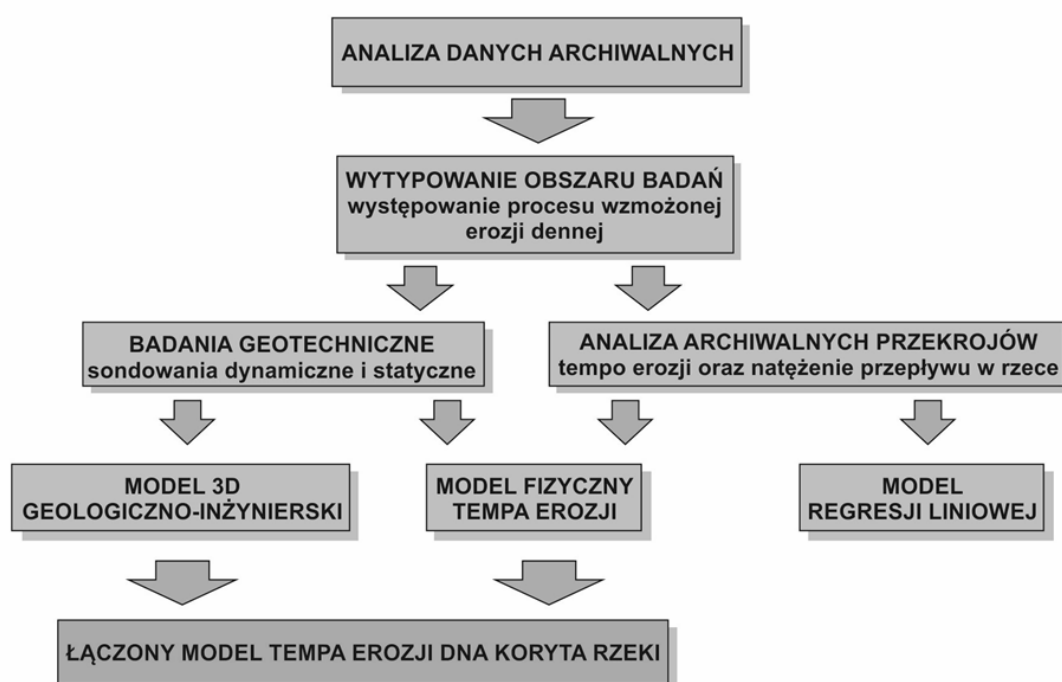
Ryc. 31. Zestawienie wyników sondowania statycznego nr 11 z profilem litologicznym

Takie zróżnicowanie właściwości geologiczno-inżynierskich komplikuje rozwiązanie problemu erozji dna koryta rzeki w aspekcie przestrzennym. Znacznym ułatwieniem zatem może być trójwymiarowy model geologiczno-inżynierski, który przypisze przestrzeni odpowiednie wartości parametrów geotechnicznych.

5. Metody badań

5.1 Wprowadzenie

Modele, zarówno geologiczno-inżynierski, jak i fizyczny model erozji, opierają się na danych uzyskanych z badań terenowych oraz laboratoryjnych. Niezbędnymi narzędziami pracy okazały się również techniki statystyczne, których zastosowanie pozwoliło na stworzenie wspomnianych modeli. Założenia metodyki przedstawiono na diagramie (ryc. 32).

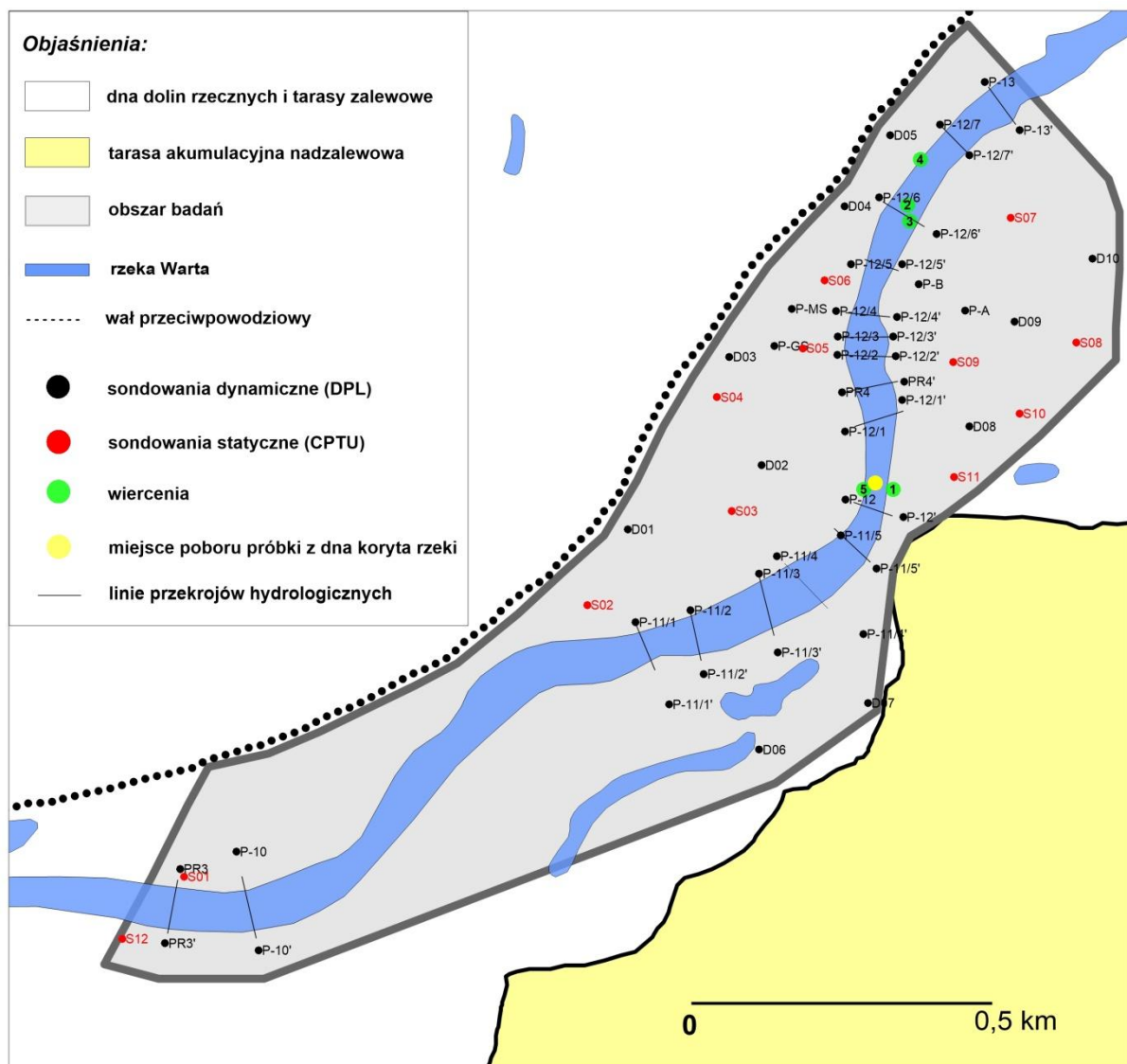


Ryc. 32. Diagram przedstawiający założenia metodyki badawczej

5.2 Badania terenowe

Badania geotechniczne w postaci wierceń, sondowań dynamicznych oraz statycznych zostały wykonane na dwóch brzegach rzeki od progu stabilizującego nr 3 (481 km biegu rzeki) do 478,63 km biegu rzeki (ryc. 33). Lokalizacja badań była uwarunkowana wcześniej wykonanymi badaniami hydrologicznymi i hydraulicznymi. Było to konieczne w związku z budową łączonego modelu tempa erozji dna koryta rzeki Warty.

W obrębie analizowanego terenu wykonane były sondowania dna koryta rzeki, które wykorzystano do określenia zmian głębokości dna koryta rzeki (ryc. 33). Nierównomierna siatka badań terenowych wynika zatem z zakwalifikowania do rozważań przekrojów, w których stwierdzono intensywną erozję denną.



Ryc. 33. Lokalizacja badań terenowych: sondowań dynamicznych, statycznych oraz wierceń

5.2.1 Wiercenia

Wiercenia zostały wykonane zgodnie z instrukcją wierceń ręcznych (PN-2002/B-04452). Wiercenia prowadzono zgodnie z poniższym schematem:

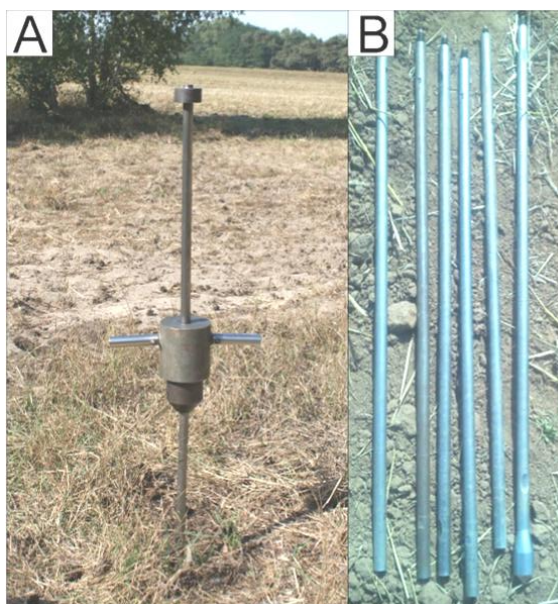
- wiercenie ręczne świdrem okienkowym o średnicy 100 mm do głębokości około 0,5 m.
- zarurowanie otworu jedną kolumną rur PCV o średnicy 100 mm w celu dokonania stabilizacji ścian otworu
- wiercenie ręczne świdrem okienkowym o średnicy 70 mm do poziomu zwierciadła wód podziemnych
- głębinie otworu szlamówką o średnicy 80 mm wraz z poborem próbek gruntu, w przypadku zagęszczonych piasków wiercenie pomocnicze świdrem spiralnym o średnicy 30 mm w celu przebiccia gruntów

Próbki pobrane z wierceń były próbkami o naruszonej strukturze, które posłużyły do określenia składu granulometrycznego badanych osadów.

Wiercenia zostały zlokalizowane na brzegach koryta oraz w samym korycie (ryc. 33). Wiercenia w korycie wykonano z promu oraz wyspy "torfowej" (fragment starorzecza wypełniony skonsolidowanymi torfami bardziej odpornymi na erozję - otw. 2). Badania te posłużyły do identyfikacji przestrzennego układu warstw gruntów na analizowanym odcinku doliny rzeki Warty.

5.2.2 Sondowania dynamiczne

Sondowanie dynamiczne to badanie polowe, które polega na pionowej penetracji stożka w podłożu gruntowym. Wyróżnia się cztery rodzaje sond dynamicznych lekką, średnią ciężką i bardzo ciężką. W tym przypadku zastosowano sondę lekką, która wyposażona jest w młot o masie 10 kg (ryc. 34). Podczas badania liczy się ilość uderzeń młota o kowadło na każde 10 cm wpedu sondy (PN-B-04452:2002).



Ryc. 34. Sonda dynamiczna podczas wykonywania badania (A) oraz żerdzie i stożek sondy (B)

Przy czym wartości liczby uderzeń koryguje się w przypadku wystąpienia zwierciadła wód podziemnych. Wówczas zarówno w warstwie 1 m nad jak i 2 m pod zwierciadłem liczbę uderzeń zwiększa się o 50%. Uzyskana i skorygowana liczba uderzeń służy do określenia

stopnia zagęszczenia gruntu I_D (2). Liczba uderzeń wynika z sumarycznego oporu stożka oraz tarcia pobocznicy.

$$I_D = 0,071 + 0,429 \log N_{10} \quad (2)$$

gdzie: N_{10} – liczba uderzeń na 10 cm wpędu stożka.

Stopień zagęszczenia gruntu jest to parametr geotechniczny charakterystyczny dla gruntów sypkich, który określa zagęszczenie gruntu w podłożu w odniesieniu do maksymalnego możliwego zagęszczenia tego gruntu (3).

$$I_D = \frac{e_{max} - e}{e_{max} - e_{min}} \quad (3)$$

gdzie: e_{max} - maksymalna wartość wskaźnika porowatości gruntu,

e_{min} - minimalna wartość wskaźnika porowatości gruntu,

e - wartość wskaźnika porowatości gruntu w podłożu.

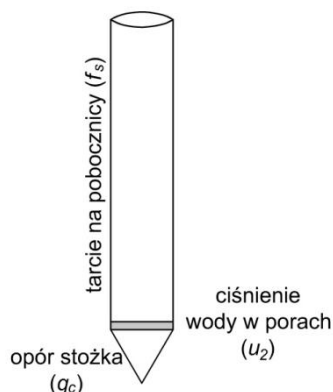
Poza porowatością, wartość stopnia zagęszczenia gruntów zależy od innych cech fizycznych gruntu, jak na przykład skład granulometryczny czy kształt ziaren. Parametr ten jest bezwymiarowy i przyjmuje wartości od 0 do 1. Wyróżnia się na podstawie I_D cztery grupy zagęszczenia gruntów (wg normy PN-B-02481:1998):

- 0 - 0,33 - grunty luźne,
- 0,33 - 0,67 - grunty średnio zagęszczone,
- 0,67 - 0,80 - grunty zagęszczone,
- 0,80 - 1,00 - grunty bardzo zagęszczone.

5.2.3 Sondowania statyczne

Sondowania statyczne polegają na pionowej penetracji końcówki pomiarowej w podłoże gruntowe ze stałą prędkością (Lunne i in., 1997). Podczas sondowania statycznego (CPT) mierzy się opór stożka (q_c), tarcie pobocznicy (f_s) oraz ciśnienie wody w porach gruntu (u_2) w wypadku gdy stożek wyposażony jest w układ pomiarowy ciśnienia wody w porach (badanie CPTU). Test wykonuje się zgodnie z wytycznymi opublikowanymi przez Komitet

Techniczny TC-16-ISSMGE (1999). Stożek pomiarowy (ryc. 35) posiada średnicę 10 cm² oraz kąt wierzchołkowy 60⁰.



Ryc. 35. Schemat stożka pomiarowego sondowania statycznego (CPTU)

Końcówka pomiarowa jest zagłębiania w podłoże gruntowe ze stałą prędkością 2 cm/s, rejestrując w sposób ciągły opór na stożku, tarcie na poboczniczy oraz ciśnienie wody w porach. Stożek CPTU jest podatny na nadwyżki wzbudzonego podczas wciskania ciśnienia wody (Lunne i in., 1997), dlatego pomierzone parametry wymagają korekty. Stosując odpowiednie wzory (4, 5) uzyskuje się skorygowany opór stożka (q_t) oraz tarcie na poboczniczy (f_t).

$$q_t = q_c + (1 - a)u_2 \quad (4)$$

gdzie: a - współczynnik powierzchni stożka,

u_2 - ciśnienie wody w porach za stożkiem,

$$f_t = f_s - \frac{u_2 A_{sb} - u_3 A_{st}}{A_s} \quad (5)$$

gdzie: A_{sb} , A_{st} , A_s - parametry określające geometrię poboczniczy,

u_3 - ciśnienie wody w porach za pobocznicą.

Następnie dysponując wartościami skorygowanych parametrów, ciśnienia hydrostatycznego wody w porach oraz pionowych naprężeń całkowitych możliwe jest wyznaczenie kolejnych parametrów sondowania statycznego (Olsen, 1984; Worth, 1984; 1988) (6, 7, 8, 9, 10):

- współczynnik tarcia R_f

$$R_f = \frac{f_t}{q_t} \cdot 100\% \quad (6)$$

- znormalizowany opór stożka Q_t

$$Q_t = \frac{q_t - \sigma_{v0}}{\sigma'_{v0}} \quad (7)$$

gdzie: σ_{v0} - pionowe naprężenia całkowite w gruncie,

σ'_{v0} - pionowe naprężenia efektywne w gruncie,

- opór stożka netto q_n

$$q_n = q_t - \sigma_{v0} \quad (8)$$

- znormalizowany współczynnik tarcia F_r

$$F_r = \frac{f_s}{q_t - \sigma_{v0}} \cdot 100\% \quad (9)$$

- parametr ciśnienia porowego

$$B_q = \frac{u_2 - u_0}{q_n} \quad (10)$$

gdzie: u_0 - ciśnienie hydrostatyczne wody w porach.

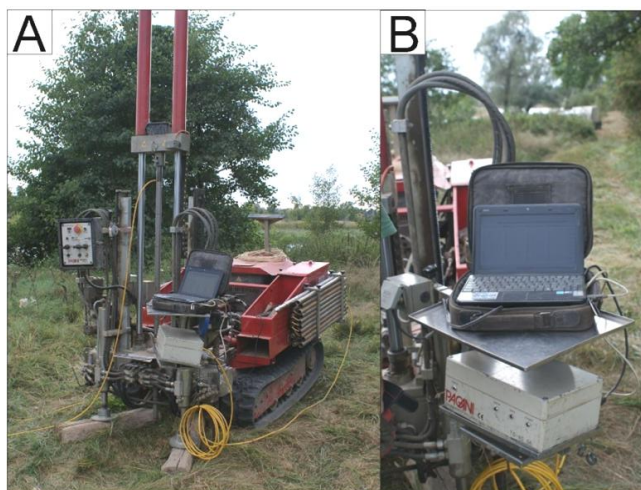
Posługując się wartościami tych parametrów można przejść do interpretacji podłoża gruntowego pod względem warunków geologiczno-inżynierskich. W pierwszej kolejności można dokonać identyfikacji rodzajów gruntów w oparciu o diagramy klasyfikacyjne Robertsona (2009) oraz Młynarka i in. (1997) (ryc. 29), które opierają się odpowiednio na porównaniu znormalizowanych oporu stożka i współczynnika tarcia oraz skorygowanego oporu stożka i współczynnika tarcia.

Jednakże, najważniejsza wydaje się możliwość wykorzystywani parametrów sondowania statycznego do wyznaczania parametrów geotechnicznych. W przeciwieństwie do sondowania dynamicznego, które pozwala na otrzymanie jednego parametru geotechnicznego (I_D), z sondowania statycznego uzyskuje się szerokie spektrum parametrów, zarówno dla gruntów sypkich, jak i spoistych, między innymi:

- stopień zagęszczenia gruntu I_D ,
- niedrenowana wytrzymałość na ścinanie s_u ,
- kąt tarcia wewnętrznego φ ,
- współczynnik prekonsolidacji gruntu OCR ,
- moduł ściśliwości M ,

- moduł Younga E_u .

Sondowania statyczne pozwalają zatem na kompleksowe zbadanie podłoża gruntowego. Ze względu na fakt, iż osobno rejestrowany jest opór stożka oraz tarcie na pobocznicy sondowanie to może być wykorzystywane do interpretacji gruntów spoistych. Grunty te bowiem charakteryzują się większym tarciem na pobocznicy, a mniejszą wartością oporu na stożku.



Ryc. 36. Samobieżna sonda statyczna podczas wykonywania testu (A) oraz komputer rejestrujący (B)

Podczas robót terenowych wykonano badania samobieżną sondą statyczną firmy PAGANI (ryc. 36), wykorzystując stożek z pomiarem ciśnienia u_2 (CPTU). Pomierzone parametry zostały następnie skorygowane i znormalizowane wg odpowiednich wzorów (4, 5, 7, 9) (Lunne i in., 1997). Do tworzenia modelu fizycznego tempa erozji dna koryta rzeki wytypowano 3 parametry: q_t , Q_t , F_r . Zostały one zakwalifikowane do dalszej analizy, ponieważ na ich podstawie można w kolejnych krokach obliczyć parametry geotechniczne podłoża gruntowego.

5.3 Badania laboratoryjne

Pobranie próbek o strukturze nienaruszonej gruntów sypkich wiąże się z wieloma trudnościami i komplikacjami. Dlatego badania laboratoryjne zostały ograniczone do wykonania analiz granulometrycznych próbek gruntów pobranych podczas wierzeń, a do wyznaczania parametrów geotechnicznych wykorzystano badania in situ.

Do określenia składu granulometrycznego gruntów wykorzystano analizę sitową. Analiza została wykonana zgodnie procedurą opisaną w PN-88/B-04481. Kolumna składała się z sit o średnicach oczek: 2,0 mm, 1,0 mm, 0,5 mm, 0,25 mm, 0,1 mm, 0,063 mm.

W oparciu o wyniki analizy sitowej wykreślono krzywe kumulacyjne oraz dokonano identyfikacji gruntów zgodnie z PN-98/B-02481.

5.4 Analiza statystyczna

5.4.1 Techniki interpolacji 3D

Dane geologiczno-inżynierskie są danymi przestrzennie skorelowanymi. W związku z tym do ich analizy można stosować metody geostatystyczne. Geostatystyka narodziła się w latach 50. przy okazji badań w przemyśle górniczym. Metody geostatystyczne po raz pierwszy zostały zastosowane w Afryce (Namysłowska-Wilczyńska, 2006). Efektem tych prac były publikacje Krigea (1951; 1976; 1989). Znaczącą publikacją była również praca Matherona (1971), pracownika francuskiej Agencji Energii Atomowej, w której zawarł rozwinięcie innowacyjnych koncepcji Krigea (Namysłowska-Wilczyńska, 2006). Rozwój metod geostatystycznych nastąpił w latach 70. wraz z pojawieniem się szybkich komputerów. Metody te są szeroko stosowane na świecie oraz w Polsce, pozwalają bowiem na estymację zmiennych zregionalizowanych, którymi mogą być parametry geotechniczne, złoża, hydrogeologiczne, geofizyczne czy dane środowiskowe. Najczęściej stosowanymi oraz podstawowymi narzędziami geostatystycznymi są wariogramy oraz kriging (Namysłowska-Wilczyńska, 2006).

Szczególnym zainteresowaniem badaczy cieszy się metoda symulacji warunkowej, która została opisana przez Brookera (1985), Fouqueta (1994) oraz Namysłowską-Wilczyńską (1995). Pozwala ona na oszacowanie prawdopodobieństwa wystąpienia pewnej wartości parametru. Metoda ta jest wykorzystywana w badaniach progów zanieczyszczenia różnymi substancjami np. wód podziemnych czy powietrza (Namysłowska-Wilczyńska, 2006).

W celu poprawnego scharakteryzowania zmiennej zregionalizowanej należy przed przystąpieniem do symulacji przeanalizować funkcję wariogramu. Odpowiednie wyznaczenie wariogramu pozwala na dopasowanie modelu matematycznego do jego przebiegu (Namysłowska-Wilczyńska, 2006).

Wariogram jest to wykres, który zawiera kwadraty różnic pomiędzy wartościami pogrupowanych w pary pomiarów w funkcji odległości. Funkcję wariogramu można opisać wzorem (11):

$$\gamma(h) = 0,5E[Z(x+h) - Z(x)]^2 \quad (11)$$

gdzie: h - odległość pomiędzy dwiema próbkami,
 x - lokalizacja danych,
 $Z(x)$ - wartość danych.

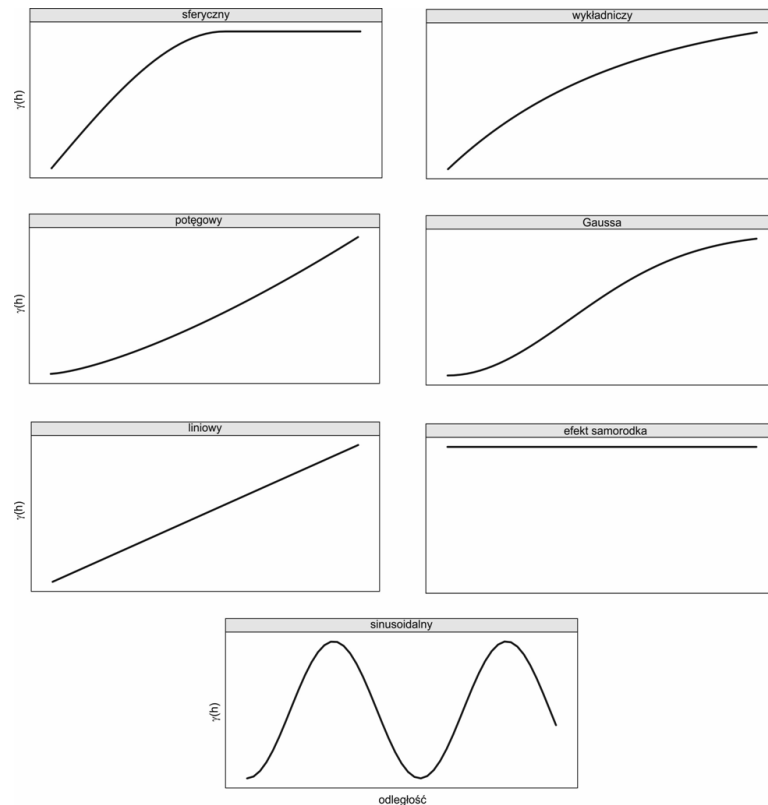
Przebieg wariogramu może być różny w zależności od wskazanego kierunku. Mówi się wówczas o istnieniu anizotropii. Dlatego bardzo ważne jest, aby sprawdzić przebieg funkcji wariogramu dla różnych kierunków, w celu dobrania odpowiedniego modelu. Dobrą praktyką jest obliczenie wariogramów w 4 kierunkach w przypadku modelowania 2D. Do obliczeń w trzech wymiarach powinno się dodatkowo wykonywać wariogram w kierunku pionowym. Wartości funkcji wariogramu zwiększają się wraz z odległością, aż do uzyskania wartości progowej po której wykres spłaszcza się lub ewentualnie wykazuje tendencję wzrostową (Namysłowska-Wilczyńska, 2006).

Bardzo często w tworzeniu modeli geostatystycznych wykorzystuje się połowę wariogramu (12), a mianowicie semiwariogram, którego funkcja ma postać:

$$\gamma^*(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i+h) - Z(x_i)]^2 \quad (12)$$

gdzie: $Z(x_i)$ - wartość danych,
 x_i - lokalizacja danych,
 $N(h)$ - liczba par.

Do obliczeń matematycznych stosuje się teoretyczne modele funkcji semiwariogramu. Najczęściej stosowane są: sferyczny, wykładniczy, Gaussa, liniowy, potęgowy, sinusoidalny, efektu samorodka (ryc. 37) (Namysłowska-Wilczyńska, 2006). Modele te można łączyć w celu lepszego dopasowania do wariogramów empirycznych.



Ryc. 37. Teoretyczne modele funkcji semiwariogramu

Z przebiegu wariogramu można również stwierdzić istnienie dryftu, czyli powolnie zachodzącą zmianę wartości analizowanej zmiennej (Namysłowska-Wilczyńska, 2006). Dryft objawia się jako gwałtowny wzrost funkcji wariogramu, szybszy niż w przypadku funkcji kwadratowej h^2 . Jego obecność powoduje przeszacowanie wariogramu podstawowego (Namysłowska-Wilczyńska, 2006).

Metodą, która zależy od stopnia przestrzennej korelacji zmiennych, a co za tym idzie semiwariogramów, jest kriging (Krige, 1977). Samo słowo kriging stało się synonimem "najlepszej predykcji" (Cressie, 1990). Kriging jest opisywany przez różnych autorów, jako metoda interpolacji przestrzennych procesów losowych (Ord, 1983), średnia ważona, której wagi są tak wybierane aby błąd predykcji był mniejszy (Hemyari i Nofziger, 1987) czy procedura regresji wielorakiej liniowo nieobciążonej (Krige, 1978). Metoda ta była głównie wykorzystywana w górnictwie, meteorologii, statystyce, fizyce oraz geodezji (Cressie, 1990).

Reasumując, jest to narzędzie do analizy zmiennej zregionalizowanej i pozwala na otrzymanie nieobciążonego liniowo oszacowania o minimalnej wariancji wartości zmiennej (Stytz i Parrott, 1993). Kriging opiera się na dynamicznej estymacji, czyli wyznaczeniu ruchomej średniej ważonej używanej do lokalnego szacowania zmiennych

zregionalizowanych (Stytz i Parrott, 1993; Namysłowska-Wilczyńska, 2006). W krigingu przyporządkowywane są wagi próbkom tzw. współczynniki krigingu. Przypisywanie wag odbywa się w taki sposób, aby zminimalizować średniokwadratowy błąd estymacji. Dokładność estymacji wykonywanych przy pomocy krigingu zależy od:

- dopasowania modelu teoretycznego do wyznaczonego wariogramu empirycznego,
- liczebności opróbowania oraz od rozmieszczenia próbek na rozpatrywanym obszarze,
- charakteru przestrzennego analizowanej zmiennej zregionalizowanej.

Poprawnie przeprowadzoną estymację otrzymuje się w momencie gdy nie wystąpi różnica pomiędzy wartościami rzeczywistymi, a oszacowanymi, czyli gdy różnica między tymi wartościami równać się będzie 0 (Namysłowska-Wilczyńska, 2006).

Istnieją różne rodzaje metody krigingu. Najczęściej stosowane są:

- kriging zwyczajny,
- kriging prosty,
- kriging blokowy,
- kriging punktowy,
- kriging uniwersalny z zewnętrznym dryftem,
- kriging lognormalny,
- kriging wskaźnikowy,
- kriging miękki.

Szacowanie w krigingu zwyczajnym opiera się na modelu teoretycznym z uwzględnieniem obserwacji z sąsiednich lokalizacji. W tej metodzie zakłada się, że średnia jest wartością nieznaną. Wartość szacuje się dla wybranych bloków, które zawierają sąsiadujących ze sobą obserwacji. Dodatkowo w krigingu zwyczajnym suma współczynników jest równa 1 (Namysłowska-Wilczyńska, 2006; Nowosad, 2016).

Kriging prosty charakteryzuje się znaną średnią wartością danej zmiennej zregionalizowanej co powoduje jego ograniczenia w stosowalności. Rzadko bowiem dysponujemy średnią dla rozpatrywanego obszaru. Metoda ta jednak znalazła szerokie zastosowanie w testowaniu jakości krigingu (Namysłowska-Wilczyńska, 2006; Nowosad, 2016).

Do testowania jakości krigingu stosowany jest również kriging punktowy, który pozwala na testowanie każdego pojedynczego punktu na mapie wynikowej. Kriging blokowy natomiast, pozwala na estymację średniej wartości blokowej na podstawie wartości punktowych. Jest to jeden z wariantów krigingu zwyczajnego (Namysłowska-Wilczyńska, 2006).

Kriging uniwersalny wykorzystywany jest dla szacowania wartości zmiennych zregionalizowanych w przypadku stwierdzenia obecności dryftu. Metoda krigingu uniwersalnego z zewnętrznym dryftem pozwala na uwzględnienie w analizie geostatystycznej danych pochodzących z różnych źródeł, np. estymacja temperatury powietrza uwzględniając wysokość nad poziomem morza czy pokrycie terenu szatą roślinną (Namysłowska-Wilczyńska, 2006; Nowosad, 2016).

Kriging lognormalny służy do analizowania danych o rozkładzie lognormalnym. Najczęściej stosowany jest do danych o bardzo dużym rozkładzie. Należy jednak pamiętać, iż wyniki tego krigingu są od 5 do 7 % niższe niż w przypadku estymacji krigingiem prostym (Namysłowska-Wilczyńska, 2006).

Wariancją krigingu prostego oraz zwyczajnego, który uwzględnia wartość progową jest kriging warunkowy. Wynikiem tej metody jest mapa prawdopodobieństwa, która określa czy dany obszar przekracza wcześniej ustaloną wartość brzegową. W tym celu dane są przekształcane z ciągłych w binarne (0 - wartości powyżej wartości brzegowej, 1 - wartości poniżej wartości brzegowej). Dopiero po tym kroku dopasowuje się model teoretyczny semiwariogramu oraz uruchamia kriging (Namysłowska-Wilczyńska, 2006; Nowosad, 2016).

Interesującym rodzajem krigingu jest kriging miękkiej. Metoda ta wykorzystuje nie tylko dane pomierzone, ale również prawdopodobne wartości zmiennej w miejscu nieoprobowanym. Stosowana jest zatem, gdy znane jest zachowanie zmiennej w przestrzeni. Metoda ta jest rozwinięciem teorii krigingu i obecnie sprawdzana w praktyce (Namysłowska-Wilczyńska, 2006).

Uzyskane wyniki krigingu należy poddać ocenie. Do tego celu można zastosować miary jakości estymacji oraz walidację. Oblicza się średni błąd predykcji (MPE) oraz jego pierwiastek wg wzoru (13):

$$MPE = \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{v}_i - v_i)}{n} \quad (13)$$

gdzie: \hat{v}_i - zmienna estymowana,

v_i - zmienna obserwowana,

n - ilość obserwacji.

Wartość błędu powinna być zbliżona do 0. Wówczas możemy mówić o poprawnie wykonanej estymacji (Nowosad, 2016). Wyniki miary jakości estymacji można zaprezentować na mapie, histogramie oraz wykresie rozrzutu.

Interpolację przy pomocy krigingu poddaje się również walidacji. Bardzo powszechną metodą jest kross-walidacja. Pozwala ona na właściwy wybór modelu teoretycznego semiwariogramu. Metoda ta oparta jest na usuwaniu pojedynczej obserwacji ze zbioru i szacowanie jej wartości na podstawie przyjętego modelu i pozostałych obserwacji. Następnie usunięta wartość jest porównywana z oszacowaną. Do estymacji nieuwzględnionej obserwacji stosuje się kriging zwyczajny punktowy. Operację powtarza się do kolejnych punktów (Namysłowska-Wilczyńska, 2006). Efektem końcowym kross-walidacji jest średni błąd (14):

$$\frac{1}{n} \sum_{\alpha=1}^n (Z(x_{\alpha}) - Z^*(x_{[\alpha]})) \quad (14)$$

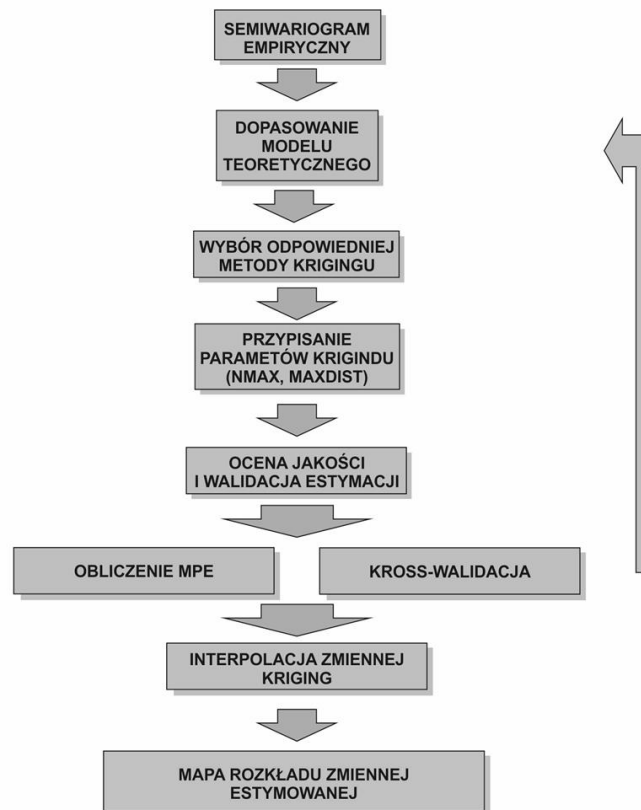
gdzie: $Z(x_{\alpha})$ - wartość pominięta,

$Z^*(x_{[\alpha]})$ - wartość estymowana pominiętej obserwacji,

n - liczba obserwacji.

W przypadku, gdy wartość błędu jest zbliżona do 0, można mówić o poprawnie wykonanej estymacji i optymalnie dopasowanym modelu. W przeciwnym razie należy "lepiej" dopasować model teoretyczny semiwariogramu oraz parametry wskazujące obserwacje, które uczestniczą w szacowaniu (kriging zwyczajny). Procedura wykonania poprawnej interpolacji została przedstawiona na rycinie 38.

Kriging jest techniką statystyczną, która służy do interpolacji przestrzennej danych. Techniki statystyczne opierają się na teorii prawdopodobieństwa. Nie są to jednak jedyne metody. Na uwagę zasługują również techniki deterministyczne. W tych technikach obliczenia opierają się na funkcji odległości lub powierzchni. Są to metody znacznie prostsze i można je uzyskać przy niewielkim nakładzie czasu. Jednakże wynik estymacji nie zawiera oszacowania błędu oraz wymagają spełnienia założenia liniowości danych (Stytz i Parrott, 1993). Do metod deterministycznych należą: diagramy Voronoi'a, odwrotnej odległości (IDW), funkcje wielomianowe oraz funkcje sklejane (Stytz i Parrott, 1993; Nowosad, 2016).



Ryc. 38. Schemat procedury tworzenia interpolacji metodą krigingu

Najczęściej wykorzystywaną metodą jest metoda odwrotnej odległości. Metoda ta została stworzona przez Sheparda (1968) i modyfikowana przez innych autorów (Franke, 1982). W tej metodzie punkty są interpolowane przy pomocy sąsiednich obserwacji (Franke, 1982; Młynarek i in., 2007). Każda z sąsiednich obserwacji wpływa na wartość estymowaną w zależności od odległości pomiędzy tymi punktami. Wartość estymowana jest odwrotnie proporcjonalna do odległości pomiędzy punktami i wyznaczana ze wzorów (15, 16):

$$v_0 = \frac{\sum_{i=1}^{|N(v_0)|} w_i v_i}{\sum_{i=1}^{|N(v_0)|} w_i} \quad (15)$$

gdzie: $|N(v_0)|$ - liczba obserwacji sąsiadujących wykorzystanych do estymacji,

v_i - wartość estymowana,

w_i - waga (zależy od odległości między punktami),

$$w_i = \frac{1}{(d_i + s)^p} \quad (16)$$

gdzie: d_i - odległość między punktami,

s, p - parametry wygładzające.

Istnieją różne metody określania odległości między punktami. Najczęściej stosowaną jest odległość Euklidesowa (17):

$$d_i = \sqrt{(x_0 - x_i)^2 + (y_0 - y_i)^2} \quad (17)$$

gdzie: x, y - współrzędne punktów.

Jest to rozwiązanie dla interpolacji dwuwymiarowej. Możliwa jest również estymacja w przestrzeni trójwymiarowej poprzez wprowadzenie wymiaru z np. głębokości. W geologii inżynierskiej często odległości pomiędzy punktami badawczymi są znacznie większe niż ich głębokość. Dlatego konieczne jest wprowadzenie pewnych modyfikacji, aby głębokość nie determinowała estymowanych wartości parametrów geotechnicznych (Młynarek i in., 2007).

Techniki interpolacji są szeroko stosowane w geologii oraz geotechnice (Młynarek i in., 2005). Jednakże w większości wykonywane są estymacje dwuwymiarowe. Dlatego w pracy podjęto próbę stworzenia trójwymiarowej interpolacji danych geotechnicznych przy użyciu dostępnego dla wszystkich programu komputerowego "R".

5.4.2 Regresja liniowa

Model regresji liniowej zastosowano w celu weryfikacji parametrów geotechnicznych mających istotny wpływ na tempo erozji dna koryta rzeki (E) oraz prognozowania wielkości tempa erozji na podstawie wybranych parametrów. W modelu uwzględniono natężenie przepływu rzeki (Q), stopień zagęszczenia gruntu (I_D), średnice charakterystyczne (d_{50}, d_{90}), znormalizowany opór stożka (Q_i), znormalizowany współczynnik tarcia (F_R) oraz naprężenia efektywne (σ').

Analiza regresji miała swój początek prawdopodobnie już w XVIII wieku (Sen i Srivastava, 1990), chociaż nazwa po raz pierwszy została użyta przez Sir Francis Galtona w 1885 roku (Stanisz, 2007). Funkcja regresji jest narzędziem służącym do określania, przy pomocy liczb, powiązań między zmiennymi, zakładając, że istnieje logiczny związek między nimi. Wyróżnia się zależności funkcyjne i statystyczne. W przypadku zależności funkcyjnych, każdej wartości zmiennej zależnej odpowiada tylko jedna wartość zmiennej niezależnej. W zależnościach statystycznych, natomiast mówi się o średnich wartościach zmiennych

niezależnych. Oznacza to, że określa się zmianę "średnio biorąc" wartości zmiennej zależnej w stosunku do średniej zmiennej niezależnej (Stanisz, 2007).

W pracy wykorzystana została metoda regresji wielorakiej, która w analizie uwzględnia więcej niż jedną zmienną niezależną. Liniowy model dla n - elementowej próby ma wówczas postać (18):

$$y_i = \beta_0 + \beta_1 x_{1i} + \beta_2 x_{2i} + \dots + \beta_k x_{ki} + \varepsilon_i \quad (18)$$

gdzie: y_i - zmienna zależna,

x_{ji} - zmienna niezależna dla i-tej obserwacji ($i=1,2,\dots,n$, $j=1,2,\dots,k$) - parametry geotechniczne,

β_j - współczynnik regresji,

ε_i - składnik losowy (reszty).

Jednakże, aby zastosować tą metodę należało spełnić pewne podstawowe założenia modelu:

- zakłada się liniowość względem współczynników regresji - w związku z tym pierwszym krokiem w analizie regresji powinno być przestudiowanie wykresów rozrzutów poszczególnych zmiennych niezależnych (Stanisz, 2007)
- liczba współczynników regresji powinna być mniejsza niż liczba obserwacji n
- brak współliniowości zmiennych niezależnych
- wariancja składnika losowego dla danej zmiennej niezależnej jest taka sama, niezależnie od liczby obserwacji
- składniki losowe są niezależne i mają rozkład normalny

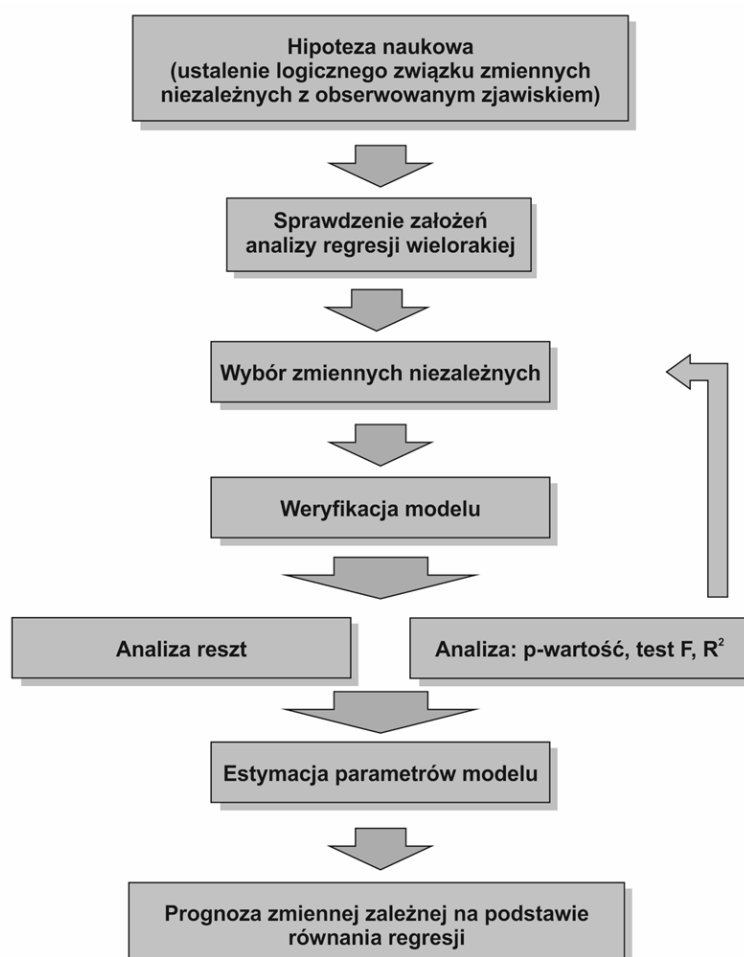
Zatem rozpatrując założenia modelu regresji wielorakiej należy w szczególności zwrócić uwagę na składnik losowy czyli reszty. Dodatkowo badając reszty, można szybko wykryć obiekty odstające, które mogą przyczyniać się do błędnej oceny zależności pomiędzy zmiennymi.

Parametrami, które pozwalają na określanie wpływu poszczególnych zmiennych na zmienną zależną są p - wartość, statystyka F oraz współczynnik determinacji (R^2). P - wartość mniejsza niż poziom istotności równy 0,05 (wg wartości statystyki t-Studenta) wskazuje na zmienną niezależną istotnie wpływającą na zmienną zależną. P - wartość jest obliczana dla każdej zmiennej niezależnej. Podobnie jest w przypadku statystyki F, zmienne lub cała analiza jest istotna gdy wartość statystyki F jest większa niż wartość krytyczna. Współczynnik determinacji natomiast odnosi się do całej analizy i określa w ilu procentach model wyjaśnia wartość zmiennej zależnej. Parametr ten należy

jednak rozpatrywać z pewną dozą nieufności, ponieważ w niektórych przypadkach wysokie wartości współczynnika determinacji nie świadczą o bardzo dobrze dopasowanym modelu, np.: zbliżona liczba obserwacji i parametrów modelu (dodawanie kolejnych zmiennych do modelu może spowodować zwiększenie skorygowanego współczynnika determinacji), model jest nieliniowy, współliniowość zmiennych niezależnych, zastosowano inną metodę niż metoda najmniejszych kwadratów, nie uwzględniono wyrazu wolnego (Stanisz, 2007).

W celu doboru optymalnego wyboru parametrów istotnie wpływających na tempo erozji dna koryta rzeki zastosowano następnie procedurę regresji krokowej wstecznej. Opiera się ona na stopniowym eliminowaniu zmiennych niezależnych z modelu, aż do otrzymania najlepiej dopasowanego modelu. Usuwanie zmiennych opiera się głównie na porównywaniu wartości F statystyki z wartością krytyczną oraz p-wartości z poziomem istotności.

Ogólny schemat budowy modelu zaprezentowano na ryc. 39.



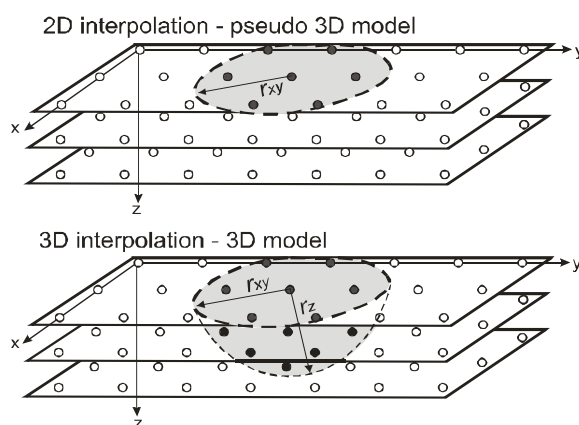
Ryc. 39. Schemat procedury tworzenia modelu regresji wielorakiej do opisanego tempa erozji dna koryta rzeki Warty

6. Budowa trójwymiarowego geostatystycznego modelu geologiczno-inżynierskiego gruntów doliny rzecznej

6.1 Wprowadzenie

Kompleksowe obiekty budowlane wymagają szczegółowego i precyzyjnego rozpoznania warunków gruntowych. Niestety rozpoznanie geologiczno-inżynierskie przy pomocy badań in situ jest punktowe. Rodzi to istotne niedokładności w przypisywaniu parametrów geotechnicznych odpowiednim warstwom. Rozwiązaniem tego problemu są metody geostatystyczne, które pozwalają na uzupełnienie przestrzeni pomiędzy punktami badawczymi wyinterpolowanymi wartościami parametrów.

Szeroko stosowane są metody geostatystyczne do opisu zmienności wartości parametrów w płaszczyźnie czyli tzw. modelowanie 2D. W powszechnie dostępnych programach komputerowych np. Surfer, można szybko i w prosty sposób przeprowadzić taką interpolację różnymi metodami. Takie odwzorowanie warunków gruntowych nie jest jednak zadowalające, ponieważ nie uwzględnia ono w obliczeniach wartości parametrów powyżej czy poniżej tej płaszczyzny (ryc. 40).



Ryc. 40. Schemat modelu pseudo 3D i 3D

Źródło: Młynarek i in. (2007)

Konieczne zatem staje się modelowanie 3D. W tym rozdziale przedstawione zostaną proponowane rozwiązania i narzędzia, które pozwolą na interpolację trójwymiarową przy pomocy dostępnych metod geostatystycznych w programie "R".

6.2 Próby interpolacji 3D

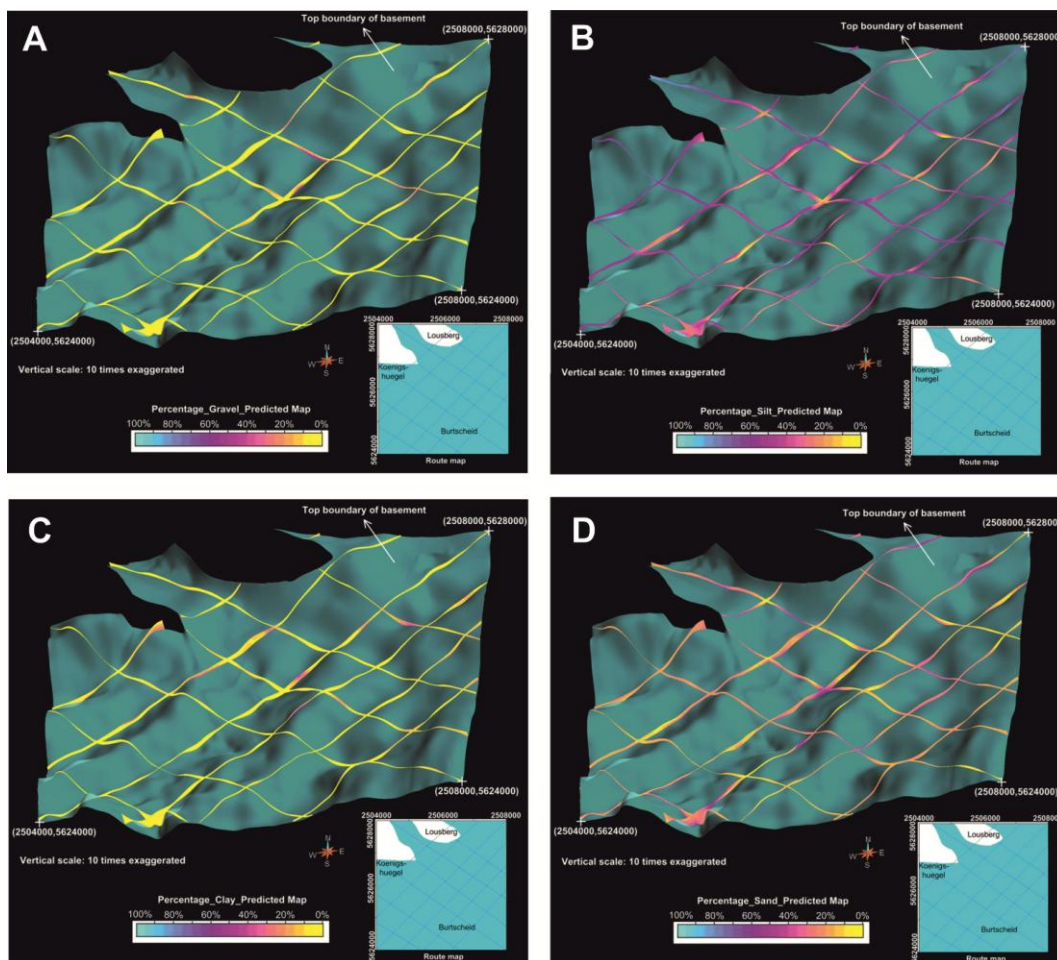
Pracę nad właściwościami geotechnicznymi oraz modelami trójwymiarowymi struktur geologicznych prowadzili między innymi Akpokodje (1987; 1989), Jones i Wright (1993),

Młynarek i inni (2005; 2007), Hack i inni (2006), Calcagno i inni (2008), Tonini i inni (2008), Touch i inni (2014) oraz Dong i inni (2015). Tworzone modele 3D zazwyczaj składały się z trójwymiarowych wydzieleni litologicznych i przypisanych im parametrów geotechnicznych. Rzadko obejmowały trójwymiarową interpolację wartości parametrów geotechnicznych.

Dong i inni (2015) podjęli próbę stworzenia trójwymiarowego modelu geologiczno-inżynierskiego przy zastosowaniu metody interpolacji DSI, krigingu oraz metody objętościowej. Swoje badania prowadzili w mieście Akwizgran w Niemczech. Do konstrukcji modelu posłużyli się wierceniami, mapami geologicznymi oraz cyfrowym modelem wysokościowym. W pierwszym etapie wyznaczyli granice geologiczne.

W kolejnym kroku przy pomocy krigingu zwyczajnego, Autorzy dokonali predykcji wartości parametrów geotechnicznych, a dokładnie procentowego udziału frakcji żwirowej, piaskowej, pyłowej oraz ilowej w gruncie. W tym celu przeanalizowali trójwymiarowo samiwariogramy. Taka analiza polega na wykonaniu semiwariogramów w różnych kierunkach na płaszczyźnie oraz semiwariogramu prostopadłego do niej. Modelowanie 3D w przypadku uziarnienia gruntu jest konieczne. Często zmiany w płaszczyznach poziomych są niewielkie. Zróznicowanie uziarnienia przede wszystkim występuje w pionie, dlatego nie uwzględnienie w predykcji pomiarów z innych płaszczyzn może skutkować poważnymi niedoszacowaniami zawartości procentowych poszczególnych frakcji.

Wyniki interpolacji 3D (ryc. 41) zostały zaprezentowane w postaci map podłoża czwartorzędowego z liniami przekrojów prostopadłych.



Ryc. 41. Mapy z przekrojami ukazującymi procentowe zawartości poszczególnych frakcji; A-frakcja żwirowa, B-frakcja pyłowa, C-frakcja iłowa, D-frakcja piaszczysta

Źródło: Dong i in. (2015), zmienione

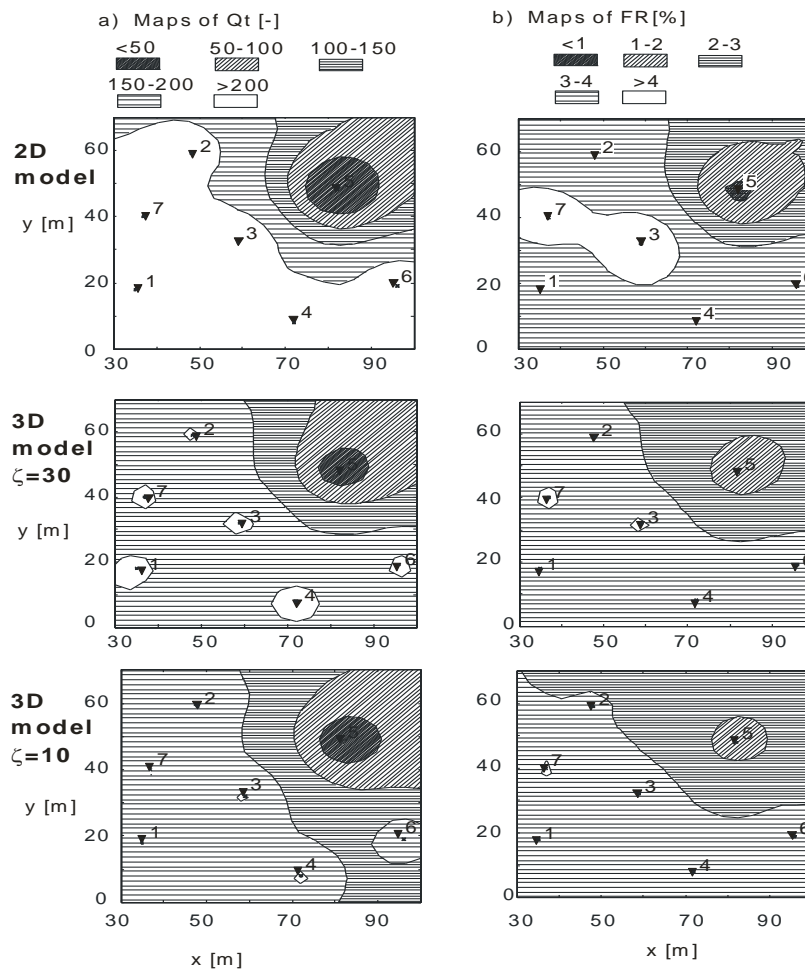
Młynarek i inni (2007) zaproponowali swój model geologiczno-inżynierski. W tym celu wykorzystali metodę średniej ważonej odległości (IDW). Do określania odległości pomiędzy sąsiadującymi punktami obserwacyjnymi zastosowano wzór (19):

$$d_i = \sqrt{(x_0 - x_i)^2 + (y_0 - y_i)^2 + \zeta(z_0 - z_i)^2} \quad (19)$$

gdzie: x, y, z - współrzędne punktu,

ζ - parametr determinujący wpływ wymiaru z (głębokość).

Parametr ζ został wprowadzony w związku z większą zmiennością w pionie parametrów geotechnicznych. Do budowy modelu wykorzystane zostały wyniki sondowania statycznego. Wybrane parametry (Q_t , F_R) były analizowane osobno. Wyniki modeli 3D dla różnych parametrów ζ zostały porównane z modelem 2D (ryc. 42).



Ryc. 42. Mapy zróżnicowania wartości parametrów sondowania statycznego na głębokości 5m uzyskane przy pomocy modeli 2D i 3D

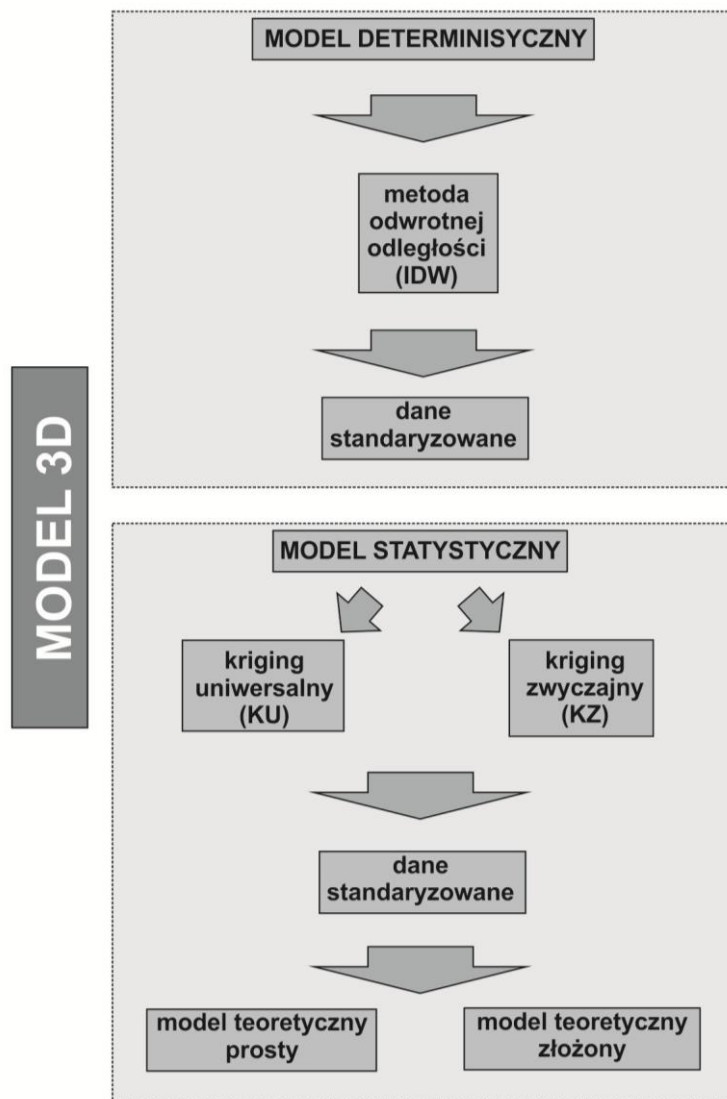
Źródło: Młynarek i in. (2007)

Modele 3D dają bardziej uśredniony obraz podłoża gruntowego. Znacznie mniejszy jest udział wartości skrajnych. Może powodować to niedoszacowanie lub przeszacowanie wartości parametrów. W przypadku przeszacowania wartości, model może generować późniejsze komplikacje np. przy stwierdzeniu gorszych warunków niż zakładano, niezbędne jest ponowne zaprojektowanie wzmocnienia podłoża, co wiąże się z dodatkowymi kosztami. Dodatkowo dobór odpowiedniej wartości parametru ζ może okazać się kluczowy do otrzymania prawidłowego obrazu środowiska gruntowego.

6.3 Założenia trójwymiarowego modelu geostatystycznego

Modelowaniu geostatystycznemu poddano dane z sondowań dynamicznych oraz statycznych. Modelowanie przeprowadzono w różnych wariantach w celu znalezienia najlepszego dopasowania. Stworzono modele statystyczne oraz deterministyczne.

W przypadku modeli deterministycznych wybrano metodę odwrotnej odległości (IDW) natomiast statystycznych kriging zwyczajny (ordinary kriging) oraz kriging uniwersalny z zewnętrznym dryftem (universal kriging) (ryc. 43).



Ryc. 43. Schemat wariantów modelowania geostatystycznego 3D

Estymacji dokonano na danych standaryzowanych oraz, w przypadku krigingu, stosując model teoretyczny prosty i złożony. Otrzymano zatem 5 wariantów modelu 3D podłoża gruntowego dla każdego rodzaju sondowania. Dodatkowo przy pomocy krigingu warunkowego wykonano mapy prawdopodobieństwa.

Przed przystąpieniem do budowy modeli przeanalizowano i przygotowano dane, przeanalizowano anizotropię oraz dobrano siatkę obliczeniową. Następnie w zależności od metody geostatystycznej dopasowano model teoretyczny, wykonano kross-walidację,

dobrano odpowiednie parametry krigingu i metody odwrotnych odległości oraz wykonano estymację parametrów. Wyniki przedstawiono w postaci map konturowych na różnych głębokościach.

6.3.1 Przygotowanie danych

Cechą charakterystyczną danych geotechnicznych jest ich nierównomierne rozprzestrzenienie. Odległości pomiędzy otworami badawczymi są znacznie większe niż ich głębokość. Dokonując zatem estymacji w oparciu o metody, których wagami są odległości pomiędzy punktami obserwacyjnymi dominujący wpływ na wyniki interpolacji posiadają płaszczyzny pionowe. Może to rodzić znaczne błędy ze względu na to iż, osady akumulowane są w kierunku horyzontalnym, szczególnie w dolinach rzecznych. Należy zatem zniwelować wpływ głębokości, a zwiększyć zasięg interpolacji w poziomie. Rozwiązaniem tego problemu jest standaryzacja współrzędnych lub wprowadzenie pewnych założeń do funkcji krigingu lub metody odwrotnych odległości.

Standaryzacja danych przebiega wg wzoru (20):

$$x^* = \frac{x - \bar{x}}{\sigma} \quad (20)$$

gdzie: x^* - wartość zmiennej po standaryzacji,

x - wartość zmiennej w punkcie,

\bar{x} - średnia wartość zmiennej,

σ - odchylenie standardowe.

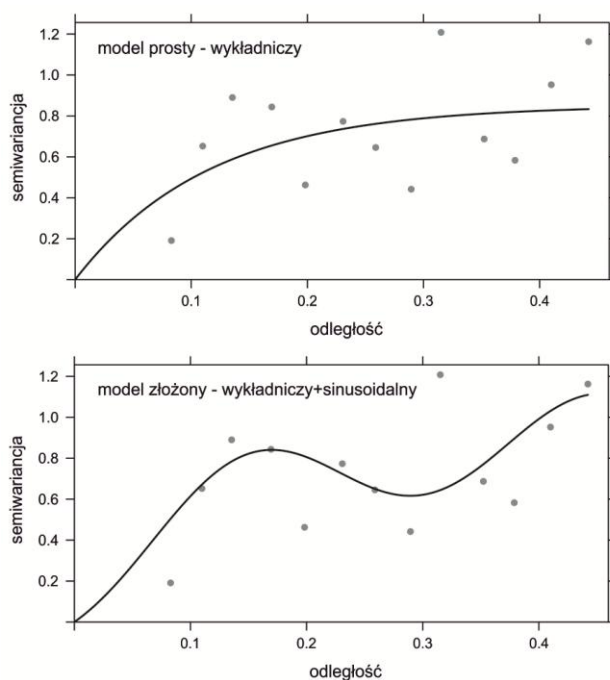
Standaryzacja danych zapewniła równość wpływu poszczególnych współrzędnych, podczas gdy w wypadku analizowania danych niestandaryzowanych, większą wagę w rozwiązaniu uzyskałaby współrzędna z . Dodatkowo, aby ograniczyć sąsiednie obserwacje brane do interpolacji wprowadzono pewne parametry krigingu: n_{max} lub $maxdist$. Bez tego ograniczenia wszystkie pojedyncze obserwacje wykorzystywane są do estymacji wartości parametru geotechnicznego w danym punkcie w przestrzeni. n_{max} określa liczbę obserwacji uwzględnianych w predykcji, natomiast $maxdist$ odległość, w obrębie której dokonywana jest estymacja.

Współrzędna z charakteryzuje oś pionową pomiarów. W zależności od przeznaczenia modelu współrzędną tą można opisać przy pomocy głębokości poniżej powierzchni lub rzędnej terenu. Stworzony model geologiczno-inżynierski zostanie wykorzystany

do modelu tempa erozji dna koryta rzeki. Poziom wody w rzece oraz głębokość dna koryta są podawane w rzędnych w związku z czym właśnie ten wariant został wybrany.

6.3.2 Model teoretyczny

W metodzie krigingu niezbędne jest dopasowanie modelu teoretycznego do semiwariogramu empirycznego. W tym celu wykorzystuje się znane funkcje modelowe. Istnieje możliwość wykorzystania kilku funkcji modeli teoretycznych w celu opisanie semiwariogramu empirycznego. Przykład dopasowania modelu przedstawiono na ryc. 44.



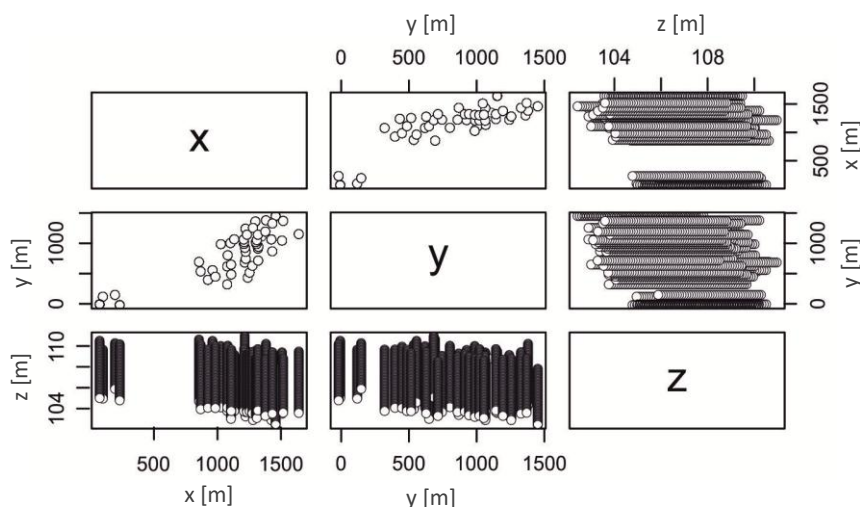
Ryc. 44. Semiwariogram empiryczny z dopasowanym modelem prostym i złożonym

W pracy zastosowano obydwa warianty i dokonano porównania wyników krigingu. Dodatkowo przy pomocy semiwariogramów kierunkowych sprawdzono anizotropię.

6.4 Wyniki modelowania trójwymiarowego - sondowanie dynamiczne

6.4.1 Przygotowanie danych

Do analizy wykorzystano 48 sondowań dynamicznych. Interpolowanym parametrem był stopień zagęszczenia gruntu I_D . Przestrzenny układ pomiarów zaprezentowano na rycinie 45. Odległości pomiędzy sondowaniami w powierzchni poziomej są nierównomierne, od kilku metrów po kilometr. Pomiary I_D w pionie natomiast wykonywane były co 10 cm na każde 6 m sondowania. Dane zatem charakteryzują się znaczącą dysproporcją w rozmieszczeniu w przestrzeni.



Ryc. 45. Rozmieszczenie punktów w przestrzeni xyz (wartości rzeczywiste w m) - sondowania dynamiczne

Zastosowano zatem standaryzację danych wprowadzając następujące polecenia do programu

R:

```
dane = read.table("xyzi.txt", dec="," , header = T)
dane$xs<-scale(dane$x)
dane$ys<-scale(dane$y)
dane$zs<-scale(dane$z)
summary(dane)
```

W efekcie otrzymano wyniki, gdzie xs, ys i zs to współrzędne po standaryzacji:

	x	y	z	I_D
Min.	: 72.23	Min. : -19.4	Min. :102.4	Min. :0.0710
1st Qu.:	1076.94	1st Qu.: 618.7	1st Qu.:105.2	1st Qu.:0.4048
Median	:1222.20	Median : 944.0	Median :106.6	Median :0.5091
Mean	:1153.56	Mean : 847.3	Mean :106.6	Mean :0.4997
3rd Qu.:	1320.31	3rd Qu.:1067.0	3rd Qu.:108.1	3rd Qu.:0.5933
Max.	:1640.62	Max. :1451.2	Max. :111.0	Max. :0.8429

	xs	ys	zs
Min.	:-3.255498	:-2.3872013	Min. :-2.3884940
1st Qu.:	-0.230689	-0.6296812	1st Qu.:-0.8152030
Median :	0.206635	0.2662521	Median : 0.0036560
Mean :	0.000000	0.0000000	Mean : 0.0000000
3rd Qu.:	0.502008	0.6049815	3rd Qu.: 0.8173364
Max. :	1.466343	1.6634763	Max. : 2.4484802

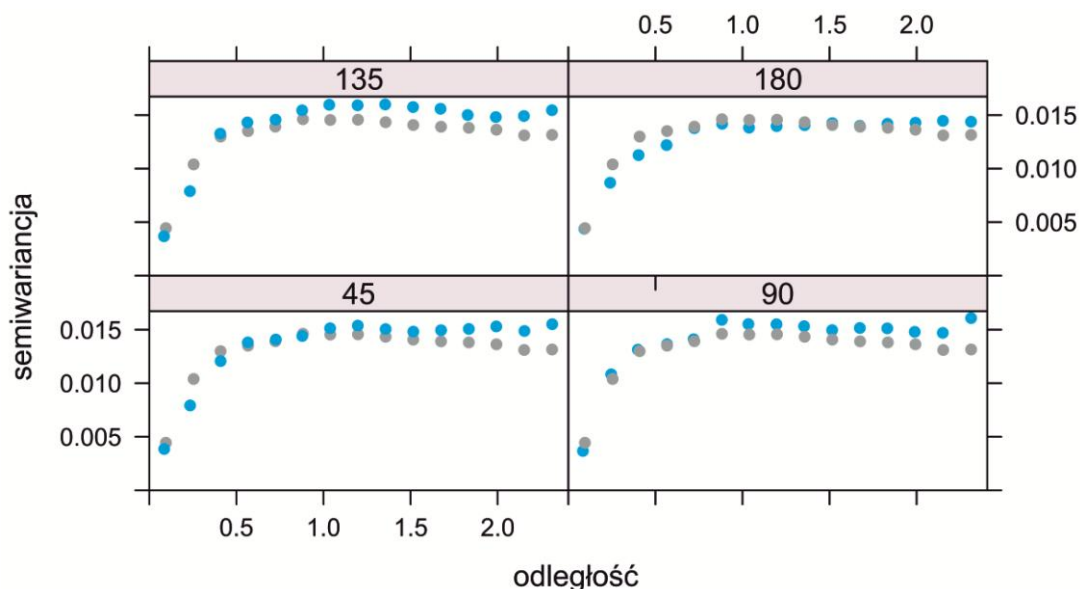
Dysproporcja zatem pomiędzy współrzędnymi została wyeliminowana.

6.4.2 Analiza anizotropii

Anizotropię zbadano przy pomocy semiwariogramów empirycznych. Zostały one wykonane dla różnych kierunków w płaszczyźnie poziomej oraz wzdłuż poszczególnych punktów badawczych w kierunku pionowym. W tym celu skorzystano z polecenia variogram w programie R:

```
vario <- variogram(ID~zs, dane)
vario_kier<-variogram(ID~1, dane, alpha=c(45,90,135,180))
plot(vario)
plot(vario_kier)
```

Wyniki przedstawiono na wykresach funkcji semiwariogramu (ryc. 46)



Ryc. 46. Semiwariogramy kierunkowe wraz z semiwariogramem w kierunku pionowym, niebieskie kropki oznaczają semiwariogramy kierunkowe, natomiast szare semiwariogram wykonany w kierunku pionowym - sondowania dynamiczne

Wykresy semiwariogramów kierunkowych w większości pokrywają się. Wyeliminować można z całą pewnością anizotropię geometryczną (ten sam zasięg oddziaływania semiwariogramów). Można ewentualnie mówić o pewnej anizotropii zonalnej jednakże w bardzo małej skali (minimalnie różne wartości progowe). W związku z tym generalnie można stwierdzić, że dane cechują się izotropią zmienności stopnia zagęszczenia gruntu. Do dalszych obliczeń zatem przyjęto semiwariogram uśredniony.

6.4.3 Siatka obliczeniowa

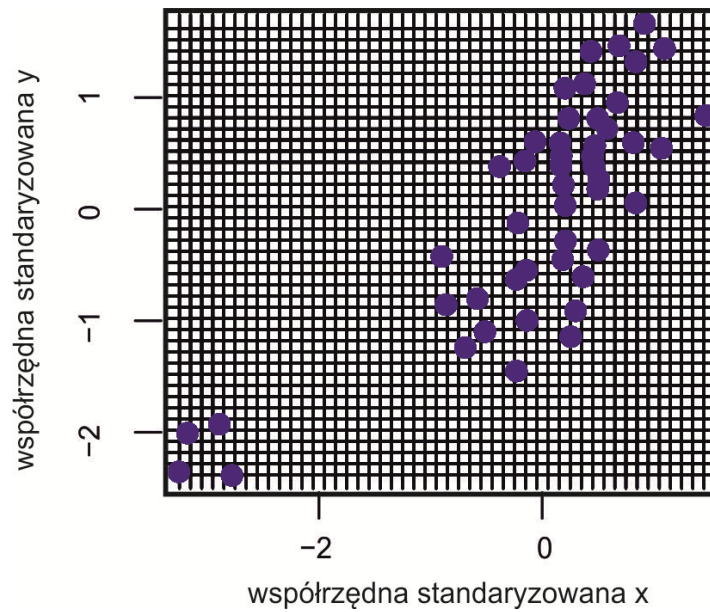
Zastosowano siatkę regularną przyjmując większe zagęszczenie w płaszczyznach horyzontalnych. Do stworzenia siatki oraz przypisania współrzędnych przestrzennych wykorzystano następujące polecenia w programie R:

```
coordinates(dane) = ~xs+ys+zs
siatka <- expand.grid(xs = seq(from = -3.25, to = 1.47, by=0.1), ys = seq(from =
-2.38, to = 1.67, by= 0.1), zs=seq(from=-2.38, to=2.45, by=0.35))
coordinates(siatka) <- ~xs+ys+zs
```

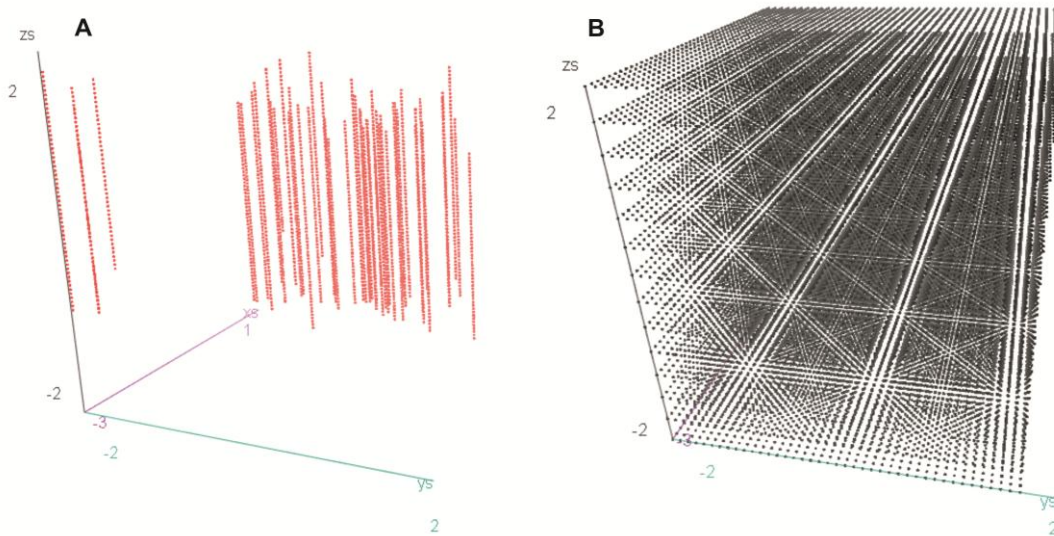
W efekcie otrzymano 27552 elementową siatkę o współrzędnych xs, ys, zs:

```
Coordinates:
  min max
xs -3.25 1.45
ys -2.38 1.62
zs -2.38 2.17
Number of points: 27552
Grid attributes:
  cellcentre.offset cellsize cells.dim
xs          -3.25     0.10         48
ys          -2.38     0.10         41
zs          -2.38     0.35         14
```

Rozmieszczenie punktów pomiarowych na regularnej siatce obliczeniowej zaprezentowano na ryc. 47 w postaci dwuwymiarowej oraz trójwymiarowej na ryc. 48.



Ryc. 47. Siatka obliczeniowa wraz z lokalizacją punktów pomiarowych w płaszczyźnie x,y - sondowania dynamiczne



Ryc. 48. Rozmieszczenie punktów pomiarowych w przestrzeni 3D (A) oraz siatka obliczeniowa w przestrzeni 3D (B) - sondowania dynamiczne

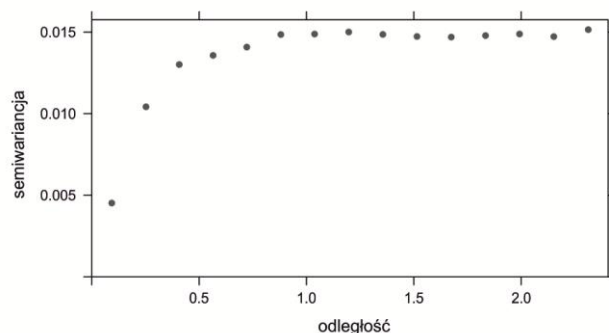
Siatkę można regulować w dowolny sposób. Przy opisywaniu budowy modelu geologiczno-inżynierskiego podłoża gruntowego zastosowano mniejsze zagęszczenie w kierunku pionowych. Pozwoli to na sprawniejsze przedstawienie wyników estymacji parametrów w postaci map konturowych na różnych rzędnych. Natomiast przy konstrukcji modelu tempa erozji dna koryta rzeki w oparciu o model geologiczno-inżynierska

zagęszczono siatkę w kierunku pionowym. Ułatwi to dobór parametrów do modelu erozji.

6.4.4 Kriging zwyczajny

Modele teoretyczne

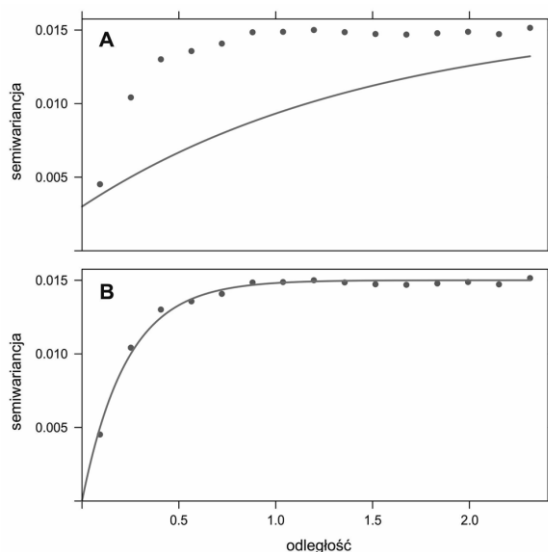
W pierwszym etapie dopasowania modelu teoretycznego sporządzono wykres funkcji wariogramu empirycznego uśrednionego (ryc. 49). Następnie dopasowano model teoretyczny.



Ryc. 49. Semiwariogram empiryczny dla sondowań dynamicznych przy krigingu zwyczajnym (KZ)

Model prosty

W pierwszym korku dopasowanie odbywało się metodą "prób i błędów", korzystając z funkcji `vgm` (ryc. 50A). Otrzymano w ten sposób podstawowe parametry modelu: `psill=0.013`, `model = 'Exp'` (wykładniczy), `range = 1.5`, `nugget = 0.003`. W kolejnym kroku przy zastosowaniu funkcji `fit.variogram` dopasowano otrzymany model do wykresu funkcji semiwariogramu (ryc. 50B).



Ryc. 50. Model dopasowany metodą "prób i błędów" (A) oraz funkcją `fit.variogram` (B) - sondowania dynamiczne (KZ)

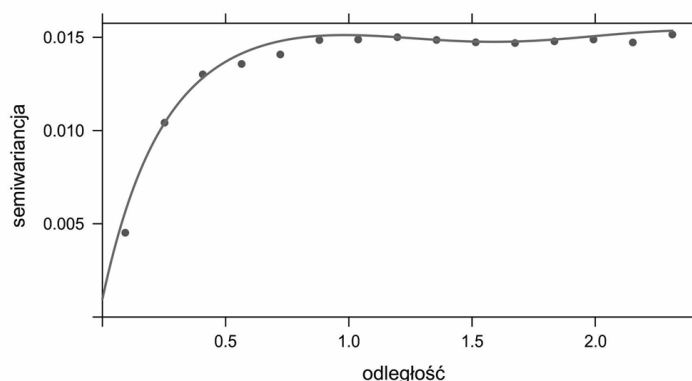
Do estymacji przyjęto model zaprezentowany na ryc. 50 B, który posiada następujące parametry:

model	psill	range
1 Nug	0.00000000	0.0000000
2 Exp	0.01500575	0.2294056

Model złożony

W tym przypadku skorzystano tylko z funkcji vgm łącząc dwa modele teoretyczne. Parametry dopasowano metodą "prób i błędów". Ostatecznie przyjęto następujące rozwiązanie (ryc. 51):

model	psill	range
1 Nug	0.00097	0.000
2 Exp	0.0138	0.225
3 Per	0.0003	1.600



Ryc. 51. Model teoretyczny złożony z funkcji wykładniczej oraz sinusoidalnej - sondowania dynamiczne (KZ)

Model złożony zastosowano również w estymacji wartości zmiennej w przestrzeni w celu określenia wpływu optymalnego dopasowania modelu teoretycznego do semiwariogramu empirycznego.

Kross-walidację wykonano w celu dobrania optymalnych parametrów krigingu czyli $maxdist$ oraz $nmax$, korzystając z krigingu punktowego. Następnie dokonano estymacji przy pomocy krigingu zwyczajnego.

Kriging zwyczajny z uwzględnieniem modelu prostego wykonano przy pomocy poleceń w programie R:

```
dane = read.table("xyzi.txt", dec=".", header = T)
dane$x<-scale(dane$x)
dane$y<-scale(dane$y)
```

```

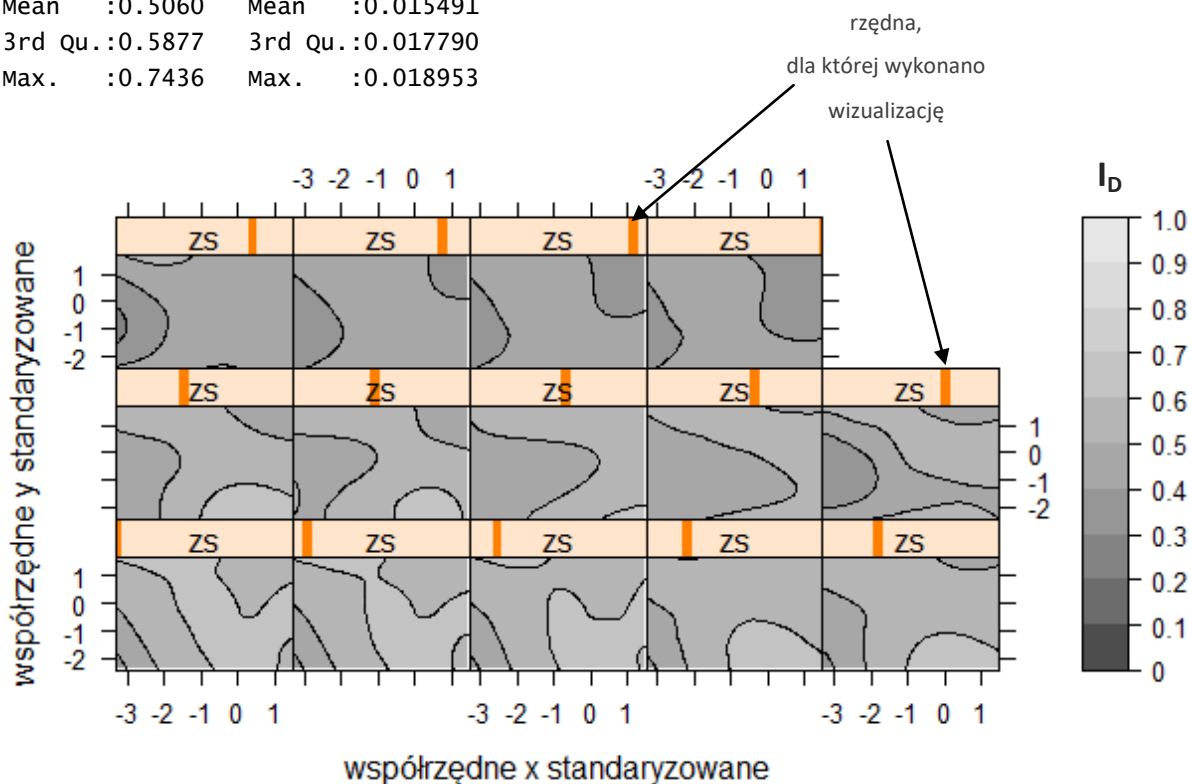
dane$zs<-scale(dane$z)
coordinates(dane) = ~xs+ys+zs
siatka <- expand.grid(xs = seq(from = -3.25, to = 1.47, by=0.1), ys = seq(from =
-2.38, to = 1.67, by= 0.1), zs=seq(from=-2.38, to=2.45, by=0.35))
coordinates(siatka) <- ~xs+ys+zs
vario <- variogram(ID~1, dane)
model_p <- vgm(psill=0.013, model = 'Exp', range = 1.5, nugget = 0.003)
fitted <- fit.variogram(vario, model_p)
gridded(siatka)<- T
cv_sk <- krige.cv(ID ~1, dane, nmax=32, model=fitted, verbose=FALSE)
res3D <- krige(formula = ID ~ 1, dane, siatka, nmax=32, model = fitted)
levelplot(var1.pred ~ xs + ys | zs, as.data.frame(res3D))
levelplot(var1.var ~ xs + ys | zs, as.data.frame(res3D))
MPE <- mean(res3D$var1.pred - dane$ID)

```

W efekcie otrzymano mapę wynikową przestrzennego zróżnicowania zmiennej (ryc. 52), jej wariancji (ryc. 53) oraz podsumowanie estymacji. Obliczono również MPE, które wyniosło 0,006.

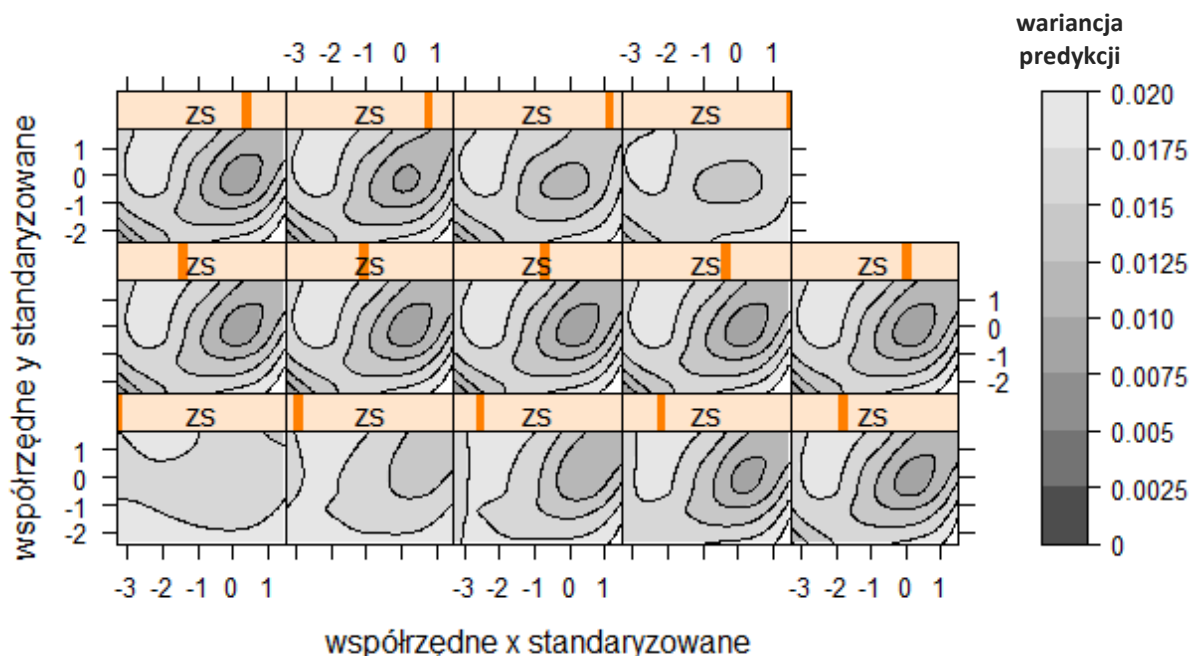
Data attributes:

var1.pred	var1.var
Min. :0.1085	Min. :0.001203
1st Qu.:0.4427	1st Qu.:0.014326
Median :0.5012	Median :0.017333
Mean :0.5060	Mean :0.015491
3rd Qu.:0.5877	3rd Qu.:0.017790
Max. :0.7436	Max. :0.018953



Ryc. 52. Mapa wynikowa zróżnicowania stopnia zagęszczenia gruntu w przestrzeni - KZ model prosty (zs - współrzędna z standaryzowana)

Dla ryc. 52, 53, 54, 55, 59, 60, 61, 62, 63 oraz 64 wartości standaryzowanej współrzędnej z wynoszą: -2,38; -2,03; -1,68; -1,33; -0,98; -0,63; -0,28; 0,07; 0,42; 0,77; 1,12; 1,47; 1,82; 2,17. Pojedyncza mapa z tych rycin odnosi się do konkretnej rzędnej (pomarańczowy pasek)



Ryc. 53. Mapa wynikowa zróżnicowania wariancji predykcji (sondowania dynamiczne) - KZ model prosty (zs - współrzędna z standaryzowana)

Kriging zwyczajny z uwzględnieniem modelu złożonego wykonano przy pomocy poleceń w programie R:

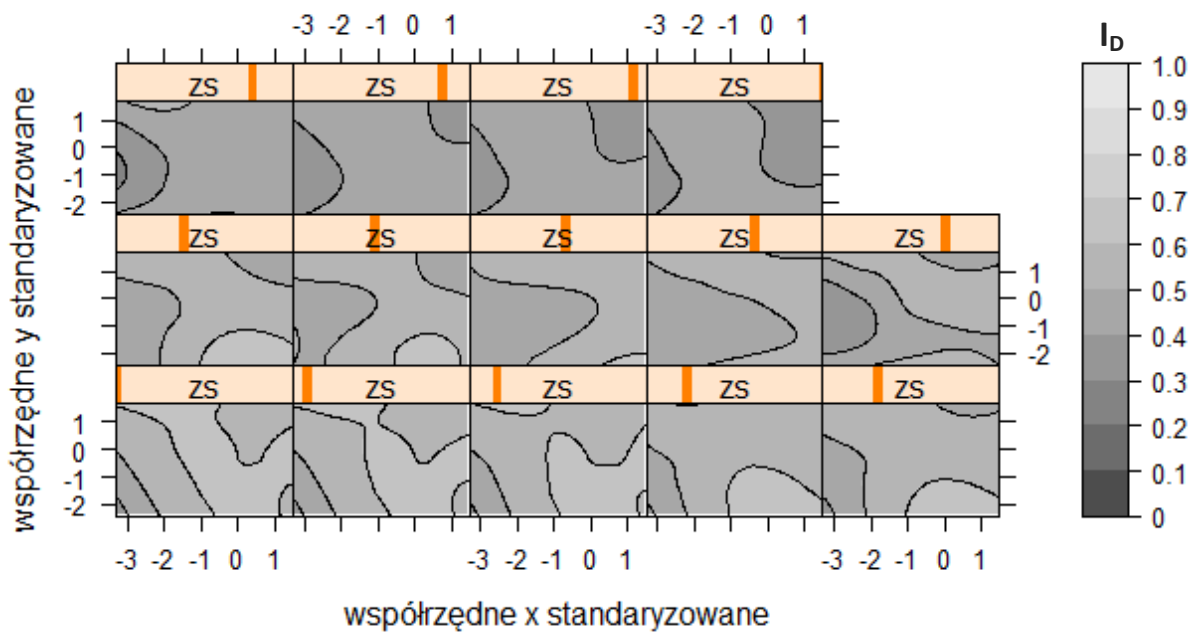
```
dane = read.table("xyzi.txt", dec=".", header = T)
dane$xs<-scale(dane$x)
dane$ys<-scale(dane$y)
dane$zs<-scale(dane$z)
coordinates(dane) = ~xs+ys+zs
siatka <- expand.grid(xs = seq(from = -3.25, to = 1.47, by=0.1), ys = seq(from = -2.38, to = 1.67, by= 0.1), zs=seq(from=-2.38, to=2.45, by=0.35))
coordinates(siatka) <- ~xs+ys+zs
vario <- variogram(ID ~1, dane)
model_z <- vgm(0.0003, 'Per', 1.6, add.to=(vgm(0.0138, model='Exp', range=0.225, nugget=0.00097)))
gridded(siatka)<- T
cv_sk <- krige.cv(ID ~1, dane, nmax=32, model=model_z, verbose=FALSE)
res3D <- krige(formula = ID ~ 1, dane, siatka, nmax=32, model = model_z)
levelplot(var1.pred ~ xs + ys | zs, as.data.frame(res3D))
levelplot(var1.var ~ xs + ys | zs, as.data.frame(res3D))
```

```
MPE <- mean(res3D$var1.pred - dane$ID)
```

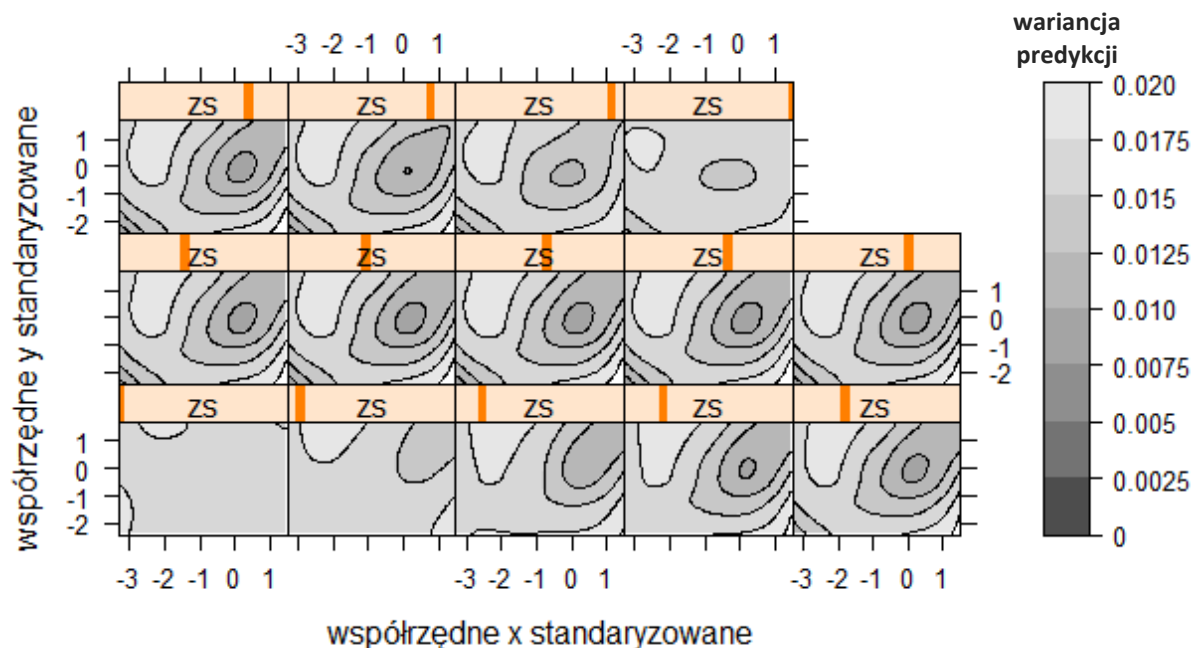
W efekcie otrzymano mapę wynikową przestrzennego zróżnicowania zmiennej (ryc. 54), jej wariacji (ryc. 55) oraz podsumowanie estymacji. Obliczono również MPE, które wyniosło 0,006.

Data attributes:

var1.pred	var1.var
Min. :0.1275	Min. :0.002662
1st Qu.:0.4424	1st Qu.:0.014683
Median :0.5011	Median :0.017175
Mean :0.5059	Mean :0.015595
3rd Qu.:0.5875	3rd Qu.:0.017702
Max. :0.7356	Max. :0.019067



Ryc. 54. Mapa wynikowa zróżnicowania stopnia zagęszczenia gruntu w przestrzeni - KZ model złożony (zs - współrzędna z standaryzowana)



Ryc. 55. Mapa wynikowa zróżnicowania wariancji predykcji (sondowania dynamiczne) - KZ model złożony (zs - współrzędna z standaryzowana)

Obydwa modele są do siebie bardzo zbliżone. Różnią się jedynie nieznacznie w wartościach statystyk opisowych oraz wielkości wariancji. Wynika to z nieznacznego "poprawienia" semiwariogramu prostego stosując złożony.

6.4.5 Kriging uniwersalny z zewnętrznym dryfem

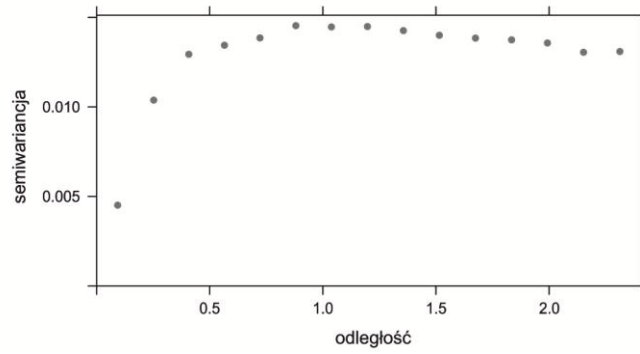
Modele teoretyczne

Modele zostały dopasowane w ten sam sposób co w przypadku krigingu zwyczajnego. W pierwszym etapie wykonano semiwariogram empiryczny (ryc. 56), a następnie dopasowano modele. Poniżej zaprezentowano wynikowe wykresy dla modelu prostego (ryc. 57 A,B) oraz złożonego (ryc. 58). Dla modelu prostego przyjęto następujące parametry:

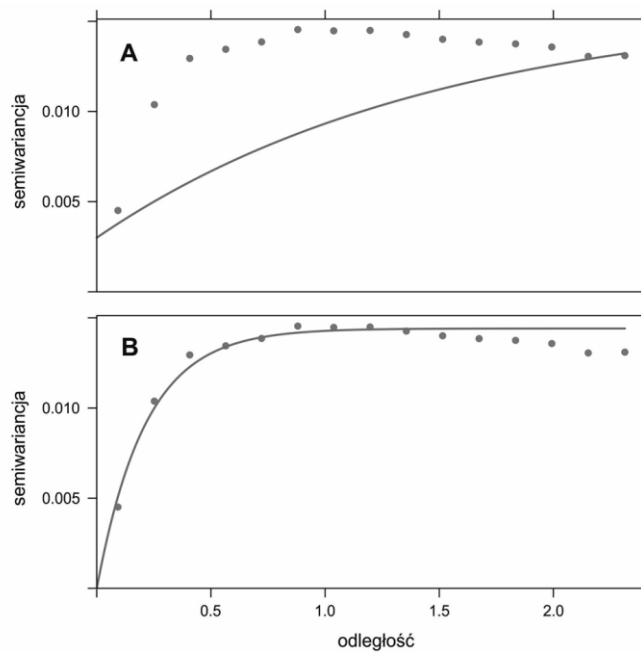
model	psill	range
1 Nug	0.00000000	0.0000000
2 Exp	0.01440751	0.2130388

natomiast dla złożonego:

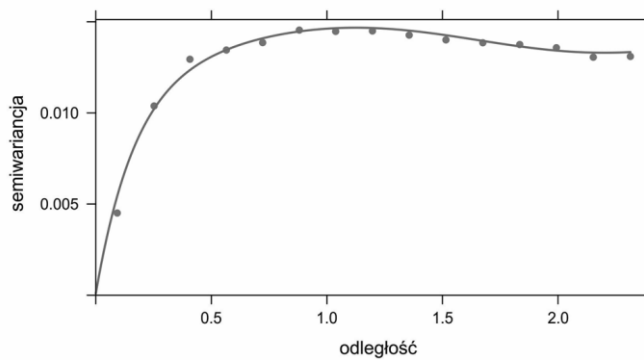
model	psill	range
1 Nug	0.0001	0.00
2 Exp	0.0132	0.18
3 Per	0.0007	2.20



Ryc. 56. Semiwariogram empiryczny dla sondowań dynamicznych przy krigingu uniwersalnym z zewnętrznym dryftem (KU)



Ryc. 57. Model dopasowany metodą "prób i błędów" (A) oraz funkcją fit.variogram (B) - sondowania dynamiczne (KU)



Ryc. 58. Model teoretyczny złożony z funkcji wykładniczej oraz sinusoidalnej - sondowania dynamiczne (KU)

W kolejnym kroku wykonano kross-walidację. Po wyborze optymalnych parametrów modelu wykonano estymację metodą krigingu uniwersalnego z zewnętrznym dryftem.

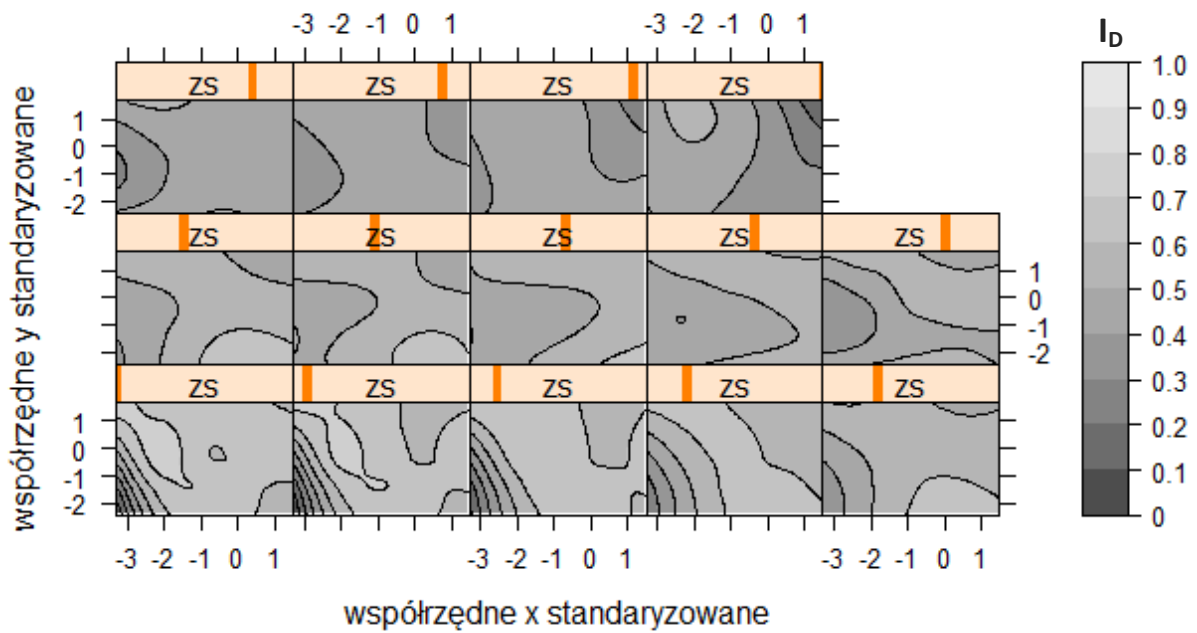
Kriging uniwersalny z zewnętrznym dryftem z uwzględnieniem modelu prostego wykonano przy pomocy poleceń w programie R:

```
dane = read.table("xyzi.txt", dec=".", header = T)
dane$zs<-scale(dane$z)
dane$ys<-scale(dane$y)
dane$xs<-scale(dane$x)
coordinates(dane) = ~xs+ys+zs
siatka <- expand.grid(xs = seq(from = -3.25, to = 1.47, by = 0.1), ys =
  seq(from = -2.38, to = 1.68, by = 0.1), zs=seq(from=-2.38, to=2.45,
  by=0.35))
coordinates(siatka) <- ~xs+ys+zs
vario <- variogram(ID~zs, dane)
model_p <- vgm(psill=0.013, model = 'Exp', range = 1.5, nugget = 0.003)
fitted <- fit.variogram(vario, model_p)
gridded(siatka)<- T
cv_sk <- krige.cv(ID ~1, dane, nmax=32, model=fitted, verbose=FALSE)
res3D <- krige(formula = ID ~ zs, dane, siatka, nmax=32, model = fitted)
levelplot(var1.pred ~ xs + ys | zs, as.data.frame(res3D))
levelplot(var1.var ~ xs + ys | zs, as.data.frame(res3D))
MSE<-mean(res3D$var1.pred - dane$ ID)
```

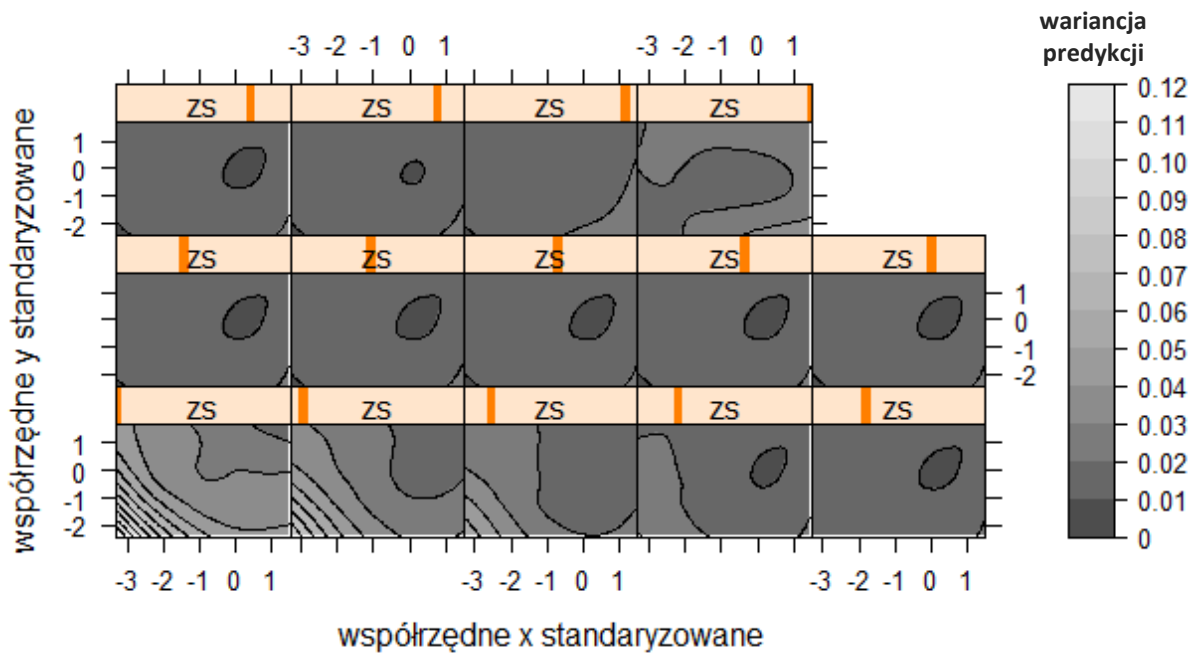
W efekcie otrzymano mapę wynikową przestrzennego zróżnicowania zmiennej (ryc. 59), jej wariancji (ryc. 60) oraz podsumowanie estymacji. Obliczono również MPE, które wyniosło 0,011.

Data attributes:

var1.pred	var1.var
Min. : 0.03545	Min. :0.001242
1st Qu.: 0.43620	1st Qu.:0.014543
Median : 0.50646	Median :0.017025
Mean : 0.51159	Mean :0.018781
3rd Qu.: 0.60092	3rd Qu.:0.019554
Max. : 1.00000	Max. :0.111191



Ryc. 59. Mapa wynikowa zróżnicowania stopnia zagęszczenia gruntu w przestrzeni - KU model prosty (zs - współrzędna z standaryzowana)



Ryc. 60. Mapa wynikowa zróżnicowania wariancji predykcji (sondowania dynamiczne) - KU model prosty (zs - współrzędna z standaryzowana)

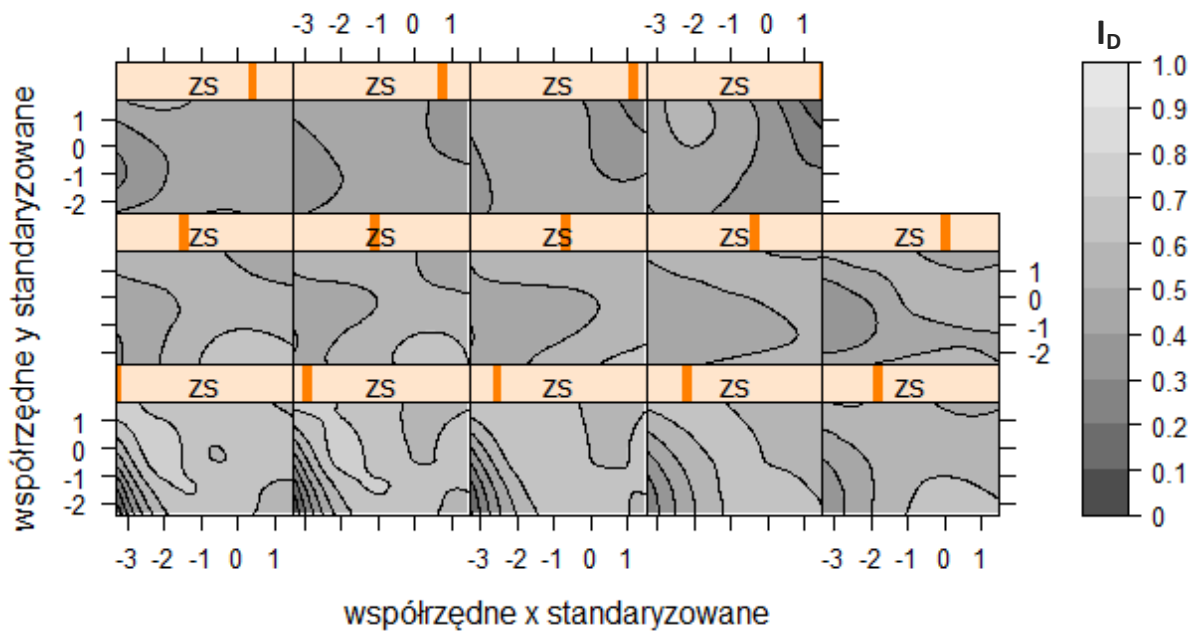
Kriging uniwersalny z zewnętrznym dryftem z uwzględnieniem modelu złożonego

wykonano przy pomocy poleceń w programie R:

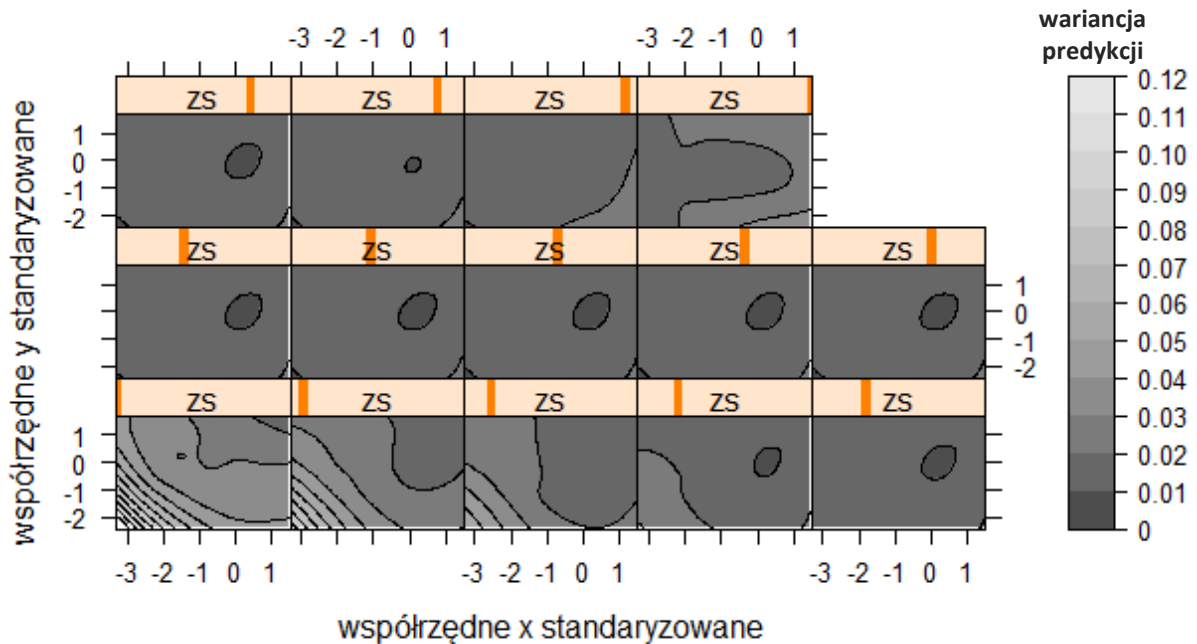
```
dane = read.table("xyzi.txt", dec=".", header = T)
dane$zs<-scale(dane$z)
dane$ys<-scale(dane$y)
dane$xs<-scale(dane$x)
coordinates(dane) = ~xs+ys+zs
siatka <- expand.grid(xs = seq(from = -3.25, to = 1.47, by = 0.1), ys =
  seq(from = -2.38, to = 1.68, by = 0.1), zs=seq(from=-2.38, to=2.45,
  by=0.35))
coordinates(siatka) <- ~xs+ys+zs
vario <- variogram(ID ~zs, dane)
model_z <- vgm(0.0007, 'Per', 2.2, add.to=vgm(0.0132, model='Exp', range=0.18,
nugget=0.0001))
gridded(siatka)<- T
cv_sk <- krige.cv(ID ~1, dane, nmax=32, model=model_z, verbose=FALSE)
res3D <- krige(formula = ID ~ zs, dane, siatka, nmax=32, model = model_z)
levelplot(var1.pred ~ xs + ys | zs, as.data.frame(res3D))
levelplot(var1.var ~ xs + ys | zs, as.data.frame(res3D))
MSE<-mean(res3D$var1.pred - dane$ID)
```

W efekcie otrzymano mapę wynikową przestrzennego zróżnicowania zmiennej (ryc. 61) , jej wariancji (ryc. 62) oraz podsumowanie estymacji. Obliczono również MPE, które wyniosło 0,012.

var1.pred	var1.var
Min. : 0.03704	Min. :0.001509
1st Qu.: 0.43661	1st Qu.:0.014471
Median : 0.50664	Median :0.017064
Mean : 0.51227	Mean :0.018755
3rd Qu.: 0.60088	3rd Qu.:0.019403
Max. : 1.00000	Max. :0.117051



Ryc. 61. Mapa wynikowa zróżnicowania stopnia zagęszczenia gruntu w przestrzeni - KU model złożony (zs - współrzędna z standaryzowana)



Ryc. 62. Mapa wynikowa zróżnicowania wariancji predykcji (sondowania dynamiczne) - KU model złożony (zs - współrzędna z standaryzowana)

Obydwa modele są do siebie zbliżone, jednakże widać wyraźniejsze zróżnicowanie zmiennej w przestrzeni niż w przypadku krzygu zwykłego. Różnią się dodatkowo

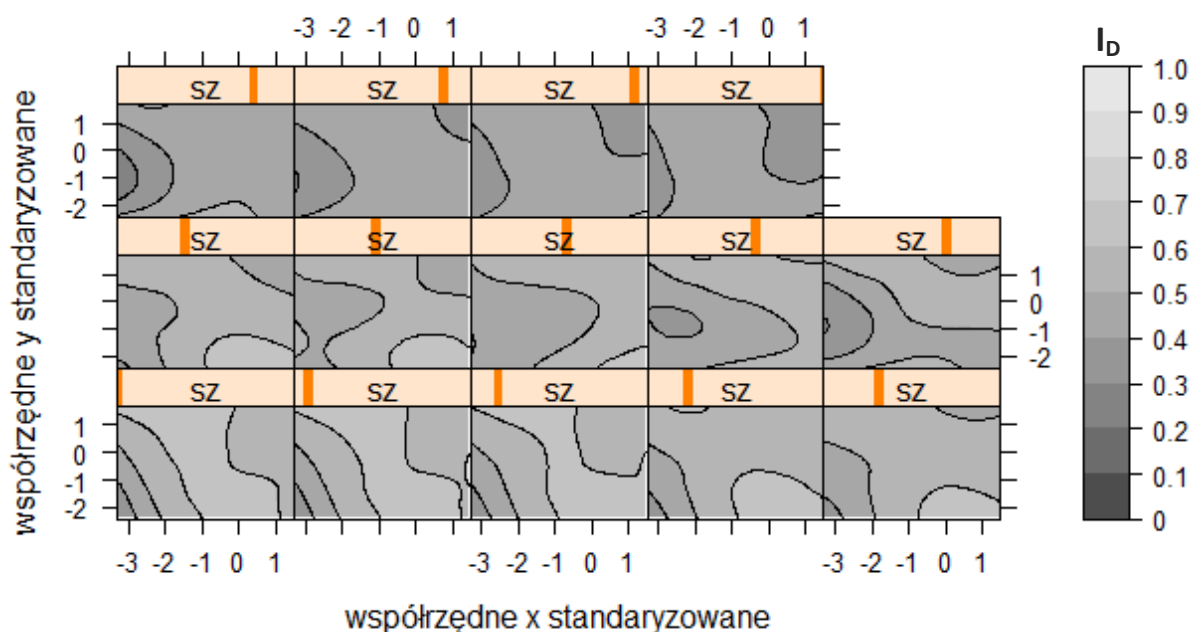
wartościami statystyk opisowych oraz wielkościami wariancji. Wynika to z większej "poprawki" semiwariogramu prostego stosując złożony niż w przypadku krigingu zwykłego.

6.4.6 Metoda odwrotnych odległości

W tej metodzie należy określić jedynie moc przypisywaną odległości oraz punkty sąsiednie, które będą brały udział w interpolacji. Model odwrotnych odległości uzyskano wywołując w programie R następujące komendy:

```
dane = read.table("xyzi.txt", dec=".", header = T)
dane$zs<-scale(dane$z)
dane$ys<-scale(dane$y)
dane$xs<-scale(dane$x)
coordinates(dane) = ~xs+ys+zs
siatka <- expand.grid(xs = seq(from = -3.25, to = 1.47, by = 0.1),ys = seq(from = -2.38, to = 1.67, by = 0.1), zs=seq(from=-2.38, to=2.45, by=0.35))
coordinates(siatka) <- ~ xs + ys + zs
idw_i <- idw(ID ~1, dane, siatka, idp=2, nmax=32)
levelplot(var1.pred ~ xs + ys | zs, as.data.frame(idw_i))
```

W efekcie otrzymano mapę wynikową przedstawioną na rycinie 63 oraz podsumowanie estymacji.



Ryc. 63. Mapa wynikowa zróznicowania stopnia zagęszczenia gruntu w przestrzeni - IDW (sz - współrzędna z standaryzowana)

Data attributes:

	var1.pred	var1.var
Min.	:0.1202	Min. : NA
1st Qu.:	0.4402	1st Qu.: NA
Median :	0.4972	Median : NA
Mean :	0.5054	Mean :NaN
3rd Qu.:	0.5890	3rd Qu.: NA
Max.	:0.7026	Max. : NA

Tak jak wcześniej wspomniano metoda pozwala na wyliczenie wartości zmiennej, jednak bez jej wariancji. Wartości estymowane są zbliżone do wartości uzyskanych z pomiarów. Jednakże, zwracając uwagę na wartości minimalne i maksymalne, należy stwierdzić, iż wartość minimalna została przeszacowana, natomiast maksymalna niedoszacowana.

6.4.7 Kriging warunkowy

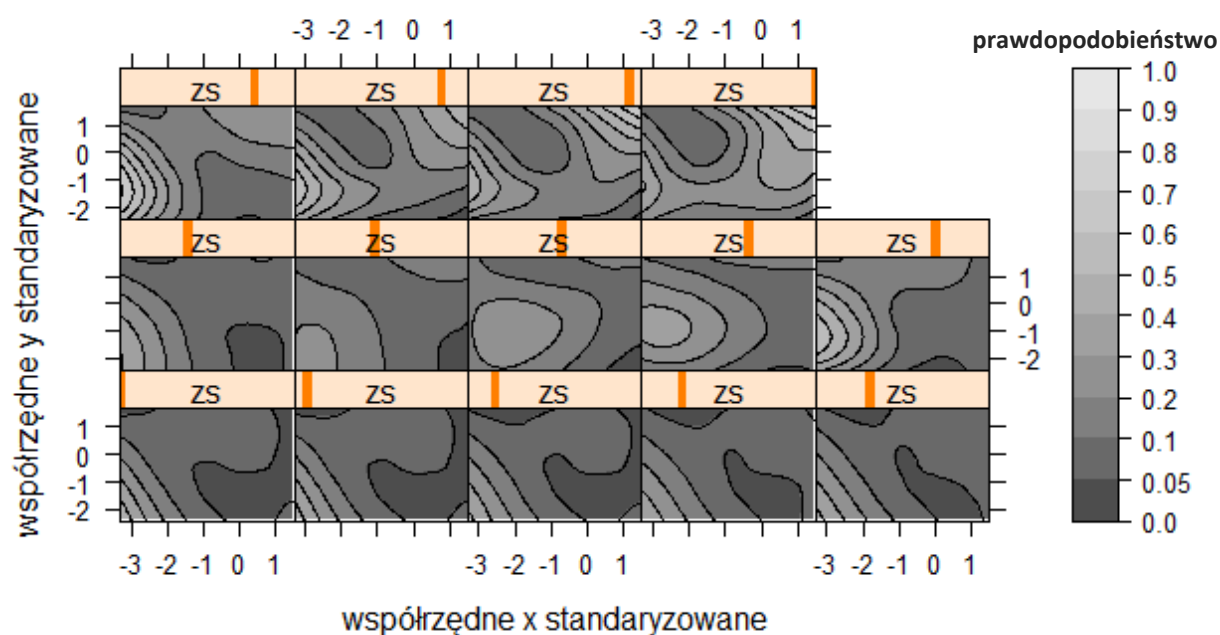
Kriging warunkowy jest bardzo dobrym narzędziem do wskazywania obszarów o dużym prawdopodobieństwie wystąpienia wartości mniejszych od wartości progowej zmiennej. W przypadku modelowania geologiczno-inżynierskiego może wskazywać strefy podłoża o "gorszych" parametrach geotechnicznych. Jest to szczególnie przydatne również do określania tempa erozji dna koryta rzeki, ponieważ może wskazać strefy o mniejszej odporności gruntów na erozję.

Kriging warunkowy wykonano w oparciu o kriging zwyczajny i model złożony. Wartość progową ustalono na 0,33. Poniżej tej wartości I_D grunty sypkie charakteryzują się luźnym zagęszczeniem.

W programie R wywołano następujące polecenia:

```
dane = read.table("xyzi.txt", dec=".", header = T)
dane$zs<-scale(dane$z)
dane$ys<-scale(dane$y)
dane$xs<-scale(dane$x)
coordinates(dane) = ~xs+ys+zs
siatka <- expand.grid(xs = seq(from = -3.25, to = 1.47, by=0.1), ys = seq(from =
-2.38, to = 1.67, by= 0.1), zs=seq(from=-2.38, to=2.45, by=0.35))
coordinates(siatka) <- ~xs+ys+zs
dane$i_ind <- dane$ ID <0.33
vario_ind <- variogram(i_ind~1, dane)
plot(vario_ind)
model_ind <- vgm(-0.004, 'Per', 2.7, add.to=vgm(0.07, model='Exp', range=0.15,
nugget=0.02))
gridded(siatka)<-TRUE
ikp <- krige(i_ind~1, dane, siatka, model=model_ind, nmax=32)
levelplot(var1.pred ~ xs + ys | zs, as.data.frame(ikp))
```

Jako efekt estymacji uzyskano mapę rozkładu prawdopodobieństwa występowania stref o stopniu zagęszczenia gruntu (I_D) mniejszym od 0,33 (ryc. 64). Mapa ta jest odzwierciedleniem mapy wynikowej dla kriginu zwyczajnego z modelem złożonym, jednakże posiada dodatkowo obliczone prawdopodobieństwo.



Ryc. 64. Rozkład prawdopodobieństwa występowania w przestrzeni wartości zmiennej mniejszej niż 0,33 - sondowania dynamiczne (zs - współrzędna z standaryzowana)

6.5 Podsumowanie wyników modelowania trójwymiarowego - sondowanie dynamiczne

Przedstawione modele trójwymiarowe dobrze odzwierciedlają przestrzeń gruntową. Jednakże, w celu wybrania optymalnego modelu należy porównać otrzymane wartości zmiennej, jej wariancję oraz błąd predykcji. Porównanie to przedstawiono w tabeli nr 1.

Tab. 1. Zestawienie wyników trójwymiarowych modeli geostatystycznych (DPL)

Parametry	Wartości rzeczywiste	Kriging zwyczajny model prosty	Kriging zwyczajny model złożony	Kriging uniwersalny model prosty	Kriging uniwersalny model złożony	Metoda odwrotnych odległości
Wartości zmiennej (I_D)	min: 0,0710 1stQu: 0,4048 median: 0,5091 mean: 0,4997 3rd Qu: 0,5933 max: 0,8429	min: 0,1085 1stQu: 0,4427 median: 0,5012 mean: 0,5060 3rd Qu: 0,5877 max: 0,7436	min: 0,1275 1stQu: 0,4424 median: 0,5011 mean: 0,5059 3rd Qu: 0,5875 max: 0,7356	min: 0,0355 1stQu: 0,4362 median: 0,5065 mean: 0,5116 3rd Qu: 0,6009 max: 1,0000	min: 0,0370 1stQu: 0,4366 median: 0,5066 mean: 0,5123 3rd Qu: 0,6009 max: 1,0000	min: 0,1202 1stQu: 0,4402 median: 0,4972 mean: 0,5054 3rd Qu: 0,5890 max: 0,7026
Wartości wariancji	-	min: 0,0012 1stQu: 0,0143 median: 0,0173 mean: 0,01549 3rd Qu: 0,0178 max: 0,0189	min: 0,0027 1stQu: 0,0147 median: 0,0172 mean: 0,0156 3rd Qu: 0,0177 max: 0,0191	min: 0,0012 1stQu: 0,0145 median: 0,0170 mean: 0,0188 3rd Qu: 0,0196 max: 0,1112	min: 0,0015 1stQu: 0,0145 median: 0,0171 mean: 0,0188 3rd Qu: 0,0194 max: 0,1171	-
MPE	-	0,006	0,006	0,011	0,012	-

Źródło: opracowanie własne

Wszystkie zastosowane rozwiązania cechują się małą wartością błędu MPE. Nie jest on jednak w tym przypadku wiarygodny ze względu na znacznie większą siatkę niż liczba obserwacji. Jednakże, analizując ten parametr jakościowo można stwierdzić, iż kriging zwyczajny jest obciążony mniejszym błędem.

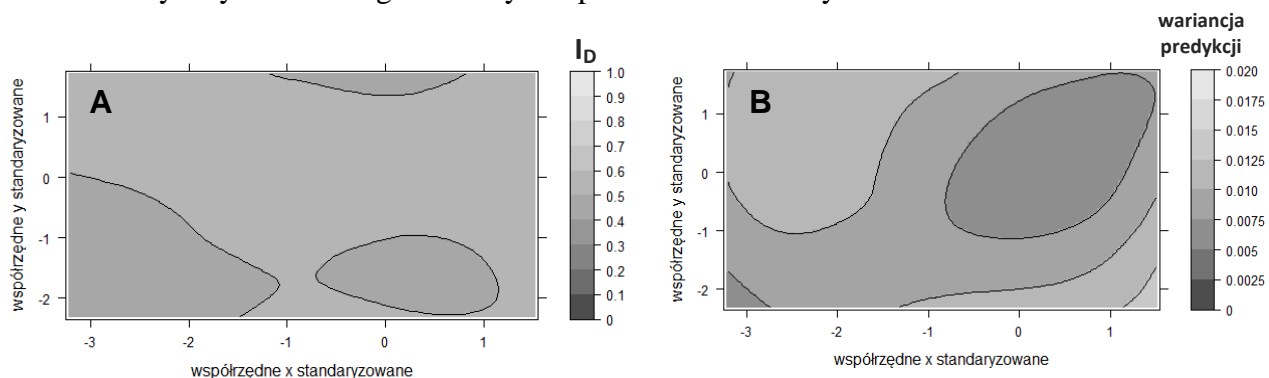
Generalnie można zaobserwować, że modele charakteryzują się zbliżoną wariancją predykcji. Zwrócić należy jednak uwagę na wartości maksymalne, przy których wariancja w modelach krigingu uniwersalnego (0,12) jest znacznie większa niż w pozostałych (0,02).

Statystyki opisowe estymowanych parametrów różnią się od rzeczywistych w istotny sposób w przypadku wartości maksymalnej. Znaczne niedoszacowanie wartości maksymalnej, przy wartości rzeczywistej równej 0,84, można zaobserwować w modelu odwrotnych odległości (0,70), natomiast istotne przeszacowanie tej wartości w modelach krigingu uniwersalnego (1,0). Biorąc pod uwagę minimalne wartości, można zaobserwować, że są zbliżone do rzeczywistych (od 0,04 do 0,12 przy wartości z pomiarów 0,07). Najmniejszą wartość przyjmują w kringingu uniwersalnym (0,04). Model geologiczno-inżynierski podłoża gruntowego uzyskany metodą krigingu uniwersalnego charakteryzuje się zatem największym rozrzutem wartości predykcji.

Najbardziej optymalnym rozwiązaniem wydaje się być metoda krigingu zwyczajnego, która charakteryzuje się najbardziej zbliżonymi wartościami estymowanego parametru.

Dodatkowo charakteryzuje się najmniejszym błędem MPE oraz najmniejszą wartością wariancji predykcji.

Wykonano również interpolację 2D dla randomowej rzędnej 108 m n.p.m. (po standaryzacji 0,78). Wykorzystano w tym celu metodę krigingu zwyczajnego i prosty model teoretyczny semiwariogramu. Wyniki przedstawiono na rycinie 65.



Ryc. 65. Mapa zróżnicowania stopnia zagęszczenia gruntu dla rzędnej 108 m n.p.m (A) oraz mapa wariancji predykcji (B) dla przestrzeni 2D (zs - współrzędna z standaryzowana)

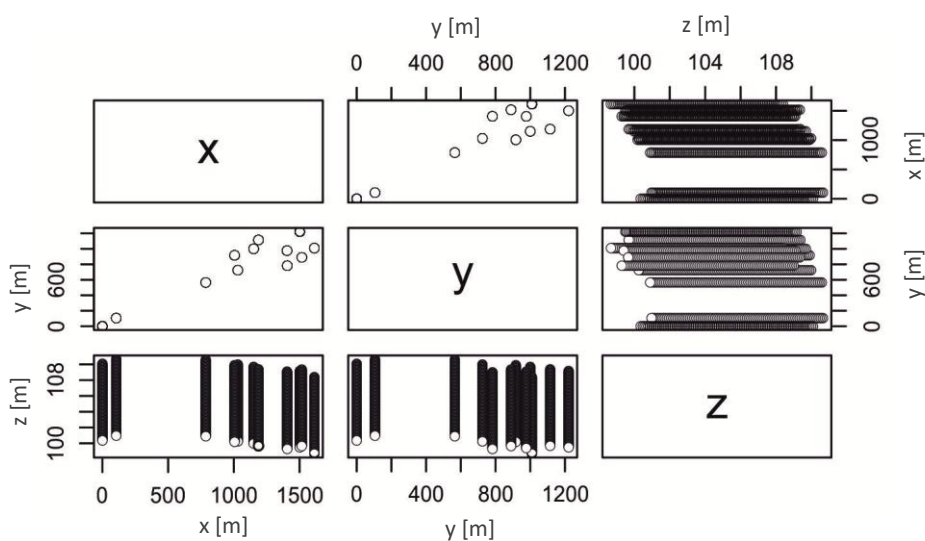
Wariancja predykcji zbliżona jest do modelu 3D. Obraz zróżnicowania stopnia zagęszczenia gruntu różni się w nieznaczny sposób. Model 2D wskazuje na wyższe wartości parametru. Wynika to z pominięcia wartości leżących powyżej oraz poniżej danej zmiennej. Zawyżone wartości parametru geotechnicznego mogą być niebezpieczne przy posadawianiu kompleksowych obiektów budowlanych.

6.6 Wyniki modelowania trójwymiarowego - sondowania statyczne

Procedura uzyskania modelu geostatystycznego pozostała taka sama, zmieniły się tylko dane geotechniczne. Polecenia w programie R zatem nie uległy modyfikacji, dlatego w tym podrozdziale zostały pominięte. Przedstawiono jedynie wyniki uzyskane przy pomocy wspomnianego programu.

6.6.1 Przygotowanie danych

Do budowy modelu wykorzystano 12 sondowań statycznych. Interpolacji poddano parametr sondowania - znormalizowany opór stożka Q_t .



Ryc. 66. Rozmieszczenie punktów sondowania statycznego w przestrzeni xyz (wartości rzeczywiste w m)

Parametr ten wybrano ze względu na późniejsze jego zastosowanie do budowy modelu tempa erozji dna koryta rzeki w oparciu o wyniki sondowania statycznego. Przestrzenny układ pomiarów został zobrazowany na rycinie 66.

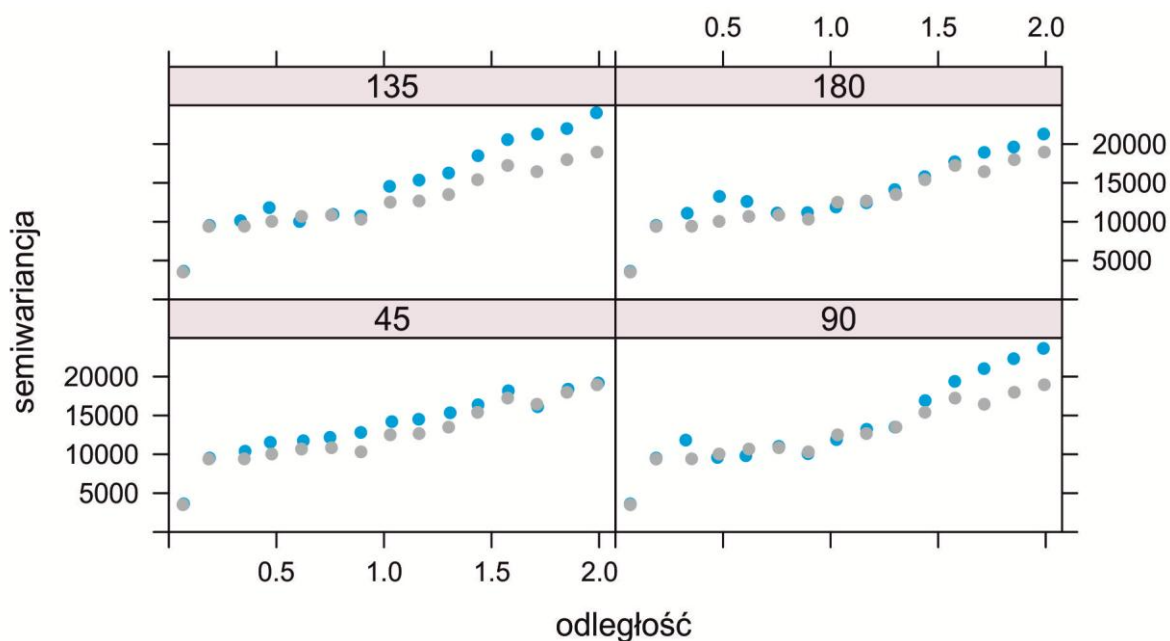
Podobnie jak w przypadku sondowania dynamicznego zastosowano standaryzację danych niwelując dysproporcję w rozmieszczeniu danych w przestrzeni. Otrzymano zatem odpowiednie współrzędne:

x	y	z	Q_t
Min. : 0	Min. : 0.0	Min. : 98.68	Min. : 4.144
1st Qu.:1006	1st Qu.: 724.5	1st Qu.:102.28	1st Qu.: 86.147
Median :1150	Median : 889.5	Median :104.76	Median : 124.626
Mean :1059	Mean : 775.6	Mean :104.75	Mean : 151.797
3rd Qu.:1407	3rd Qu.:1000.2	3rd Qu.:107.18	3rd Qu.: 170.124
Max. :1613	Max. :1221.3	Max. :110.65	Max. :1599.451

	xs	ys	zs
Min.	:-2.0875910	Min. :-2.1303577	Min. :-2.0899763
1st Qu.:	-0.1051006	1st Qu.:-0.1403608	1st Qu.:-0.8484388
Median :	0.1803033	Median : 0.3130249	Median : 0.0060341
Mean :	0.0000000	Mean : 0.0000000	Mean : 0.0000000
3rd Qu.:	0.6851319	3rd Qu.: 0.6169026	3rd Qu.: 0.8390637
Max. :	1.0913169	Max. : 1.2243285	Max. : 2.0324748

6.6.2 Analiza anizotropii

Semiwariogramy dla różnych kierunków w płaszczyźnie poziomej oraz wzdłuż poszczególnych punktów badawczych w kierunku pionowym przedstawione zostały na rycinie 67.



Ryc. 67. Semiwariogramy kierunkowe wraz z semiwariogramem w kierunku pionowym, niebieskie kropki oznaczają semiwariogramy kierunkowe, natomiast szare wykonane w kierunku pionowym - sondowania statyczne

Analogicznie do sondowań dynamicznych, można wyeliminować na podstawie semiwariogramów kierunkowych anizotropię geometryczną. Pewna anizotropia zonalna jest jednak zauważalna, jednakże w wartości progowe nie są od siebie różne w znaczny sposób. W związku z tym do dalszych estymacji przyjęto semiwariogram uśredniony. Jest to pewne uogólnienie, które ułatwi późniejszą analizę.

6.6.3 Siatka obliczeniowa

Stworzono siatkę regularną o większym zagęszczeniu horyzontalnym. Otrzymano 13440 elementową siatkę obliczeniową o współrzędnych x_s , y_s , z_s :

Coordinates:

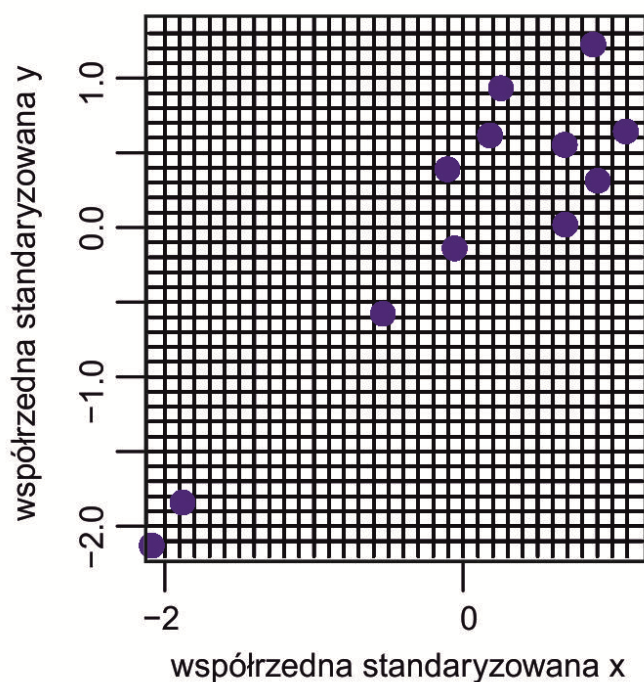
	min	max
x_s	-2.050	1.150
y_s	-2.150	1.350
z_s	-2.175	2.025

Number of points: 13440

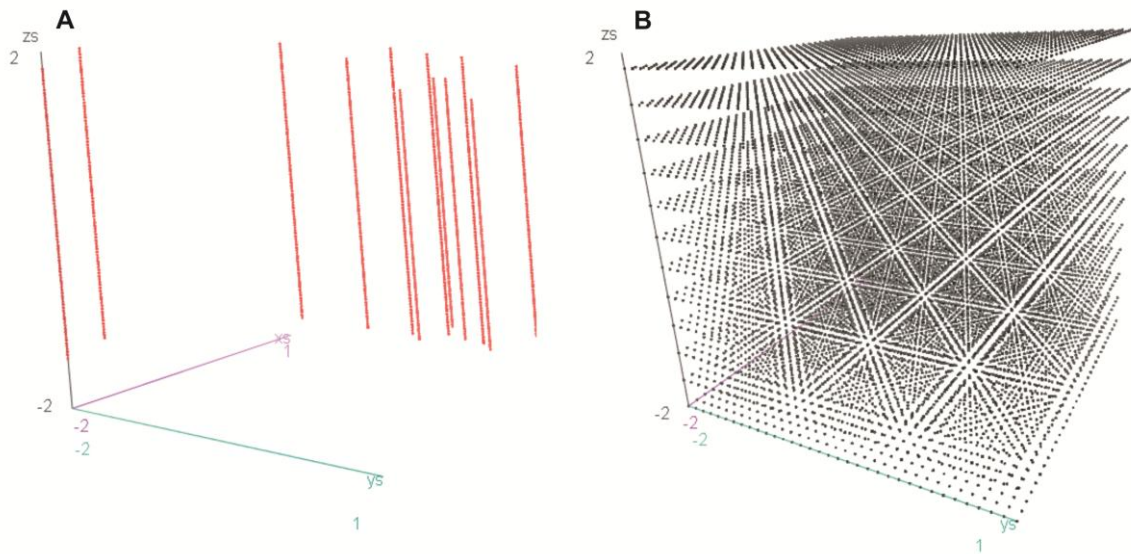
Grid attributes:

	cellcentre.offset	cellsize	cells.dim
x_s	-2.0	0.10	32
y_s	-2.1	0.10	35
z_s	-2.0	0.35	12

Rozmieszczenie punktów pomiarowych na regularnej siatce obliczeniowej zaprezentowano na ryc. 68 oraz 69.



Ryc. 68. Siatka obliczeniowa wraz z lokalizacją punktów sondowania statycznego w płaszczyźnie x, y



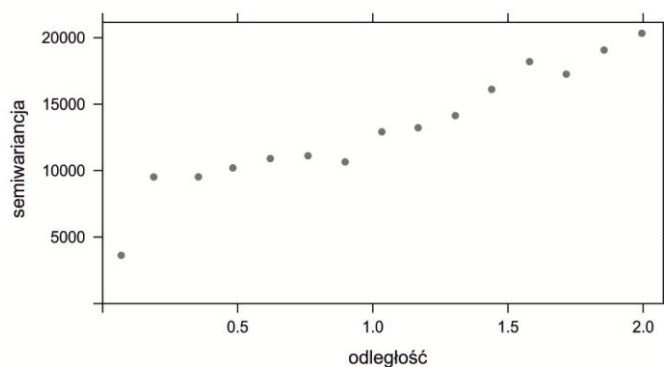
Ryc. 69. Rozmieszczenie punktów sondowania statycznego w przestrzeni 3D (A) oraz siatka obliczeniowa w przestrzeni 3D (B)

Siatkę dogęszczono w kierunku pionowym w analizie wpływu wartości parametrów sondowania statycznego na tempo erozji dna koryta rzeki.

6.6.4 Kriging zwyczajny

Modele teoretyczne

W pierwszym etapie wykonano uśredniony semiwariogram empiryczny (ryc. 70).



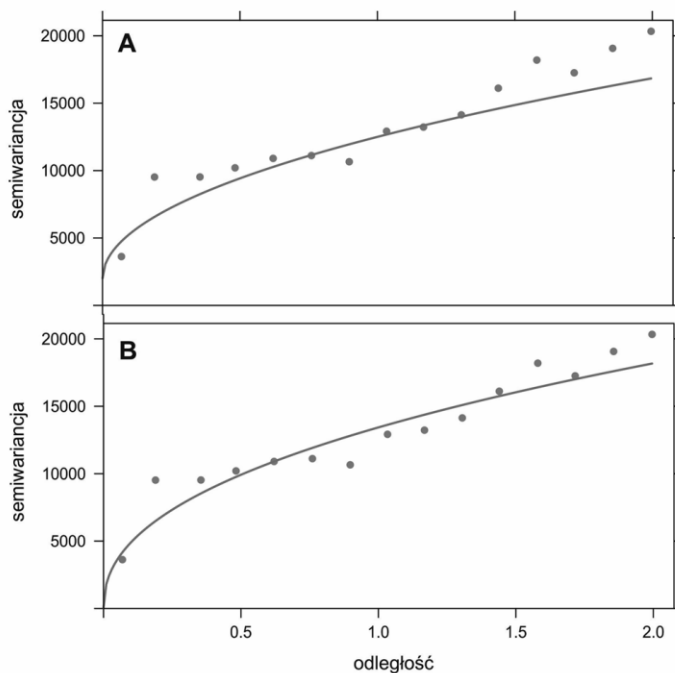
Ryc. 70. Semiwariogram empiryczny dla danych z sondowania statycznego - KZ

Model prosty

Korzystając z metody "prób i błędów" a następnie funkcji `fit.variogram` dopasowano potęgowy model teoretyczny o parametrach (ryc. 71):

```
model    psill    range
```

1 Nug 0.00 0.0000000
 2 Pow 13430.36 0.4373142



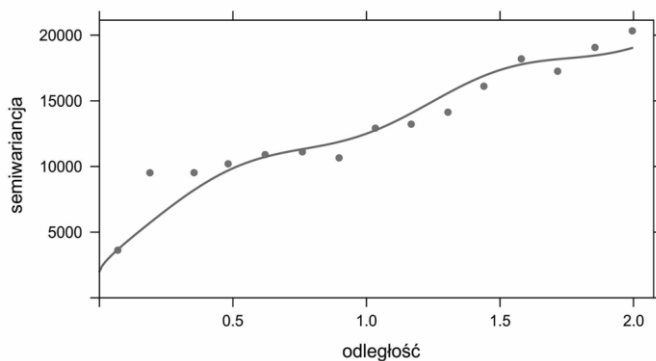
Ryc. 71. Model dopasowany metodą "prób i błędów" (A) oraz funkcją fit.variogram (B) - sondowania statyczne (KZ)

Model złożony

W tym przypadku połączono model teoretyczny potęgowej oraz sinusoidalny (ryc. 72).

Dopasowując parametry metodą "prób i błędów" przyjęto poniższe rozwiązanie:

```
model psill range
1 Nug 2000 0.0
2 Pow 10500 0.7
3 Per 700 1.0
```



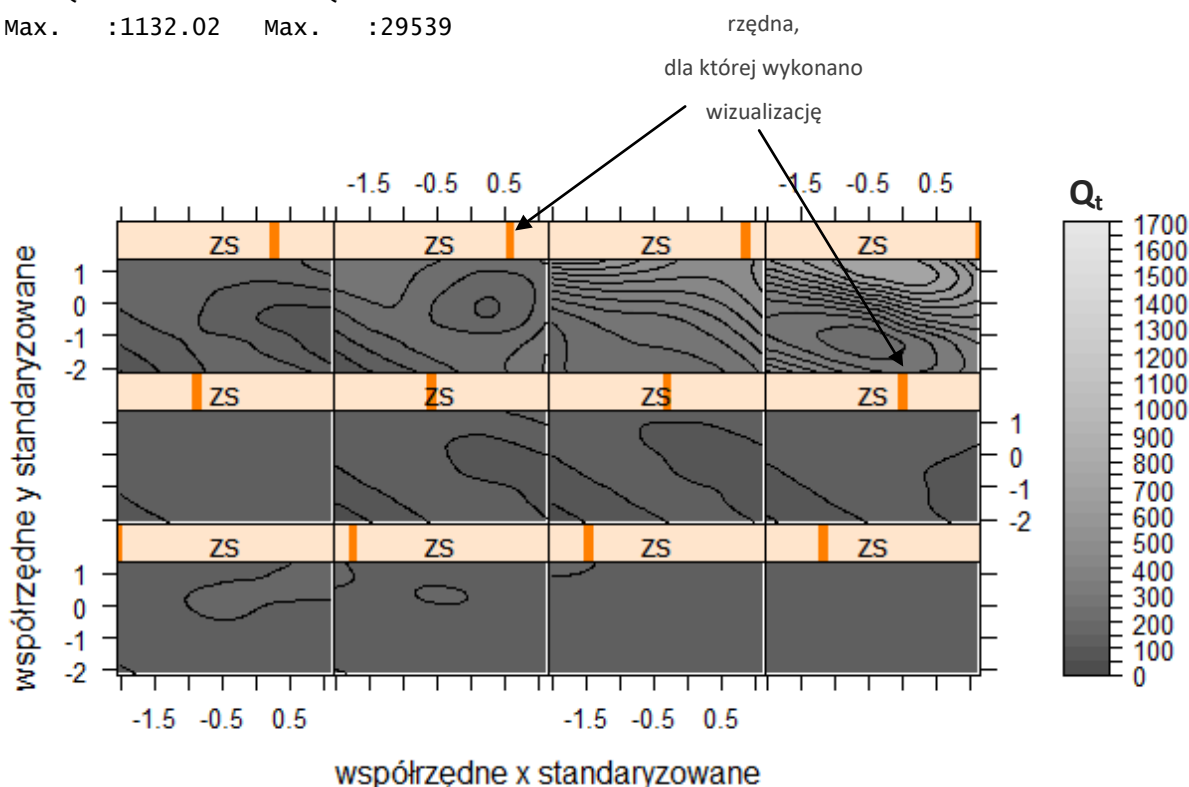
Ryc. 72. Model teoretyczny złożono z funkcji potęgowej oraz sinusoidalnej dla sondowania statycznego (KZ)

W kolejnym etapie po ustaleniu optymalnych parametrów kriginu dokonano estymacji przy pomocy kriginu zwyczajnego.

W efekcie estymacji przy pomocy kriginu zwyczajnego w oparciu o model prosty otrzymano mapę wynikową przestrzennego zróżnicowania Q_t (ryc. 73), jej wariancji (ryc. 74) oraz podsumowanie estymacji. Obliczono również MPE, które wyniosło 25,24.

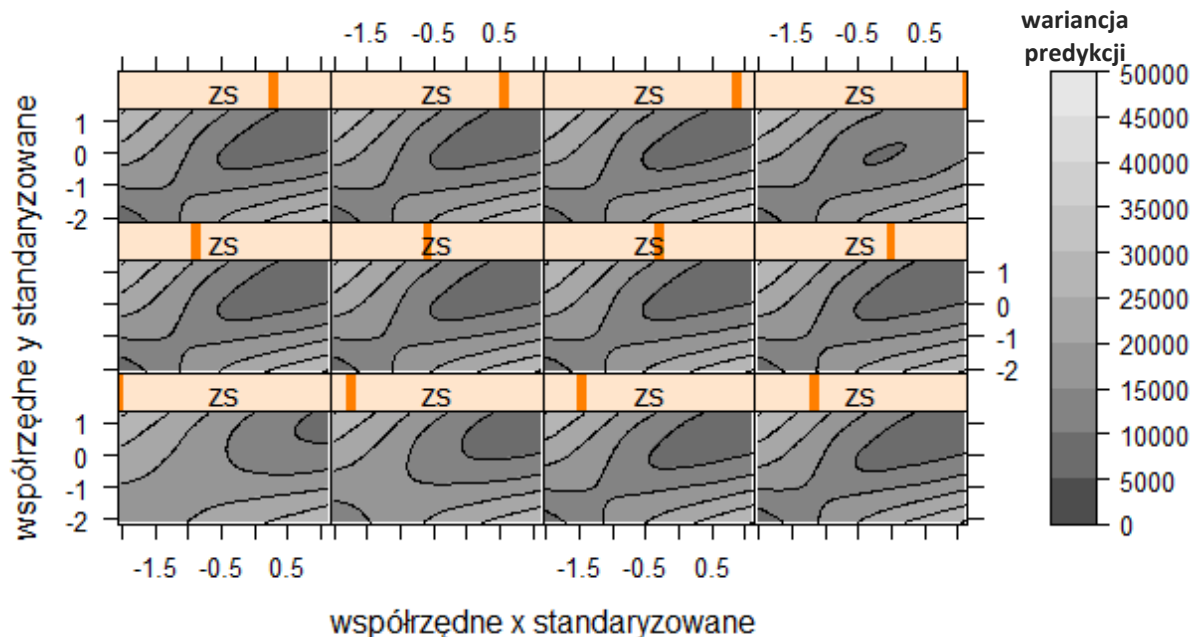
Data attributes:

var1.pred	var1.var
Min. : 36.93	Min. : 2939
1st Qu.: 115.28	1st Qu.: 11077
Median : 133.37	Median : 16085
Mean : 177.28	Mean : 15960
3rd Qu.: 177.83	3rd Qu.: 20412
Max. : 1132.02	Max. : 29539



Ryc. 73. Mapa wynikowa zróżnicowania znormalizowanego oporu stożka w przestrzeni - KZ model prosty (zs - współrzędna z standaryzowana)

Dla ryc. 73, 74, 75, 76, 80, 81, 82, 83, 84 oraz 85 wartości standaryzowanej współrzędnej z wynoszą: -2,00; -1,65; -1,30; -0,95; -0,60; -0,25; 0,10; 0,45; 0,80; 1,15; 1,50; 1,85. Pojedyncza mapa z tych rycin odnosi się do konkretnej rzędnej (pomarańczowy pasek).

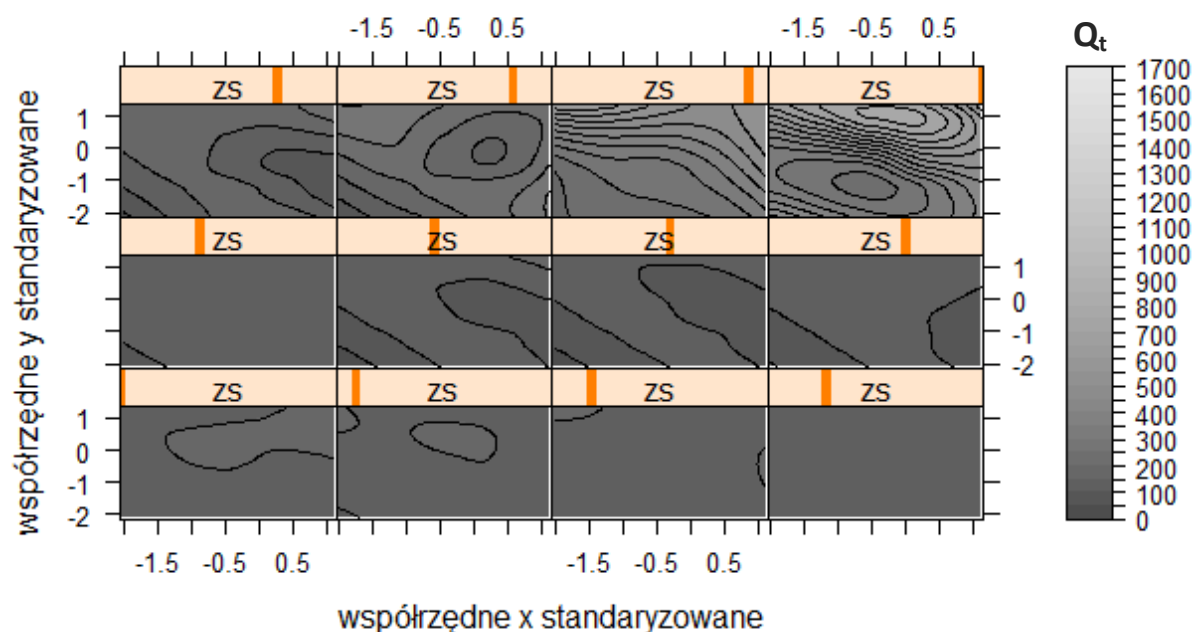


Ryc. 74. Mapa wynikowa zróżnicowania wariancji predykcji (sondowania statycznego) - KZ model prosty (zs - współrzędna z standaryzowana)

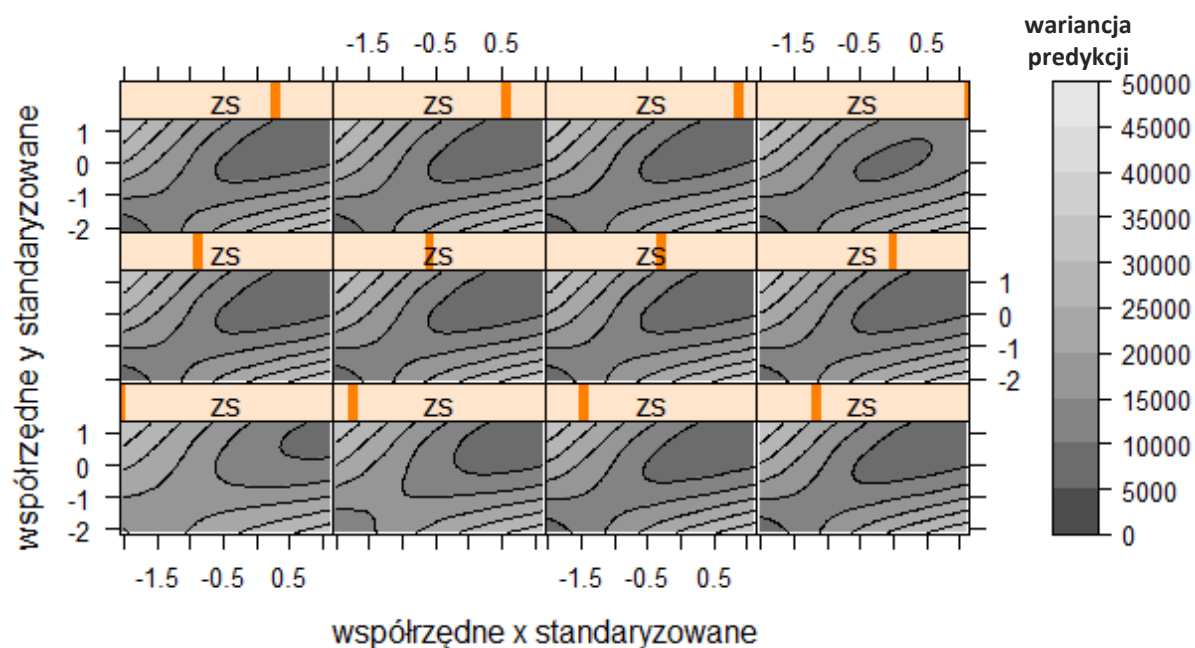
Następnie uwzględniono w krigingu model teoretyczny złożony (ryc. 72). Otrzymano mapy wynikowe (ryc. 75, 76) oraz podsumowanie estymacji. Obliczono również MPE, które wyniosło 27,89.

Data attributes:

var1.pred	var1.var
Min. : 34.61	Min. : 3299
1st Qu.: 114.31	1st Qu.: 11036
Median : 133.07	Median : 15030
Mean : 179.93	Mean : 16075
3rd Qu.: 178.51	3rd Qu.: 20994
Max. : 1240.55	Max. : 34215



Ryc. 75. Mapa wynikowa zróżnicowania znormalizowanego oporu stożka w przestrzeni - KZ model złożony (zs - współrzędna z standaryzowana)

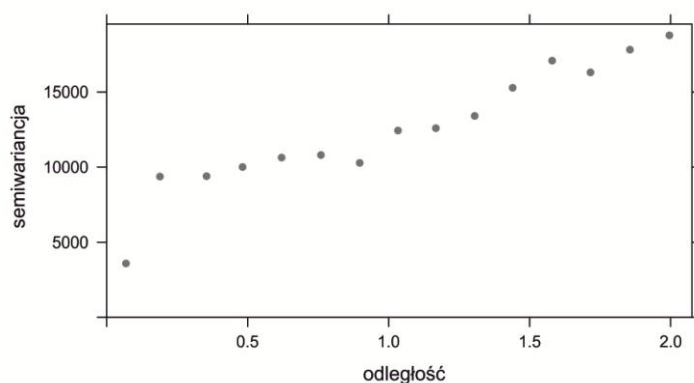


Ryc. 76. Mapa wynikowa zróżnicowania wariancji predykcji (sondowania statycznego) - KZ model złożony (zs - współrzędna z standaryzowana)

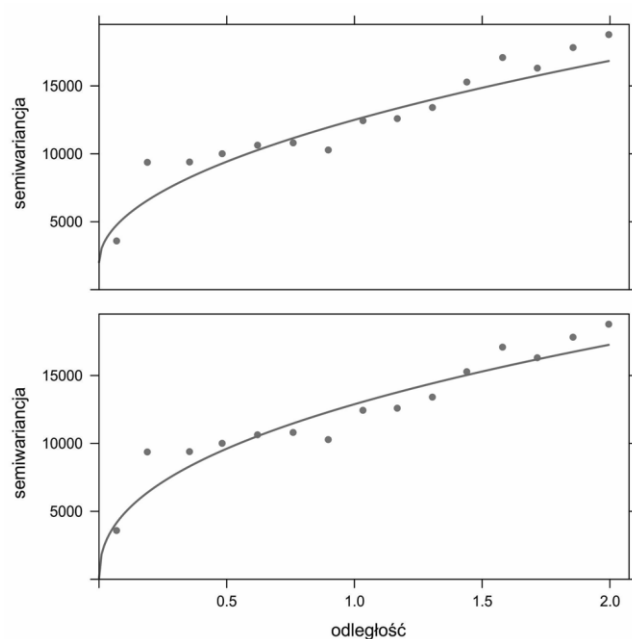
6.6.5. Kriging uniwersalny z zewnętrznym dryfem

Modele teoretyczne

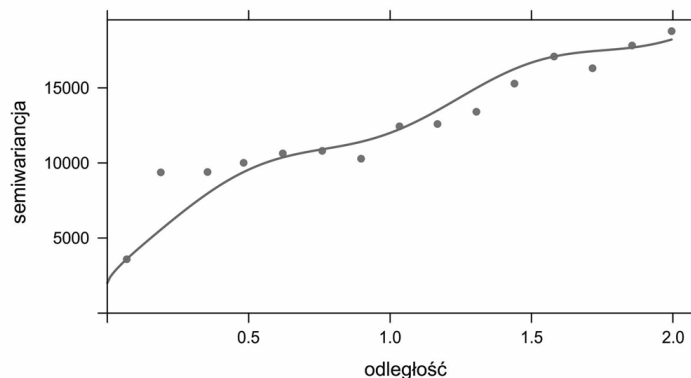
Standardowo w pierwszym etapie przeanalizowano semiwariogram empiryczny (ryc. 77). Następnie dobrano odpowiedni model teoretyczny prosty - potęgowy (ryc. 78) oraz złożony - potęgowy z sinusoidalnym (ryc. 79).



Ryc. 77. Semiwariogram empiryczny wyników sondowania statycznego dla krigingu uniwersalnego z zewnętrznym dryfem



Ryc. 78. Model teoretyczny dopasowany metodą "prób i błędów" (A) oraz funkcją `fit.variogram` (B) dla sondowania statycznego (KU)



Ryc. 79. Model teoretyczny złożony z funkcji potęgowej oraz sinusoidalnej dla sondowań statycznych (KU)

Dla modelu prostego zatem przyjęto parametry:

	model	psill	range
1	Nug	0.00	0.0000000
2	Pow	12885.06	0.4227776

natomiast złożonego:

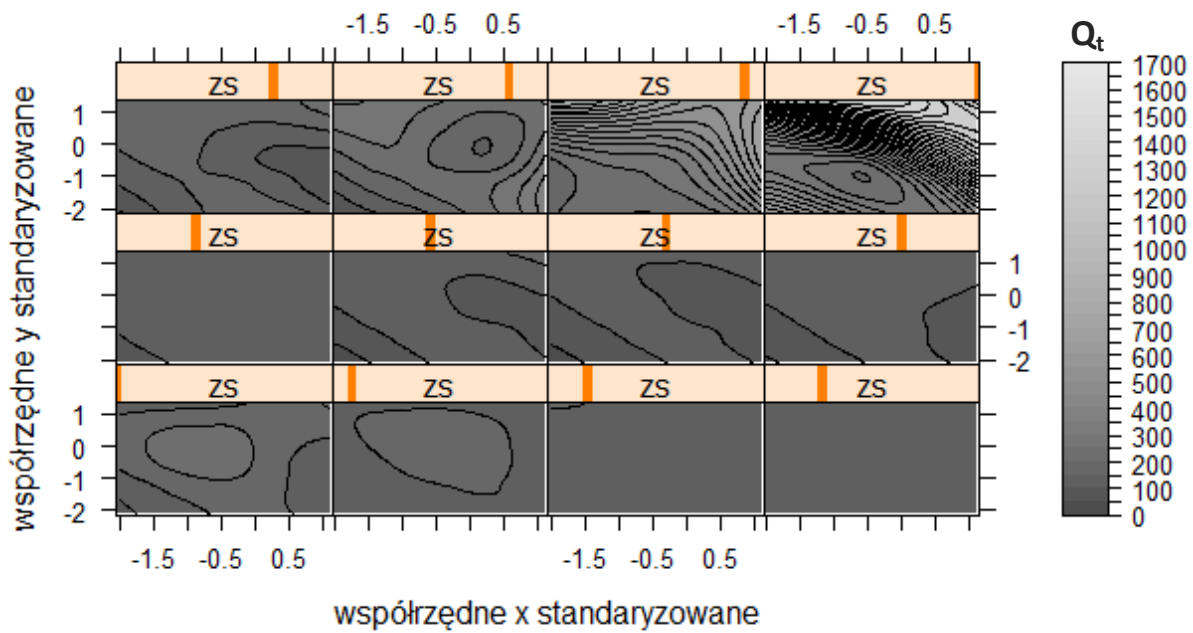
	model	psill	range
1	Nug	2000	0.0
2	Pow	10000	0.7
3	Per	700	1.0

W kolejnym etapie po wykonaniu kross-walidacji, przeprowadzono estymację przy pomocy krigingu uniwersalnego z zewnętrznym dryftem.

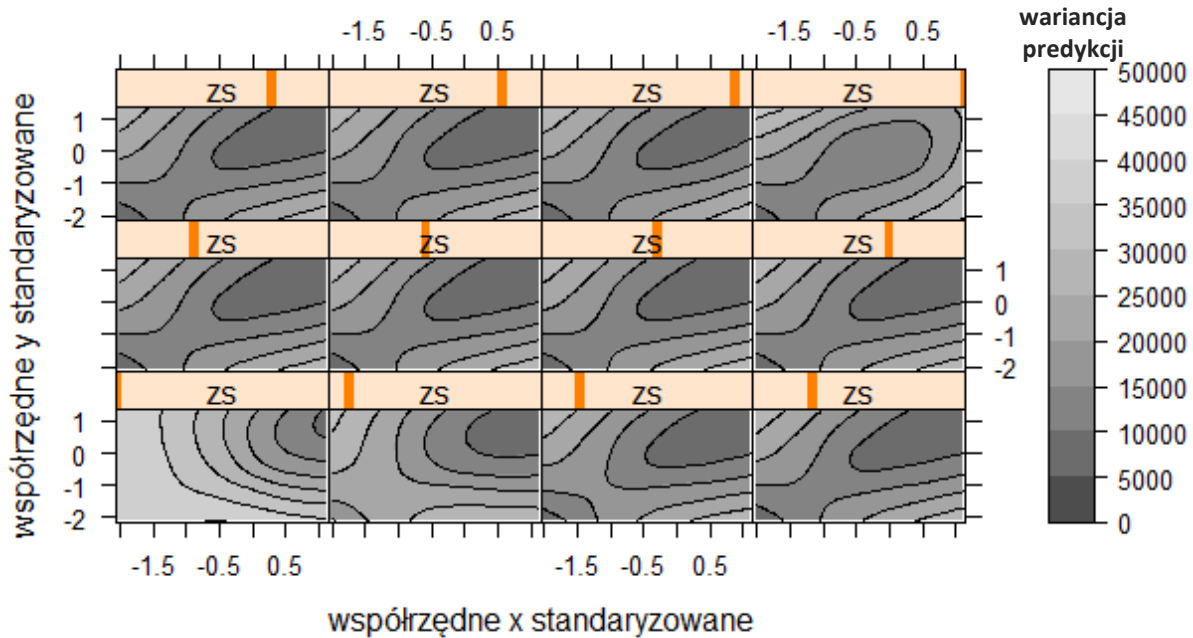
Stosując model prosty otrzymano mapy wynikowe (ryc. 80 i 81) oraz podsumowanie estymacji. Otrzymano również wartość MPE, która wynosi 52,06.

Data attributes:

	var1.pred	var1.var
Min.	: 37.08	Min. : 2989
1st Qu.:	114.20	1st Qu.:11127
Median :	133.67	Median :16207
Mean :	204.10	Mean :16785
3rd Qu.:	192.80	3rd Qu.:21209
Max.	:1629.77	Max. :47475

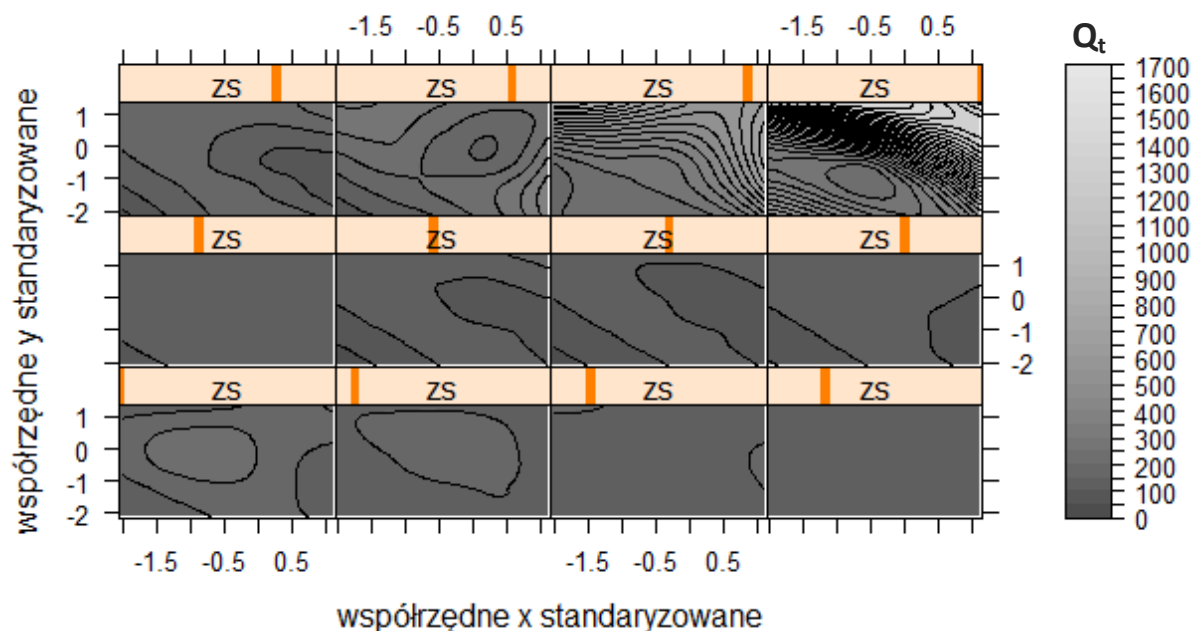


Ryc. 80. Mapa wynikowa zróżnicowania znormalizowanego oporu stożka w przestrzeni - KU model prosty (zs - współrzędna z standaryzowana)

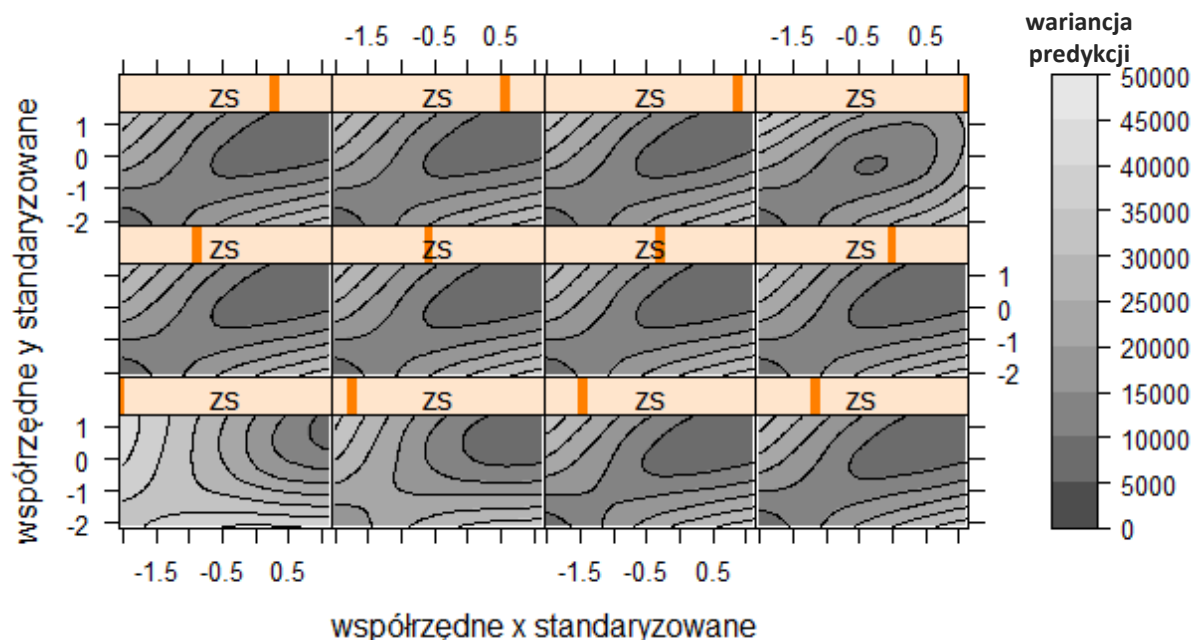


Ryc. 81. Mapa wariancji predykcji (sondowania statyczne) - KU model prosty (zs - współrzędna z standaryzowana)

Następnie wykonano estymację zmiennej przy zastosowaniu modelu złożonego. Poniżej przedstawiono wyniki estymacji oraz mapy wynikowe (ryc. 82 i 83). MPE wyniosło 56,19.



Ryc. 82. Mapa wynikowa zróżnicowania znormalizowanego oporu stożka w przestrzeni - KU model złożony (zs - współrzędna z standaryzowana)



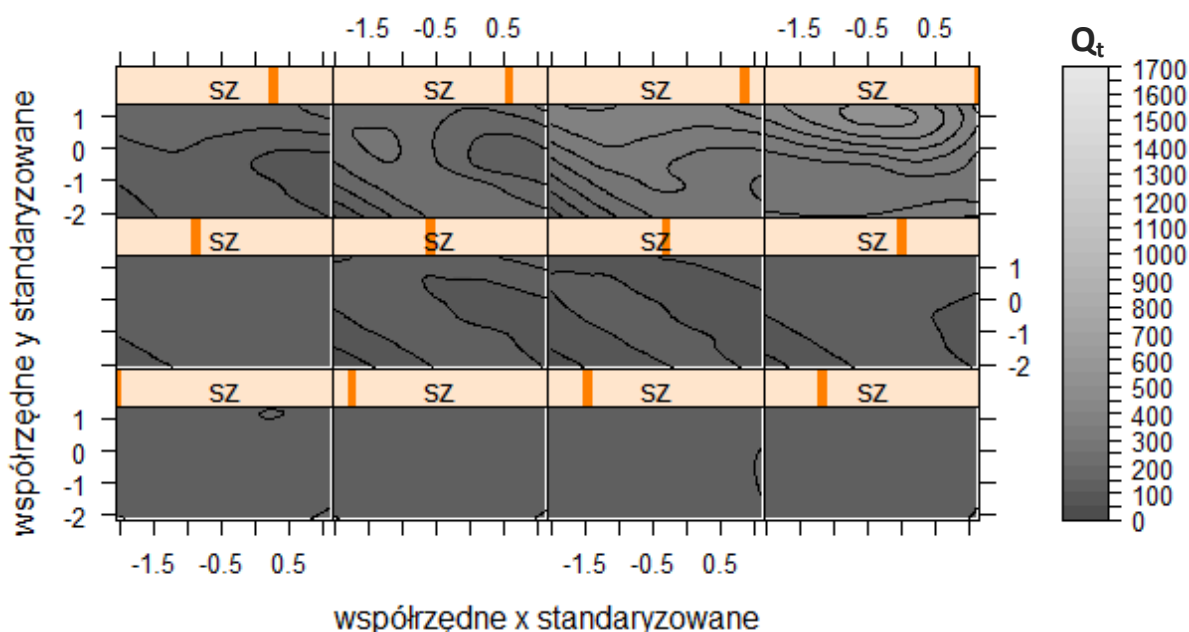
Ryc. 83. Mapa wariacji predykcji (sondowania statyczne) - KU model złożony (zs - współrzędna z standaryzowana)

Data attributes:

var1.pred	var1.var
Min. : 27.98	Min. : 3255
1st Qu.: 113.08	1st Qu.: 11124
Median : 134.11	Median : 15193
Mean : 208.23	Mean : 16822
3rd Qu.: 195.57	3rd Qu.: 22384
Max. : 1673.90	Max. : 50440

6.6.6 Metoda odwrotnych odległości

W tej metodzie przyjęto te same założenia co w przypadku sondowań dynamicznych oraz te same polecenia w programie R. W związku z tym poniżej zaprezentowano mapę wynikową (ryc. 84) oraz podsumowanie estymacji.



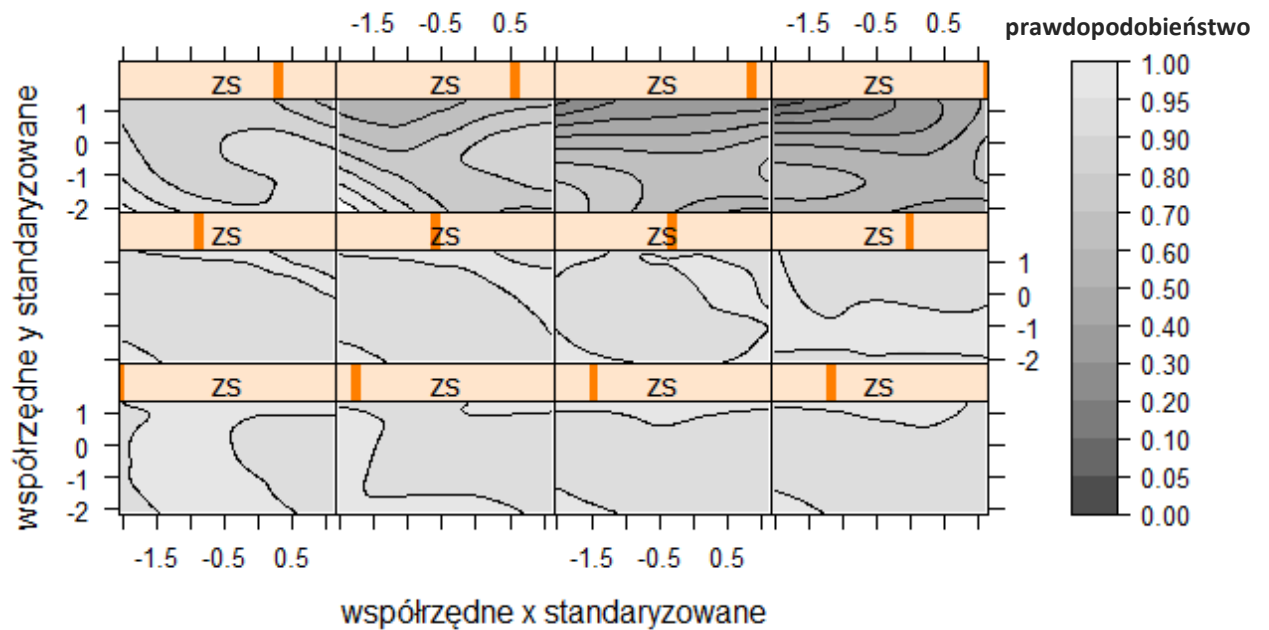
Ryc. 84. Mapa wynikowa zróżnicowania znormalizowanego oporu stożka w przestrzeni dla sondowań statycznych przy zastosowaniu metody IDW (sz - współrzędna z standardyzowana)

Data attributes:

var1.pred	var1.var
Min. : 37.45	Min. : NA
1st Qu.: 116.24	1st Qu.: NA
Median : 135.89	Median : NA
Mean : 164.29	Mean : NaN
3rd Qu.: 162.64	3rd Qu.: NA
Max. : 1037.99	Max. : NA

6.6.7 Kriging warunkowy

Kriging warunkowy wykonano w oparciu o kriging zwykły i model złożony. Wartość progową ustalono na 250. Uzyskano rozkład prawdopodobieństwa występowania stref o wartości znormalizowanego oporu stożka mniejszej niż 250 (ryc. 85).



Ryc. 85. Mapa rozkładu prawdopodobieństwa występowania stref o wartości znormalizowanego oporu stożka mniejszej niż 250 (zs - współrzędna z standaryzowana)

6.7 Podsumowanie wyników modelowania trójwymiarowego - sondowanie statyczne

Różnice pomiędzy wynikami z poszczególnych metod widoczne są na mapach wynikowych oraz statystykach opisowych z estymowanych wartości parametru. W celu porównania wyników modelowania trójwymiarowego zestawiono statystyki opisowe zmiennej otrzymane z sondowań statycznych oraz modeli geostatystycznych (tabela nr 2). W zestawieniu uwzględniono również wartości wariancji predykcji oraz MPE.

Tab. 2. Zestawienie wyników trójwymiarowych modeli geostatystycznych (CPTU)

Parametry	Wartości rzeczywiste	Kriging zwyczajny model prosty	Kriging zwyczajny model złożony	Kriging uniwersalny model prosty	Kriging uniwersalny model złożony	Metoda odwrotnych odległości
Wartości zmiennej (Q_z)	min: 4,144 1stQu: 86,147 median: 124,626 mean: 151,797 3rd Qu: 170,124 max: 1599,451	min: 36,93 1stQu: 115,28 median: 133,37 mean: 177,28 3rd Qu: 177,83 max: 1132,02	min: 34,61 1stQu: 114,31 median: 133,07 mean: 179,93 3rd Qu: 178,51 max: 1240,55	min: 37,08 1stQu: 114,20 median: 133,67 mean: 204,10 3rd Qu: 192,80 max: 1629,77	min: 27,98 1stQu: 113,08 median: 134,11 mean: 208,23 3rd Qu: 195,57 max: 1673,9	min: 37,45 1stQu: 116,24 median: 135,89 mean: 164,29 3rd Qu: 162,64 max: 1037,99
Wartości wariancji	-	min: 2939 1stQu: 11077 median: 16085 mean: 15960 3rd Qu: 20412 max: 29539	min: 3299 1stQu: 11036 median: 15030 mean: 16075 3rd Qu: 20994 max: 34215	min: 2989 1stQu: 11127 median: 16207 mean: 16785 3rd Qu: 21509 max: 47475	min: 3255 1stQu: 11124 median: 15193 mean: 16822 3rd Qu: 22384 max: 50440	-
MPE	-	25,24	27,89	52,06	56,19	-

Źródło: opracowanie własne

Wartość błędów MPE, analogicznie do modeli dla sondowań dynamicznych, nie jest wartością wiarygodną. Można ją rozpatrywać jedynie w sposób jakościowy. Kriging uniwersalny z zewnętrznym dryfem dla danych z sondowań statycznych charakteryzuje się dwa razy większą wartością błędów. W związku z tym można przypuszczać, że model uzyskany krigingiem zwyczajnym "lepiej" odwzorowuje przestrzeń gruntową pod względem zróżnicowania znormalizowanego oporu stożka.

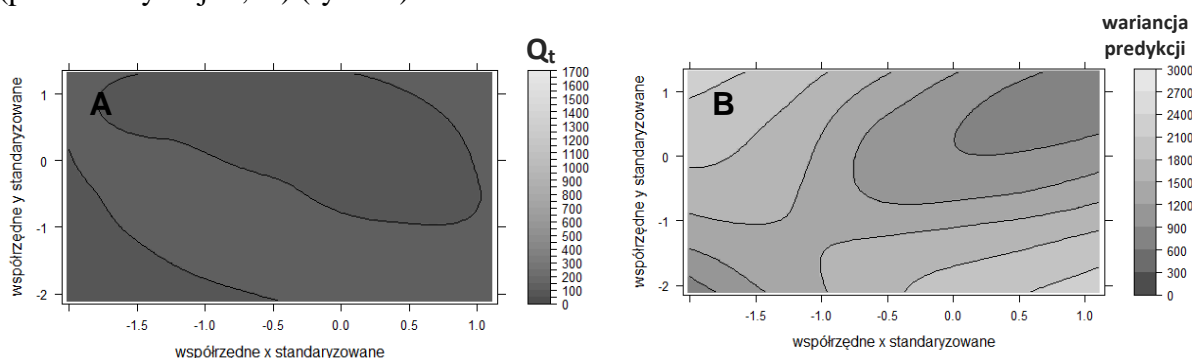
Modele posiadają różne wariancję predykcji. Większą wartością wariancji, i związaną z nią mniejszą dokładnością modelu, charakteryzuje się metoda krigingu uniwersalnego z zewnętrznym dryfem (wartość wariancji predykcji 50440). Dodatkowo należy zaznaczyć, iż najmniejsze wartości wariancji predykcji występują w miejscach lokalizacji sondowań (wartość <10000).

Statystyki opisowe znormalizowanego oporu stożka różnią się od wartości uzyskanych z sondowań statycznych. We wszystkich metodach można stwierdzić o znacznym przeszacowaniu wartości minimalnej, która z pomiarów przyjmuje wartość 4,14, natomiast po interpolacji od 27 do ponad 37. Jest to bardzo niebezpieczne w przypadku wykorzystywania modeli do potrzeb posadowienia obiektów budowlanych. Znaczne

niedoszacowanie natomiast występuje w przypadku wartości maksymalnych przy metodzie odwrotnych odległości. Tutaj wartość rzeczywista wynosi 1599,45, a interpolowana od 1038 do 1674.

Zważywszy na powyższe najbardziej optymalnym modelem wydaje się być model trójwymiarowy stworzony w oparciu o metodę krigingu zwyczajnego. Ponadto model ten charakteryzuje się najmniejszą wartością wariancji predykcji oraz błędem MPE.

Wykorzystując metodę krigingu zwyczajnego i prosty model teoretyczny semiwariogramu wykonano również interpolację 2D dla wybranej rzędnej 105 m n.p.m. (po standaryzacji 0,10) (ryc. 86).



Ryc. 86. Mapa zróżnicowania znormalizowanego oporu stożka dla rzędnej 105 m n.p.m (A) oraz mapa wariancji predykcji (B) dla przestrzeni 2D (zs - współrzędna z standaryzowana)

W porównaniu do modelu 3D wariancja predykcji jest znacznie mniejsza. Jednakże, nie musi wynikać to z błędnego modelu 3D. W modelu 3D wykorzystano wszystkie wartości parametru, który charakteryzuje się większym zróżnicowaniem. Może on przyjmować dowolne wartości. Przy konstrukcji modelu 2D maksymalna wartość parametru wynosiła 150,77, a przy 3D 1599,45. Istotne jest to, że wartości estymowane są do siebie zbliżone, przy nieznacznym przeszacowaniu wartości w modelu 2D.

Wariancja w przypadku estymacji znormalizowanego oporu stożka, liczbowo jest znacznie większa niż dla stopnia zagęszczenia gruntu. Wynika to z tego, że Q_t może przyjmować dowolne wartości od 0 do nieskończoności i zazwyczaj charakteryzuje się znacznym rozrzutem wartości. I_D , natomiast przyjmuje wartości od 0 do 1. Ma zatem ograniczony rozrzut wartości pomierzonych.

7. Budowa modelu erozji dna koryta rzeki

7.1 Wprowadzenie

Prognozowanie erozji dna koryta rzeki jest bardzo skomplikowanym oraz niezwykle istotnym zagadnieniem. Określanie tempa erozji wydaje się być konieczne w związku z rosnącym trendem zagospodarowywania dolin rzecznych. Szczególnie poniżej budowli piętrzących, które powodują intensyfikację erozji podłużnej na skutek przerywania ciągłości transportu rumowiska (roz. 3). Zlekceważenie problemu erozji dna koryta rzeki może prowadzić to zaburzenia stabilności budowli hydrotechnicznych oraz innych konstrukcji budowlanych np. mostów.

Prowadzone zabiegi mające na celu zatrzymanie erozji podłużnej często ograniczają się do budowania progów stabilizujących. Progi te stabilizują erozję jednakże tylko na odcinku od zapory czołowej do danego prog, poniżej natomiast proces erozji w dalszym ciągu występuje. Dodatkowo progi stabilizujące powodują powstawianie wybojów miejscowych (tzw. erozja miejscowa) w związku z zwiększeniem energii kinetycznej przepływu i turbulencji (Zawadzki i Hämmerling, 2008). Przyczyną tych przekształceń może być niewłaściwa lokalizacja progów, która jest determinowana głównie wielkością przepływu w rzece. Konieczne jednak wydaje się uwzględnienie warunków geologiczno-inżynierskich gruntów doliny rzecznej. Prognozowanie tempa erozji dna koryta rzeki wymaga zatem szczegółowej geoinżynierskiej charakterystyki podłoża gruntowego.

W trakcie budowania modelu tempa erozji dna koryta rzeki, głównym założeniem była możliwość prognozy erozji na podstawie parametrów geotechnicznych, które w prosty sposób można uzyskać z testów *in situ* lub badań laboratoryjnych. W efekcie uzyskano uproszczone modele erozji, które może być wykorzystywany w praktyce przy niewielkich nakładach finansowych. Często bowiem szczegółowe, skomplikowane modele, które w sposób całkowity opisują dany proces, uwzględniają dużą liczbę parametrów trudnych do wyznaczenia. W tym przypadku wystarczy przeprowadzić sondowanie dynamiczne lub statyczne.

7.2 Odporność gruntów na erozję dna koryta rzeki

Ogólny model tempa erozji można zapisać w następujący sposób (21):

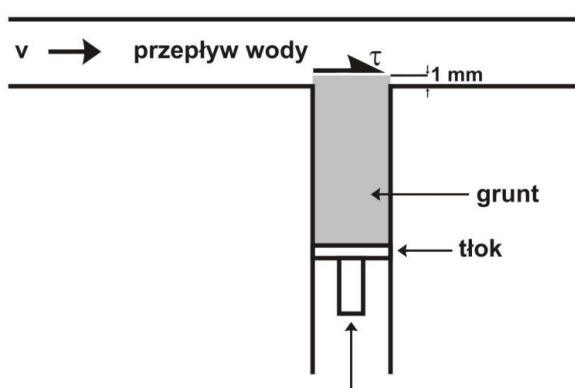
$$E = f(\delta_1, \delta_2) \quad (21)$$

gdzie: δ_1 - parametry charakteryzujące przepływ - prędkość przepływu, natężenie przepływu,

δ_2 - parametry charakteryzujące podłoże gruntowe - krytyczne naprężenie ścinające, kohezja, skład granulometryczny, współczynnik konsolidacji.

Przystępując do budowy modelu tempa erozji dna koryta rzeki w pierwszej kolejności zatem należy ustalić jakie grunty występują w dolinie rzecznej. Rodzaj i stan gruntu bowiem warunkuje przebieg procesu erozji oraz parametry geotechniczne, które należy uwzględnić w modelu.

Charakterystykę procesu erozji dla poszczególnych gruntów szczegółowo opisał Briaud (Briaud, 2008) na podstawie badań w Erosion Function Apparatus (EFA). Jest to aparatura pomiarowa z lat 90., która pozwala na określenie zależności pomiędzy tempem erozji a naprężeniem stycznym (Briaud, 2008). Urządzenie to składa się z tuby, tłoku oraz kanału z wodą (ryc. 87).



Ryc. 87. Schemat Erosion Function Apparatus

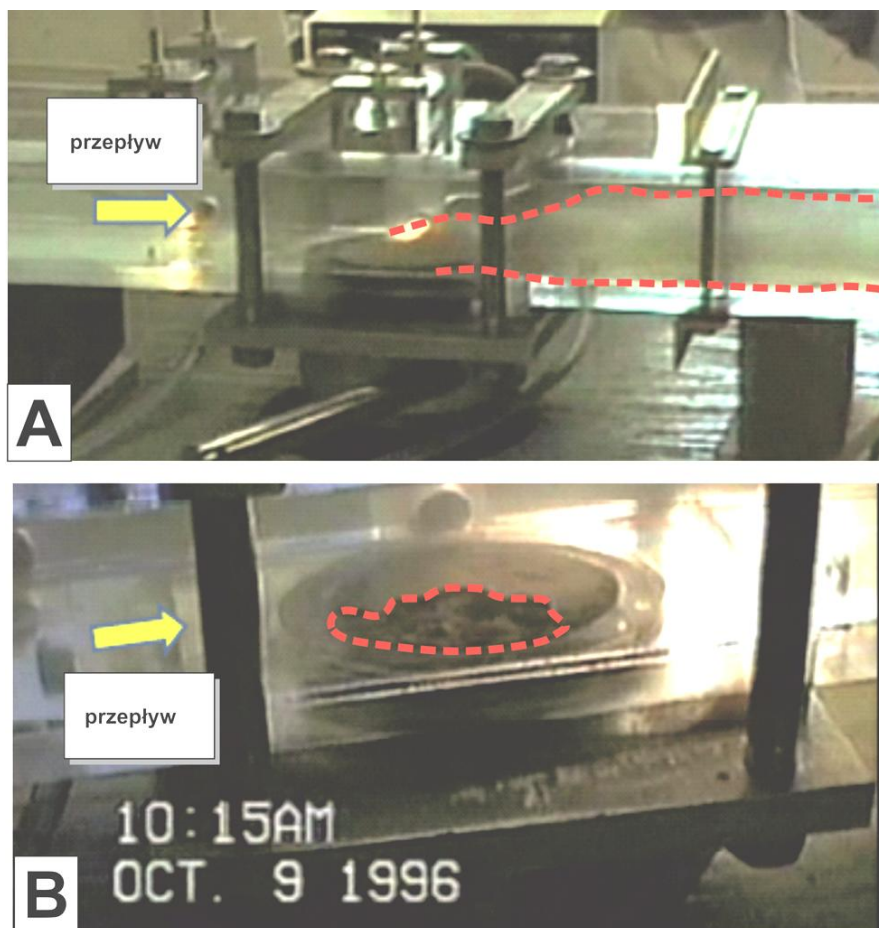
Źródło: Smaga (2015)

W trakcie badania gruntu umieszczony w tubie wysuwany jest na wysokość 1 mm do kanału. Przepływająca woda powoduje jego erozję (ryc. 87, 88), w momencie gdy poprzez zwiększanie prędkości, osiągnięte zostanie naprężenie styczne przewyższające krytyczne naprężenie ścinające na erozję gruntu. Tempo erozji, następnie, wyznacza się w oparciu o wielkość erozji oraz czas trwania badania. Natomiast naprężenie styczne obliczane jest ze wzoru (22) (Briaud, 2008; Larsen, 2008):

$$\tau = \frac{1}{8} \cdot \rho \cdot f \cdot v^2 \quad (22)$$

gdzie:

ρ - gęstość cieczy, f - współczynnik tarcia, v - średnia prędkość przepływu.



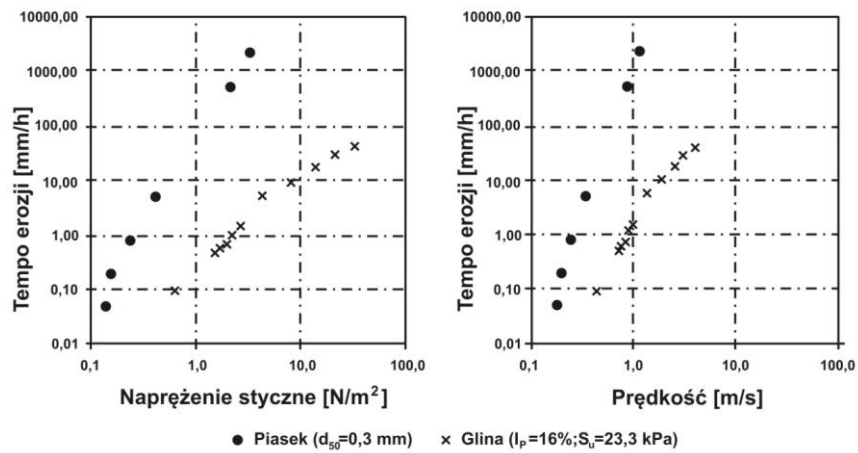
Ryc. 88. Badanie w EFA w gruntach sypkich (A) oraz spoistych (B) - przerywane czerwone linie określają zasięg wyerodowanego gruntu

Źródło: Briaud i in. (2003), zmienione

Badania w EFA były prowadzone na różnych typach gruntów (ryc. 88) (Briaud, 2008). Rycina A przedstawia erozję gruntu sypkiego, który erodowany jest ziarno po ziarnie, przy stosunkowo niskim naprężeniu ścinającym ($0,1-5 \text{ N/m}^2$) (Briaud i in., 2003). W trakcie erozji gruntów sypkich widoczna jest chmura ziaren unoszona przez przepływ zgodnie z prawem Bernulliego. Tempo erozji dla tych gruntów jest zdecydowanie większe niż, dla gruntów spoistych (ryc. 89) (Briaud, 2008) i zależy przede wszystkim od wielkości ziaren, gęstości objętościowej szkieletu gruntowego, porowatości oraz stopnia zagęszczenia gruntu.

Grunty spoiste natomiast są erodowane znacznie wolniej, ale przy większych naprężeniach stycznych (do 50 N/m^2) (ryc. 89) (Briaud i in., 2003). Wynika to z prawa Van der Waalsa (Pisarczyk, 2001) o wzajemnym przyciąganiu się cząstek gruntu. Dodatkowo podczas procesu erozji dochodzi do utraty wytrzymałości na ścinanie gruntów spoistych oraz do oderwania i odspojenia części gruntu (grunty spoiste znacznie częściej erodowane są

blok po bloku). W związku z tym można założyć, iż tempo erozji dna koryta rzeki zależy w głównej mierze od parametrów wytrzymałościowych (efektywne wartości kąta tarcia wewnętrznego ϕ' , kohezji c' , wytrzymałości na ścinanie bez odpływu s_u) oraz wskaźnika plastyczności I_p i efektywnej wartości składowej stanu naprężenia σ'_h (Smaga, 2013).

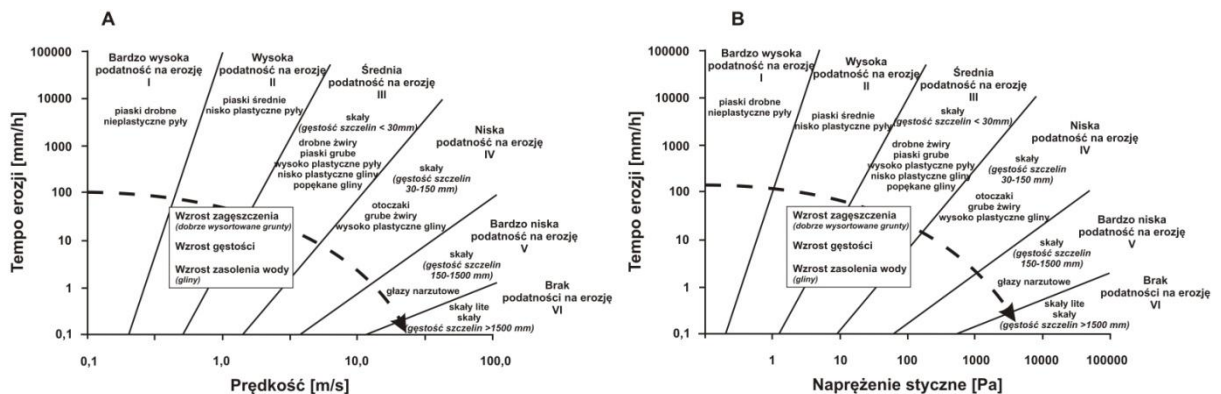


Ryc. 89. Zależność pomiędzy tempem erozji, a naprężeniem stycznym lub prędkością przepływu wg Briaud (2008)

Źródło: Smaga (2015)

Wieloletnie badania laboratoryjne pozwoliły na stworzenie diagramów klasyfikacyjnych odporności gruntów na erozję (Briaud, 2008).

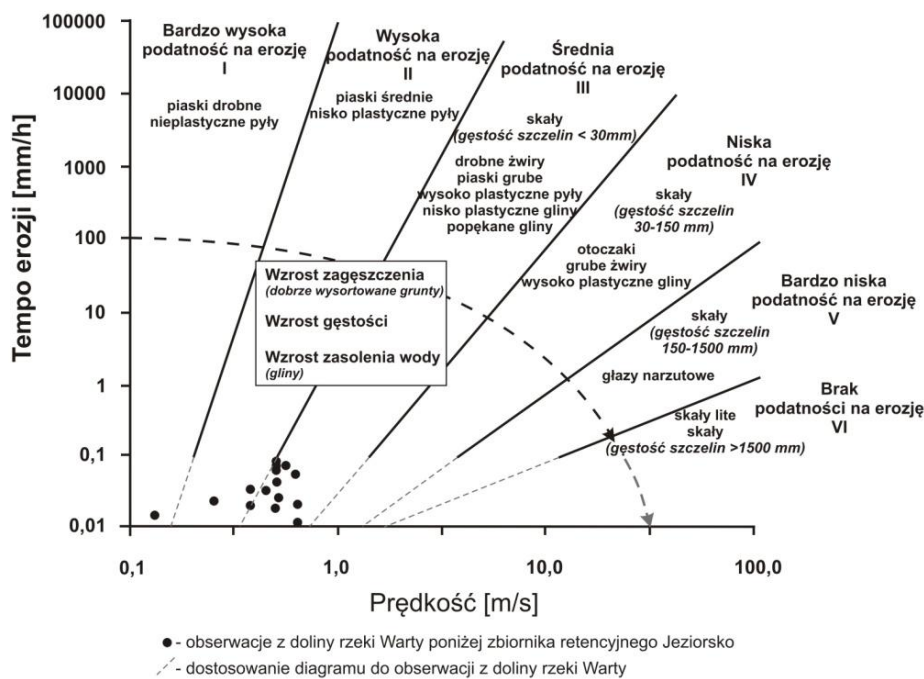
Diagramy te opierają się na porównaniu tempa erozji z prędkością (ryc. 90A) i naprężeniem stycznym (ryc. 90B) oraz pozwalają na określenie kategorii podatności gruntów na erozję. Są one bardzo pomocne przy projektowaniu obiektów budowlanych, a w szczególności mostów.



Ryc. 90. Diagramy zależności odporności gruntów na erozję od (A) prędkości przepływu, (B) naprężenia stycznego wg Briaud (2008)

Źródło: Smaga (2015)

Mając do dyspozycji dane dotyczące wielkości erozji dna koryta rzeki Warty poniżej zbiornika retencyjnego Jeziorsko (Wierzbicki i Wicher, 2002, Wierzbicki i in., 2008, 2011), na diagram klasyfikacyjny naniesiono obserwację z okresu 2006-2010 (ryc. 91).



Ryc. 91. Diagram zależności odporności gruntów na erozję od prędkości przepływu

Źródło: Smaga (2015)

Diagramy na rycinie 90 powstały w oparciu o dane z wyidealizowanego eksperymentu laboratoryjnego (Smaga, 2015). Badania laboratoryjne bowiem pozwalają na niemal natychmiastowy pomiar erozji dennej. W niniejszej pracy dysponowano jedynie wynikami badań terenowych w postaci uśrednionej wartości tempa erozji dna koryta rzecznoego dla danego roku. Dane te zatem mogą nie uwzględniać maksymalnej erozji dennej.

Średnia zmierzona prędkość przepływu wody w rzece została określona na 0,2 - 0,6 m/s, natomiast tempo erozji dla tego okresu wynosi 0,011-0,077 mm/h (Smaga, 2015). Uzyskane wartości tempa erozji oraz prędkości przepływu nie mieszczą się na diagramach zaproponowanych przez Briud (2008). W związku z tym, poszerzono zakres uwzględnionych parametrów o mniejsze wartości (ryc. 91).

Opierając się zatem na zmodyfikowanym diagramie grunty budujące dno koryta rzeki Warty na badanym odcinku zakwalifikowano do gruntów II i III kategorii czyli odpowiednio do gruntów wysoko i średnio podatnych na erozję.

7.3 Założenia modelu

Badania w EFA opierają się na uproszczonym opisie procesu erozji. W rzeczywistości odporność gruntów na erozję zależy nie tylko od tempa erozji i naprężenia stycznego. Jest to bardziej skomplikowany proces, na który wpływają zarówno warunki hydrauliczne jak i geologiczne. Parametr, który charakteryzuje podłoże gruntowe i umożliwia obliczenie tempa erozji dna koryta rzeki to krytyczne naprężenie ścinające (τ_c [N/m²]). Jest ono wyznaczane przy pomocy parametrów geotechnicznych. Najczęściej stosowane wzory zostały przedstawione w tabeli nr 3.

Tab. 3. Wzory na krytyczne naprężenie ścinające na erozję.

Autor	Wzór	Parametry
wg Briauda i in. 2003	$\tau_c = D_{50}$	D_{50} – średnica ziarna, powyżej którego występuje 50% ziaren o większej średnicy [mm]
wg Dunna (YongHui i in., 2008)	$\tau_c = 0,01(\tau_s + 180) \tan(30 + 1,73I_p)$	τ_s – wytrzymałość na ścinanie gruntu [N/m ²] I_p – wskaźnik plastyczności gruntu [-]
wg Otsubo'a i Muraoko'a (YongHui i in., 2008)	$\tau_c = 0,27c^{0,56}$	c – kohezja [N/m ²]
wg Millera i in., 1977	$\tau_{cr} = 72,8D$ $\tau_{cr} = 15,4D^{0,568}$	D - średnica ziarna [mm]
wg Shieldsa (Allen, 2000)	$\tau_c = \beta\gamma'D$	β - parametr Shieldsa γ' - ciężar objętościowy zanurzonego ziarna D - średnica miarodajna ziarna

Źródło: opracowanie własne

Proces erozji zostanie zainicjowany, gdy wartość krytycznego naprężenia ścinającego na erozję (τ_c) będzie mniejsza niż wartość naprężenia stycznego (τ_b), które jest efektem przepływu rzeki (Ahmad i in., 2011; YongHui i in., 2008).

Dysponując zatem wartością krytycznego naprężenia ścinającego oraz naprężenia stycznego możemy obliczyć tempo erozji dna koryta rzeki dla badanego odcinka rzeki (Mitchener, Torfs, 1996; YongHui i in., 2008) w oparciu o równanie (23, 24) (YongHui i in., 2008; Mitchener, Torfs, 1996):

$$E = M_e(\tau_b - \tau_c) \quad (23)$$

gdzie: M_e – współczynnik erozji (wartość współczynnika zależy od parametrów gruntu (YongHui i in., 2008)),

$$M_e(\rho_d, c_v, c, d_{50}) \quad (24)$$

gdzie: ρ_d – gęstość objętościowa szkieletu gruntowego,

c_v – współczynnik konsolidacji,

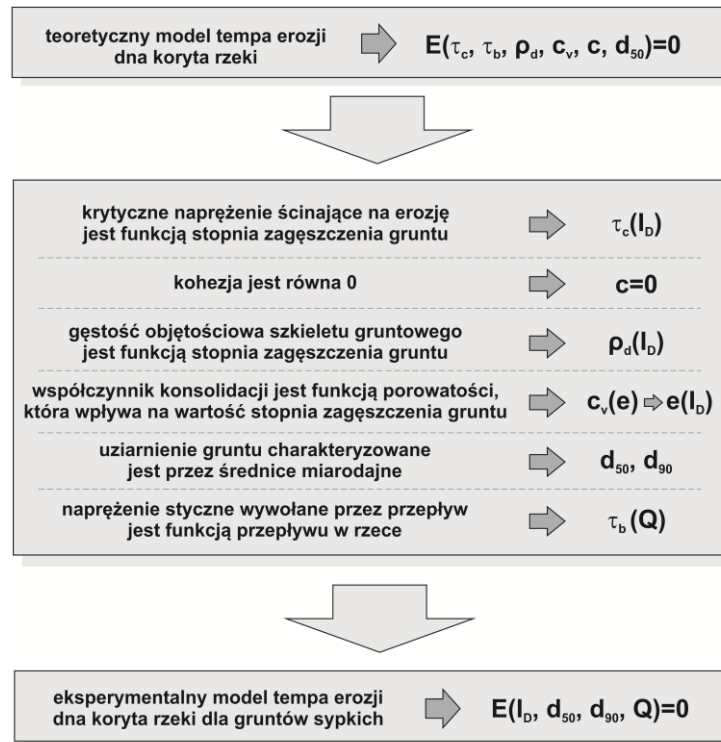
c – kohezja,

d_{50} – parametr charakteryzujący uziarnienie gruntu.

W związku z powyższym można zgeneralizować, iż tempo erozji (E) zależy od krytycznego naprężenia ścinającego na erozję, naprężenia stycznego wywołanego przez przepływ, gęstości objętościowej szkieletu gruntowego, współczynnika konsolidacji, kohezji gruntu oraz parametrów charakteryzujących uziarnienie gruntu (25):

$$E(\tau_c, \tau_b, \rho_d, c_v, c, d_{50}) = 0 \quad (25)$$

Jest to model, który charakteryzuje tempo erozji bardziej dla gruntów spoistych. Wiercenia terenowe jednak wykazały dominację gruntów niespoistych, w związku z tym do istniejącego modelu wprowadzone pewne modyfikacje (ryc. 92), dostosowując go do panujących warunków. Dodatkowo, konstruując model tempa erozji dla gruntów sypkich, dążono do uproszczenia modelu (Smaga, 2015).



Ryc. 92. Schemat modyfikacji teoretycznego modelu dla gruntów spoistych do modelu dla gruntów niespoistych

Otrzymano zatem uproszczony model tempa erozji dna koryta rzeki dla gruntów sypkich w postaci (26):

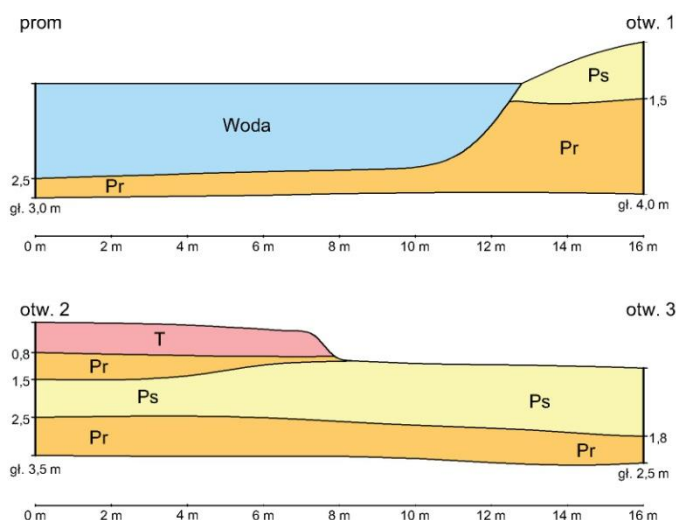
$$E(I_D, d_{50}, d_{90}, Q)=0 \quad (26)$$

Funkcjonał ten, w kolejnych analizach, zostanie jeszcze uzupełniony o parametry sondowania statycznego (roz. 7.5).

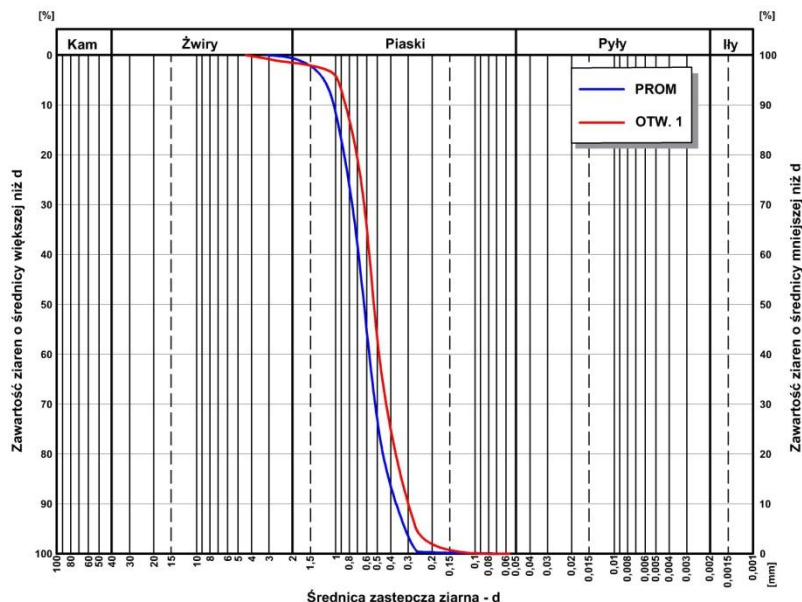
7.4 Procedura uzyskania danych do modeli tempa erozji dna koryta rzeki

W modelu wykorzystano archiwalne wyniki badań terenowych hydrogeologicznych, które wykonywane były w latach 2006-2010. Badania uwzględniały pomiary prędkości przepływu rzeki, geometrii przekrojów poprzecznych koryta oraz analizę uziarnienia rumowiska dennego. Pomiar prędkości wykonany był młynkiem hydrometrycznym Hega 2 oraz urządzeniem Stream Pro. Próbkę rumowiska dennego pobrane zostały czerpakiem a geometria przekrojów poprzecznych ustalona została przy pomocy sondy drążkowej, niwelatora oraz linki stalowej rozciągniętej między dwoma brzegami rzeki (Hämmerling i in., 2014). Wielkości przepływów, natomiast zależą od odpływu wody ze zbiornika (Dysarz i Wicher-Dysarz, 2013). W ten sposób uzyskano wartości parametrów Q, d_{50}, d_{90} .

Wartości parametrów geotechnicznych uzyskano z sondowań dynamicznych i statycznych. Bazując na przekrojach oraz analizach granulometrycznych osadów dna koryta rzeki (ryc. 93, 94) wykonanych na podstawie wierceń na brzegu koryta i w korycie oraz wynikach analizy sitowej, założono horyzontalne rozprzestrzenienie warstw. W związku z tym dla wyerodowanych warstw z koryta przypisywano wartości parametrów uzyskanych z sondowań zlokalizowanych na brzegach koryta rzeki Warty.

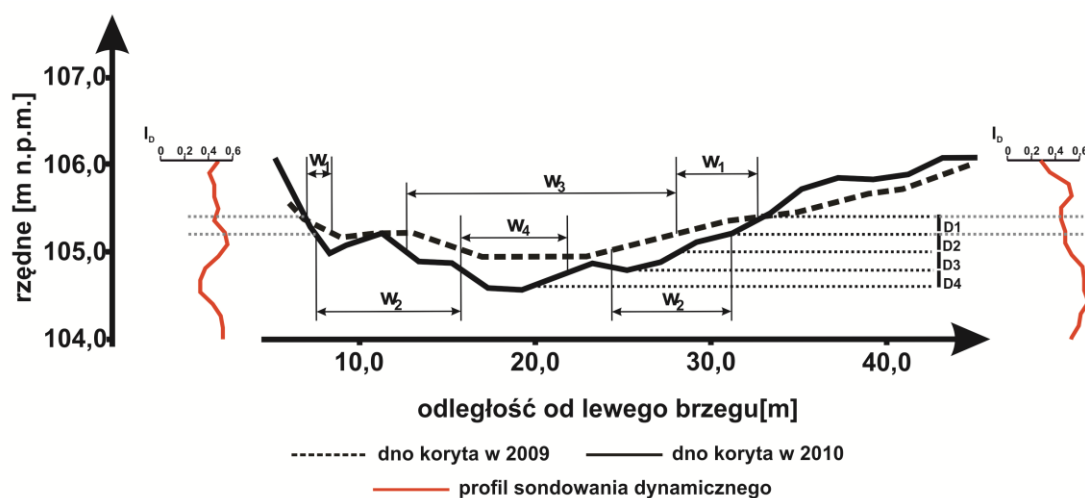


Ryc. 93. Przekroje wykonane w oparciu o wiercenia geologiczne zlokalizowane na brzegu koryta oraz w środku koryta rzeki Warty



Ryc. 94. Wyniki analizy sitowej dla próbki z dna koryta rzeki oraz z otworu 1 z głębokości 3,2 m

Do określenia tempa erozji posłużyły przekroje poprzeczne koryta rzeki Warty na analizowanym odcinku z lat 2006 - 2010, przy czym w modelu uwzględniono roczne zmiany dna koryta rzeki. Przekroje z dwóch kolejnych lat nałożono na siebie (ryc. 95).



Ryc. 95. Schemat ukazujący procedurę opracowania danych do modeli tempa erozji dna koryta rzeki

Pole pomiędzy przekrojami podzielono na pasy o szerokości 20 cm. Każdej warstwie przypisano odpowiednią wartość stopnia zagęszczenia gruntu I_D z dwóch profili sondowań oraz szerokość w . Z tak uzyskanych danych obliczono średnią ważoną stopnia zagęszczenia gruntu (27).

$$I_D = \frac{\sum_{i=1}^n I_{Dn} \cdot w_n}{\sum_{i=1}^n w_n} \quad (27)$$

Tą samą procedurę zastosowano do sondowań statycznych.

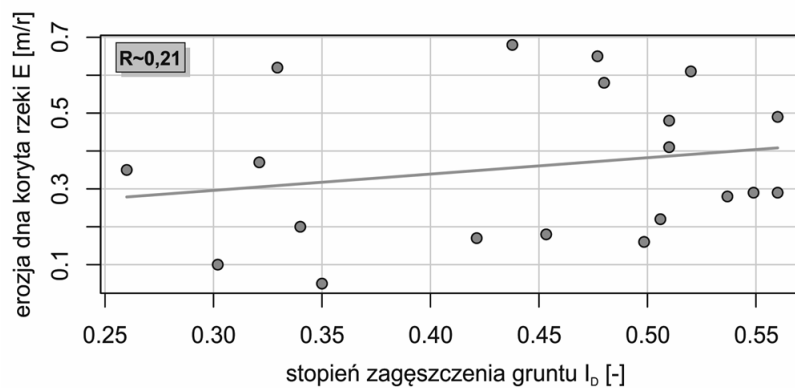
Ponadto, wykonano modele tempa erozji dna koryta rzeki wykorzystując dane uzyskane z modelowania geostatystycznego. Przyjęte parametry I_D oraz Q_t uzyskano z modelowania metodą krigingu zwyczajnego przy zastosowaniu modelu teoretycznego złożonego. W celu wyodrębnienia danych z wybranych punktów w korycie rzeki zagęszczono siatkę obliczeniową, dla współrzędnej x i y do 0,05, natomiast współrzędnej z do 0,01. Następnie przekształcono współrzędne na dane rzeczywiste (w metrach) z wartości standaryzowanych. Posługując się współrzędnymi przekrojów hydrologicznych przypisano wyrodowanym warstwę gruntu odpowiednie wartości parametrów.

Ograniczenia sprzętowe nie pozwoliły na większe zagęszczenie siatki obliczeniowej. W związku z tym precyzyjna analiza erozji małych warstw gruntu w korycie nie była możliwa. Uwzględniając powyższe do budowy modelu tempa erozji dna koryta rzeki

z danych z modeli geologiczno-inżynierskich wykorzystano średnie roczne obniżenie dna. W tym celu porównano średnią głębokość koryta rzeki w wybranych przekrojach z roku 2009 i 2010 dla stałego przepływu w rzece $43,6 \text{ m}^3/\text{s}$. Efektem tego ograniczenia jest znacznie mniej obserwacji niż w przypadku porównywania sondowań z dwóch przeciwnych brzegów rzeki. Jednakże, dane z modeli geostatystycznych wydają się bardziej dokładne niż z średniej z dwóch sondowań przy założeniu horyzontalnego rozprzestrzenia warstwy, ponieważ dzięki zastosowaniu odpowiednich technik interpolacyjnych można przypisać wartość analizowanego parametru do konkretnego miejsca w przestrzeni.

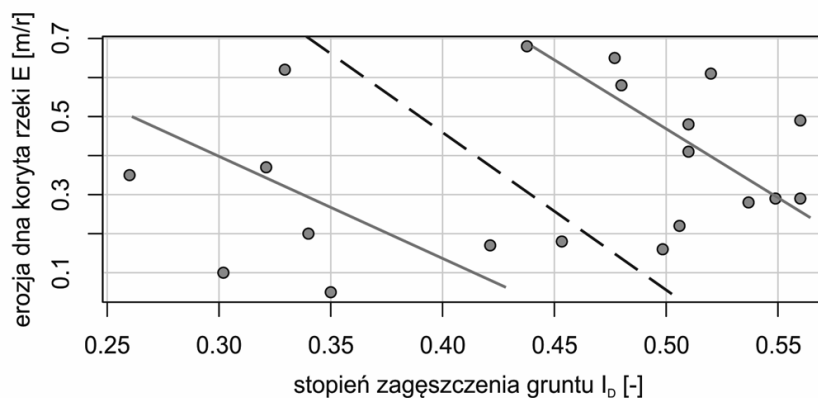
7.5 Model oparty o wyniki sondowania dynamicznego (DPL)

W pierwszym etapie budowy modelu tempa erozji dna koryta rzeki w oparciu o wyniki sondowania dynamicznego narysowano wykres rozrzutu z dopasowaną prostą regresji tempa erozji (E) ze stopniem zagęszczenia gruntu (I_D) (ryc. 96) i policzono wartość współczynnika korelacji liniowej Pearsona.



Ryc. 96. Wykres rozrzutu erozji dna koryta rzeki (E) i stopnia zagęszczenia gruntu (I_D)

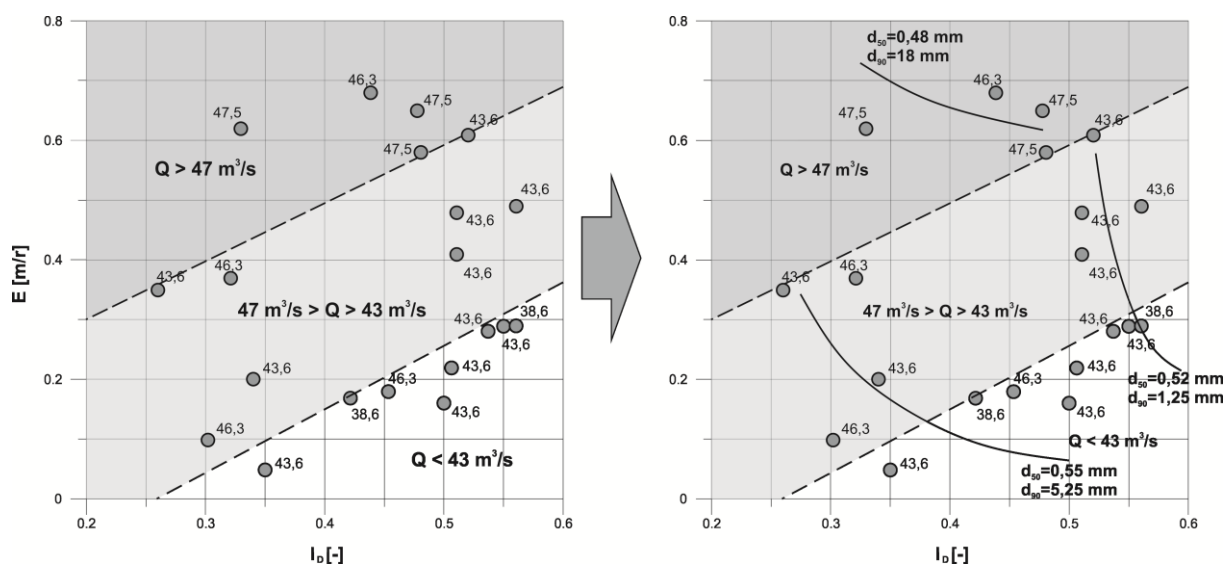
Wykres rozrzutu dla wszystkich obserwacji sugeruje brak wpływu stopnia zagęszczenia gruntu na tempo erozji. Uwzględniając powyższe w kolejnym etapie podzielono obserwację na dwie grupy (o luźnym i średnim zagęszczeniu) i ponownie przeanalizowano wykres rozrzutu (ryc. 97).



Ryc. 97. Wykres rozrzutu dla obserwacji podzielonych na dwie grupy (DPL)

Przy takim podejściu, uzyskano silniejszą korelację tempa erozji i stopnia zagęszczenia gruntu z wyraźnym trendem. W tym przypadku występuje logiczny związek pomiędzy parametrami. Dodatkowo taki zabieg wskazuje potrzebę uwzględnienia kolejnych parametrów modelu, które mogą uzasadnić ten podział (Smaga, 2014; 2015).

W następnym kroku w modelu uwzględniono natężenie przepływu (Q [m^3/s]) oraz uziarnienie gruntu (d_{50} , d_{90} [mm]) (ryc. 98).



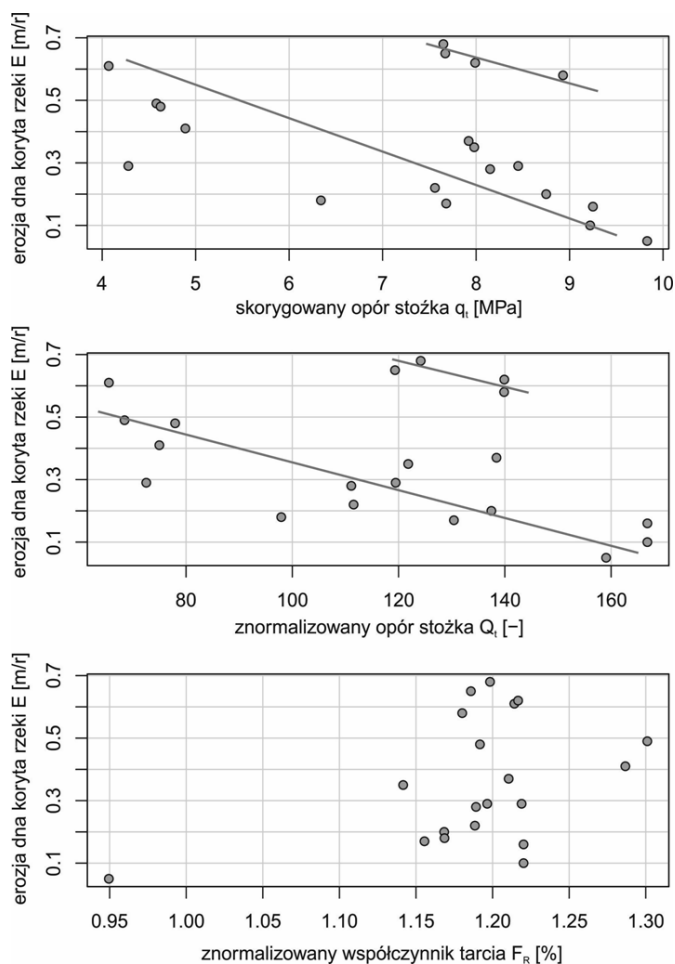
Ryc. 98. Model tempa erozji dna koryta rzeki w oparciu o stopień zagęszczenia gruntu, natężenie przepływu oraz uziarnienie gruntu

Łączny model jednoznacznie ukazuje podział obserwacji, który wynika przede wszystkim ze zróżnicowania pod względem uziarnienia osadu dennego. Ponadto wskazuje na dominujący wpływ natężenia przepływu na tempo erozji dna koryta rzeki, szczególnie przy

wyższych wartościach Q . Przy niższych wartościach natężenia, natomiast znaczenie zyskują zagęszczenie oraz wielkość ziaren w dnie koryta rzeki.

7.6 Model oparty o wyniki sondowania statycznego (CPTU)

W pierwszym etapie podobnie jak w rozdziale 7.5 wykonano wykresy rozrzutu parametrów sondowania statycznego z tempem erozji dna koryta rzeki (ryc. 99). Analizie poddano te same grunty, o których wiadomo, że charakteryzują się różnorodnym uziarnieniem w związku z tym na wykresy naniesiono linie trendu, dzieląc już obserwacje na dwie grupy.



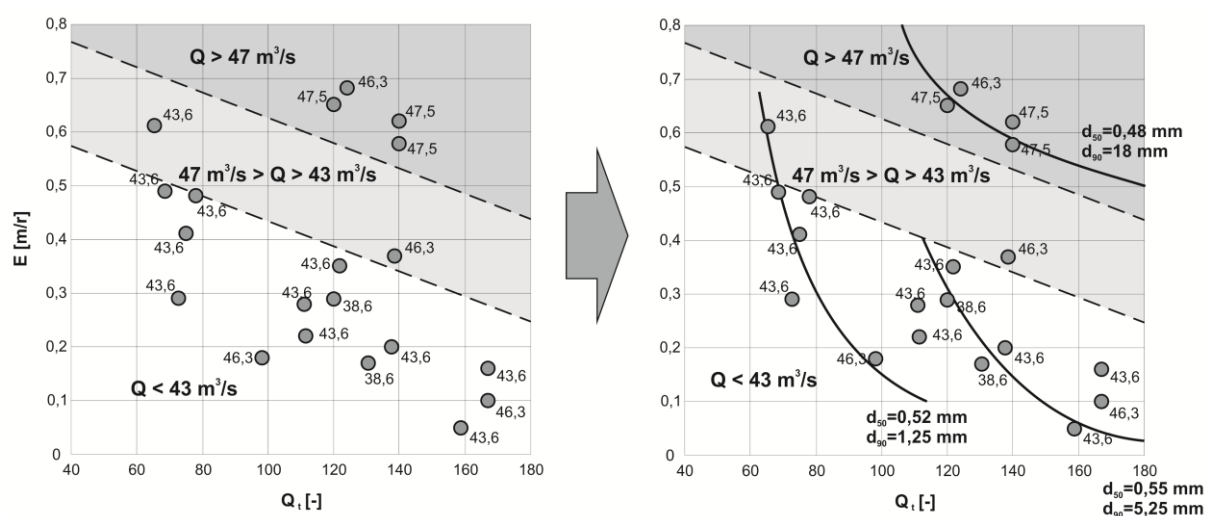
Ryc. 99. Wykresy rozrzutu parametrów sondowania statycznego z tempem erozji dna koryta rzeki

Otrzymano podobne rozrzuty dla skorygowanego i znormalizowanego oporu stożka. Wraz ze wzrostem oporów stożka maleje tempo erozji dna koryta rzeki (E). Podobieństwo rozrzutów wskazuje na niewielką rolę normalizacji tego parametru na głębokościach 2 - 5 m (Smaga, 2015). Można zatem przypuszczać, iż naprężenia efektywne pionowe nie mają

istotnego wpływu na proces erozji. Oznacza to, że proces erozji dna koryta rzeki jest procesem powierzchniowym, przy σ_{v0}' zbliżonym do 0 (Smaga, 2015). Mała zmienność znormalizowanego współczynnika tarcia uniemożliwiła uwzględnienie go w analizie.

Zważywszy na powyższe w następnym kroku uwzględniono w modelu jedynie znormalizowany opór stożka (jako parametr najbardziej kompleksowy), pomijając skorygowany opór stożka oraz znormalizowany współczynnik tarcia (ryc. 100). Otrzymano zatem model (28):

$$E(Q, d_{50}, d_{90}, Q)=0 \quad (28)$$

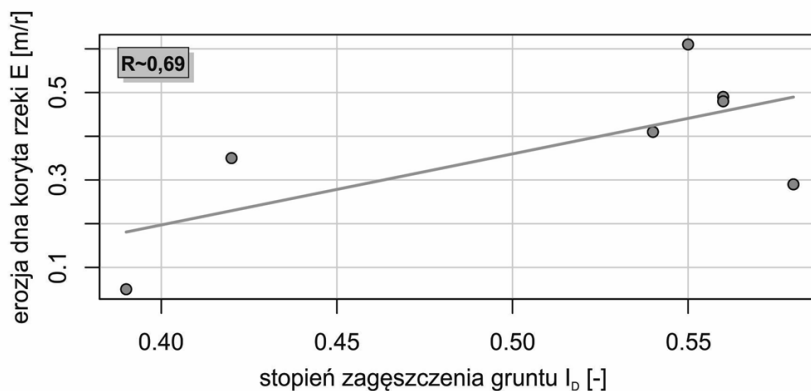


Ryc. 100. Model tempa erozji dna koryta rzeki uwzględniający znormalizowany opór stożka, uziarnienie gruntu oraz natężenie przepływu

Uzyskano podobne zależności, jak w przypadku modelu w oparciu o sondowania dynamiczne. Dominującą rolę w kształtowaniu dna koryta rzeki ma przepływ, dopiero przy mniejszych wartościach natężenia przepływu. W tym przypadku dodatkowo, można zaobserwować bardziej systematyczne, płynne zmiany uziarnienia gruntu osadów.

7.7 Model oparty o wyniki modelu geologiczno-inżynierskiego (DPL)

Analogicznie do modeli stworzonych z porównań profili sondowań w pierwszym etapie wykonano wykres rozrzutu stopnia zagęszczenia gruntu oraz tempa erozji dna koryta rzeki (ryc. 101).

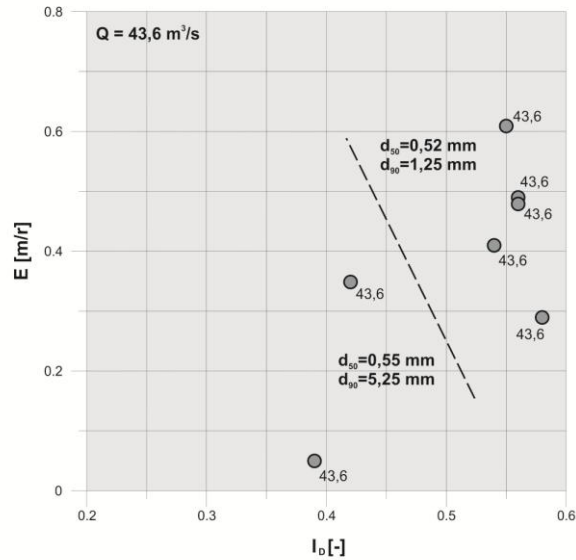


Ryc. 101. Wykres rozrzutu erozji dna koryta rzeki (E) i stopnia zagęszczenia gruntu (I_D) - model geologiczno-inżynierski

Przedstawiona korelacja wskazuje na istnienie dodatkowych czynników wpływających na tempo erozji dna koryta rzeki. Dane bowiem grupują się w dwa zbiory. Rozpatrywanie wszystkich danych jednocześnie byłoby błędnym posunięciem, ponieważ według logicznej zależności tempo erozji powinno maleć wraz ze wzrostem zagęszczenia gruntu. Natomiast wykres rozrzutu (ryc. 101) wskazuje na wprost proporcjonalną zależność tych dwóch parametrów.

Wartości tempa erozji wykorzystane w modelu pomierzone zostały przy tej samej wartości natężenia przepływu, zatem ten parametr nie warunkuje takiego rozprzestrzenienia pomiarów. Dlatego w kolejnym etapie w modelu uwzględniono uziarnienie gruntu (d_{50} , d_{90} [mm]) (ryc. 102).

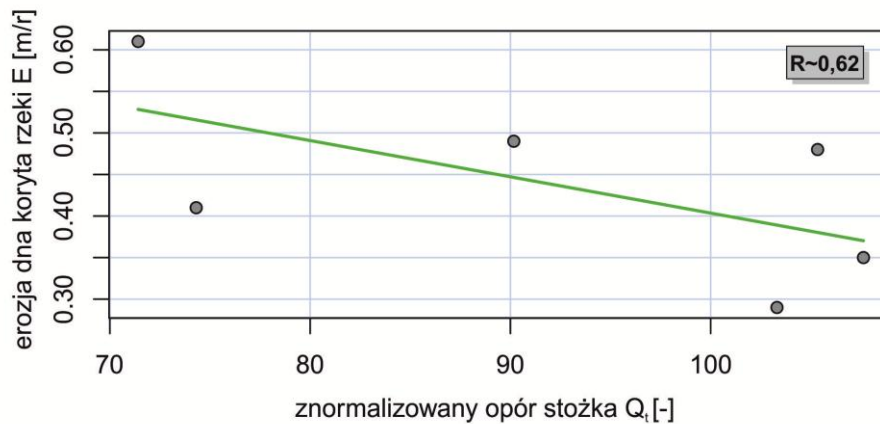
Zabieg ten pozwolił na wyjaśnienie występowania grup obserwacji widocznych na wykresie rozrzutu (ryc. 101). Dane charakteryzujące się dużym tempem erozji przy wysokich wartościach stopnia zagęszczenia gruntu reprezentują grunty o mniejszych ziarnach. Dlatego są szybciej erodowane.



Ryc. 102. Model tempa erozji dna koryta rzeki przy natężeniu przepływu 43,6 m³/s - model geologiczno-inżynierski (DPL)

7.8 Model oparty o wyniki modelu geologiczno-inżynierskiego (CPTU)

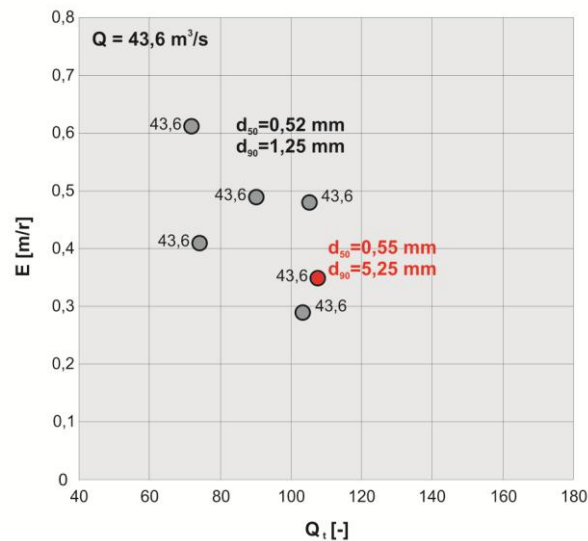
Wykres rozrzutu z danymi z modelu geologiczno-inżynierskiego wskazują na dobrą korelację między tempem erozji dna koryta rzeki oraz znormalizowanego oporu stożka (ryc. 103).



Ryc. 103. Wykres rozrzutu erozji dna koryta rzeki (E) i znormalizowanego oporu stożka (Q_t) - model geologiczno-inżynierski

Następnie do wykresu dodano wartości średnic charakterystycznych (ryc. 104) uzyskując model tempa erozji dna koryta rzeki przy natężeniu przepływu 43,6 m³/s. Należy

zaznaczyć dodatkowo, że w modelu tym nie uwzględniono jednego przekroju hydrologicznego, ponieważ nie był on objęty siatką modelu.



Ryc. 104. Model tempa erozji dna koryta rzeki przy natężeniu przepływu 43,6 m³/s - model geologiczno-inżynierski (CPTU)

Dane charakteryzują się podobnym uziarnieniem, za wyjątkiem jednej obserwacji, która posiada większe ziarna. Ta obserwacja cechuje się niższą wartością tempa erozji dna koryta rzeki w porównaniu do obserwacji powyżej, z którą posiadają zbliżoną wartość znormalizowanego oporu stożka.

7.9 Podsumowanie modeli tempa erozji dna koryta rzeki w oparciu o parametry testów in-situ

Przedstawione modele mają postać fizyczną. Pozwalają na jakościowo-warunkowe określanie tempa erozji. Biorąc pod uwagę model tempa erozji dna koryta rzeki w oparciu o profile sondowań dynamicznych, można stwierdzić, iż przy natężeniu przepływu równym około 43 m³/s dojdzie do erozji około 0,2 m/r materiału dennego o średnicy $d_{50} = 0,55$ mm jeżeli stopień zagęszczenia będzie mniejszy niż 0,5.

Jest to dosyć nieprecyzyjne stwierdzenie, dlatego w celu uzyskania dokładnego, bardziej kompleksowego modelu należy przeprowadzić analizy ilościowe przy zastosowaniu bardziej zaawansowanych technik statystycznych. Do prognozowania tempa erozji dna koryta rzeki niezbędne jest równanie wieloparametryczne. Takie równanie uzyskano z analizy regresji wielorakiej, której wyniki przedstawiono w podrozdziale 7.10.

Modele tempa erozji dna koryta rzeki uzyskano posługując się danymi bezpośrednio z profilów sondowań oraz z modeli geostatystycznych. W przypadku modelu uwzględniającego sondowania dynamiczne wartości stopnia zagęszczenia gruntu nie różnią się w istotny sposób w zależności od procedury ich uzyskania. Jest to związane z tym, że sondowania te były wykonywane na brzegach bezpośrednio przy przekrojach hydrologicznych. Natomiast wartości parametrów zaczerpniętych z profilów sondowań statycznych odbiegają w znaczny sposób od danych z modelu geostatycznego. Wynika to zapewne z mniejszej ilości sondowań i większej odległości od lokalizacji poszczególnych przekrojów hydrologicznych. Różnice te są widoczne zarówno na modelach (ryc. 98, 100, 102, 104) oraz w tabeli nr 4.

Tab. 4. Wartości parametrów uwzględnionych w modelach tempa erozji dna koryta rzeki

Przekrój	E [m/r]	I_D [-]	I_D [-] model	Q_t [-]	Q_t [-] model	d_{50} [mm]	d_{90} [mm]
12/7	0,05	0,35	0,39	159,06	-	0,55	5,25
12/6	0,35	0,26	0,42	121,81	107,63	0,55	5,25
12/1	0,48	0,51	0,56	77,95	105,34	0,52	1,25
12	0,61	0,52	0,55	65,48	71,41	0,52	1,25
11/5	0,41	0,51	0,54	74,98	74,31	0,52	1,25
11/4	0,49	0,56	0,56	68,42	90,17	0,52	1,25
11/3	0,29	0,56	0,58	72,51	103,31	0,52	1,25

Źródło: opracowanie własne

Przyjmowanie średnich wartości parametrów dla warstw gruntów może być więc obarczone dużymi błędami. Można to zaobserwować biorąc pod uwagę wartości znormalizowanego oporu stożka Q_t . Bardziej wiarygodne są wartości uzyskane z modelu geostatystycznego, ponieważ uwzględniają przestrzenne zróżnicowanie wartości znormalizowanego oporu stożka w oparciu o wszystkie sondowania.

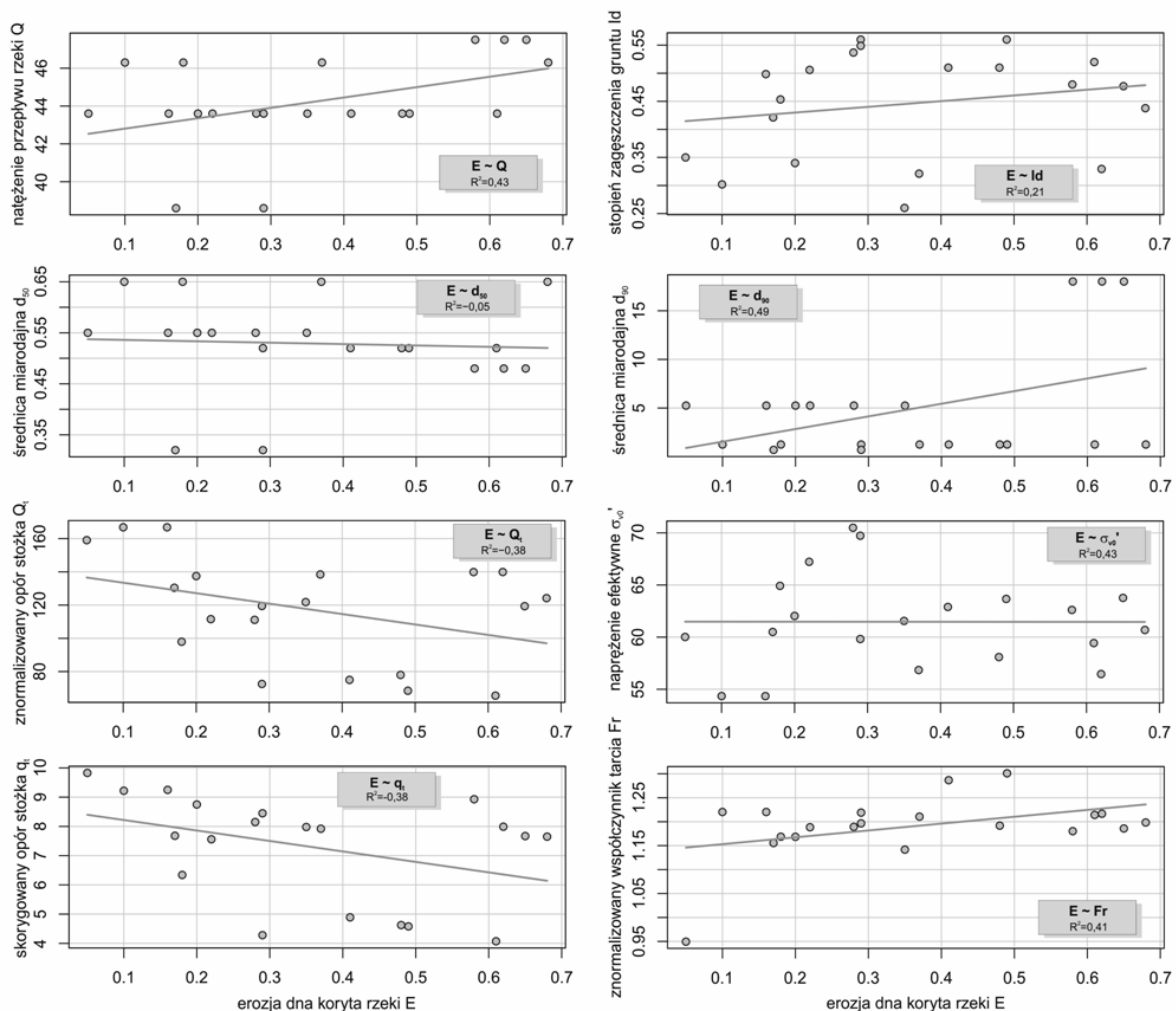
Rekomendowane, zatem jest używanie danych uzyskanych z modeli geostatystycznych do budowy modelu tempa erozji dna koryta rzeki, zakładając, że wyeliminujemy ograniczenia sprzętowe. Należy jednak zaznaczyć, iż w tym przypadku, modele te są oparte na ograniczonej liczbie danych terenowych.

7.10 Model regresji liniowej

Model regresji liniowej sporządzono w oparciu o niewielką ilość obserwacji. W związku z tym nie jest on jeszcze reprezentatywny i powinien być stosowany z ostrożnością do prognozowania tempa dna erozji dna koryta rzeki. Model ten został

przedstawiony w pracy, aby ukazać potencjał narzędzi statystycznych do prognozy procesów fizycznych. Analizie regresji poddano dane uzyskane z porównywania dwóch profili sondowań, pomijając dane z modeli geologiczno-inżynierskich. Wiąże się to z znacznie mniejszą ilością obserwacji z tych modeli.

Analizę regresji wielorakiej przeprowadzono zgodnie ze schematem przedstawionym na rycinie 49. W pierwszym kroku zatem ustalono logiczny związek wybranych parametrów z tempem erozji dna koryta rzeki oraz sprawdzono założenia metody (bez analizy reszt, którą wykonano przy weryfikacji modelu). Głównym założeniem metody jest liniowa zależność zmiennych niezależnych ze zmienną zależną. Przeanalizowano zatem wykresy rozrzutów dla poszczególnych parametrów hydrologicznych i geotechnicznych (zmiennie niezależne) (ryc. 105). Analiza ta pozwoliła już na wstępnie na odrzucenie niektórych parametrów, upraszczając model.



Ryc. 105. Zestawienie wykresów rozrzutów dla poszczególnych parametrów modelu regresji (ujemna wartość przy współczynniku determinacji oznacza odwrotnie proporcjonalną zależność)

Zakłada się, że tempo erozji dna koryta rzeki E jest wprost proporcjonalne do natężenia przepływu w rzece Q . Wartość współczynnika determinacji oraz nachylenie linii regresji pozwalają na poparcie tej tezy. Jednakże R^2 na poziomie 0,4 wskazuje na słabą korelację. Pozostałe parametry natomiast z logicznego punktu widzenia powinny być odwrotnie proporcjonalne do erozji dna koryta rzeki. Wyniki analizy korelacji nie są jednak tak jednoznaczne jak przypuszczano. Stopień zagęszczenia gruntu I_d , średnica miarodajna d_{90} , znormalizowany współczynnik tarcia F_r oraz naprężenia efektywne σ_{v0}' wykazują dodatnią korelację. Jest to niewątpliwie wynik zbyt małej liczby obserwacji. Znormalizowany opór stożka Q_t , skorygowany opór stożka q_t oraz średnica miarodajna d_{50} charakteryzują się natomiast ujemną korelacją.

Mając na uwadze powyższe do dalszej analizy regresji wytypowano następujące parametry: natężenie przepływu w rzece, średnicę miarodajną d_{50} , znormalizowany opór stożka oraz skorygowany opór stożka.

W drugim korku zbudowano model regresji liniowej w programie R, rozpoczynając od równania (29):

$$E = Q + d_{50} + Q_t + q_t \quad (29)$$

Otrzymano następujące wyniki:

Coefficients:					
	Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t)	
(Intercept)	-1.835759	0.625490	-2.935	0.010243	*
Q	0.073624	0.016907	4.355	0.000566	***
d50	-1.351634	0.459347	-2.943	0.010086	*
Qt	-0.002885	0.003266	-0.883	0.390923	
qt	-0.001122	0.056947	-0.020	0.984542	

 Signif. codes: 0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1

Residual standard error: 0.1352 on 15 degrees of freedom
 Multiple R-squared: 0.6259, Adjusted R-squared: 0.5261
 F-statistic: 6.274 on 4 and 15 DF, p-value: 0.003571

Następnie dokonano weryfikacji modelu. Biorąc pod uwagę p-wartość dla poszczególnych parametrów, hipotezę zerową o tym, że natężenie przepływu w rzece i średnica miarodajna d_{50} nie wpływają na tempo erozji dna koryta rzeki Warty można odrzucić. Opory stożków (zaznaczone na czerwono) natomiast w tym modelu nie mają istotnego wpływu na tempo erozji. Wynika to prawdopodobnie z wzajemnej korelacji obydwóch zmiennych. W związku z tym równanie regresji zredukowano o skorygowany opór stożka, pozostawiając znormalizowany opór stożka. Jest on bowiem parametrem, który dodatkowo uwzględnia naprężenia pionowe w podłożu gruntowym. Równanie (30) zyskało zatem następującą postać:

$$E = Q + d_{50} + Q_t \quad (30)$$

Otrzymano następujące wyniki:

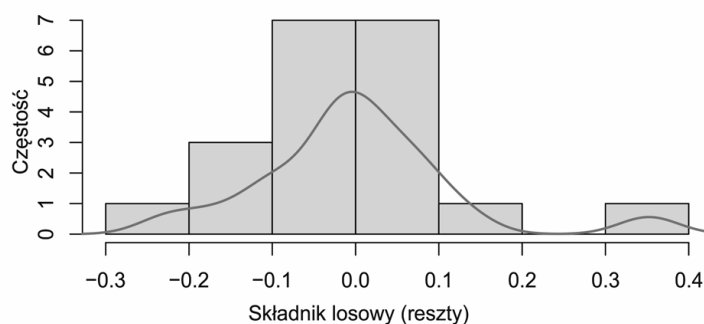
Coefficients:				
	Estimate	Std. Error	t value	Pr(> t)
(Intercept)	-1.8388440	0.5863497	-3.136	0.006379 **
Q	0.0736580	0.0162862	4.523	0.000347 ***
d ₅₀	-1.3504861	0.4411738	-3.061	0.007463 **
Q _t	-0.0029467	0.0009489	-3.105	0.006801 **

Signif. codes: 0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1

Residual standard error: 0.1309 on 16 degrees of freedom
Multiple R-squared: 0.6259, Adjusted R-squared: 0.5558
F-statistic: 8.923 on 3 and 16 DF, p-value: 0.001046

W tym modelu wszystkie uwzględnione parametry mają istotny wpływ na tempo erozji dna koryta rzeki Warty. Wartość współczynnika determinacji $R^2 = 0,56$, oznacza, że model wyjaśnia zmienność zmiennej zależnej w 56%. Taki wynik można uznać za zadawalający, zważywszy na małą liczbę obserwacji. Dodatkowo p-wartość jest istotnie mniejsza od 0,05 oraz F-wartość jest większa od wartości krytycznej.

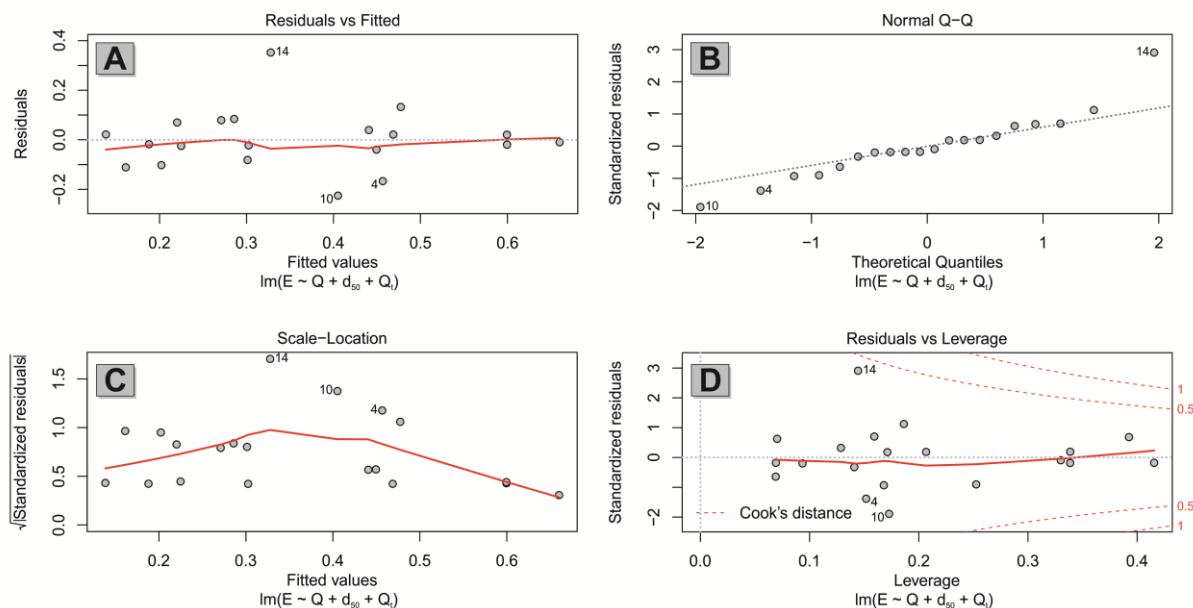
Po wstępnej weryfikacji modelu przeanalizowano składnik losowy (reszty). Jednym z założeń analizy regresji jest rozkład normalny reszt. Sprawdzone zatem to założenie wykonując histogram reszt (ryc. 106) oraz przeprowadzając test Shapiro-Wilka. Histogram wskazuje na rozkład zbliżony do normalnego.



Ryc. 106. Histogram wraz z linią gęstości dla składnika losowego (reszty)

Wyniki testu Shapiro-Wilka potwierdzają tę obserwację. P-wartość wynosi bowiem 0,1124. Wartość ta jest wyższa od 0,05, ale nieznacznie. Analiza regresji jest jednak odporna na niewielkie odstępstwa od normalności, zatem nie było konieczności odrzucenia modelu.

Następnie przestudiowano wykresy diagnostyczne modelu regresji (ryc. 107).



Ryc. 107. Wykresy diagnostyczne składników losowych (reszt)

Przedstawione wykresy obrazują spełnione założenia modelu:

- wykres A przedstawia zależność między dopasowanymi wartościami przez model a wartościami reszt. Składniki losowe mają średnią bliską 0 oraz ich wariancja jest jednorodna.
- wykres B przedstawia wykres kwantylowy dla rozkładu normalnego wraz z empirycznymi kwantylami dla standaryzowanych reszt. Punkty w większości układają się na prostej (szara przerywana linia). Obserwuje się zatem niewielkie odstępstwo od normalności reszt.
- wykres C ukazuje zależność pomiędzy dopasowanymi wartościami przez model, a pierwiastkiem standaryzowanych reszt. Podobnie jak na wykresie A, możemy stwierdzić jednorodność wariancji (z niewielkimi odstępstwami).
- wykres D pozwala na wykrycie nietypowych wartości. Obserwacje, które znajdują się za miarą Cooka większą od jedynki są uznawane za błędy pomiarowe lub wskazują na nieprawidłowy model. W tym przypadku wszystkie obserwacje mieszczą się w przedziale 0,5 miary Cooka.

W kolejnym kroku uzyskano parametry modelu:

(Intercept)	Q	d ₅₀	Q _t
-1.838844010	0.073657995	-1.350486123	-0.002946727

Model ma zatem postać (31):

$$E = 0,073657995 \cdot Q - 1,350486123 \cdot d_{50} - 0,002946727 \cdot Q_t - 1,838844010 \quad (31)$$

gdzie: E - tempo erozji [m/r],

Q - natężenie przepływu [m^3/s],

Q_t - znormalizowany opór stożka [-],

d_{50} - średnica miarodajna [mm].

Model ten zatem może stanowić narzędzie do określania orientacyjnej wartości tempa erozji dna koryta rzeki. W celu uzyskania dokładnego modelu należy wykonać więcej pomiarów np. w korycie laboratoryjnym.

8. Podsumowanie i wnioski

W rozprawie przedstawiono łączony model tempa erozji dna koryta rzeki nizinnej, opracowany na podstawie geostatystycznego modelu geologiczno-inżynierskiego oraz fizycznego modelu tempa erozji dna koryta rzeki.

Model geologiczno-inżynierski wykonano dla przestrzeni trójwymiarowej przy zastosowaniu technik geostatystycznych. Było to w pewnym stopniu innowacyjne podejście. W geotechnice oraz geologii inżynierskiej opis podłoża gruntowego ogranicza się do wyodrębnienia warstw geotechnicznych i przypisaniu im średnich wartości parametrów. Natomiast model 3D pozwala na wypełnienie całej przestrzeni gruntowej wartościami wybranych parametrów geotechnicznych z badań in situ. W pracy zastosowano różne metody interpolacji, spośród których wybrano najbardziej optymalną, czyli obraz podłoża gruntowego o najmniejszej wartości wariancji predykcji. Posłużono się różnymi rodzajami kriginu oraz metodą odwrotnych odległości. Przy czym w metodzie kriginu przeanalizowano zarówno proste, jak i złożone modele teoretyczne semiwariogramów. Wykonano dwa modele geologiczno-inżynierskie. Jeden wykorzystujący parametr sondowania dynamicznego - stopień zagęszczenia gruntu (I_D), drugi obejmujący znormalizowany opór stożka (Q_t), czyli parametr sondowania statycznego. Dane z najbardziej optymalnego modelu wykorzystano do budowy modelu łączonego tempa erozji dna koryta rzeki.

Występowanie w korytach rzecznych poniżej budowli piętrzących procesu wzmożonej erozji dennej, zagrażającej stabilności obiektów hydrotechnicznych i mostów podkreśla wagę zagadnień związanych z prognozą tego procesu. Zastosowanie parametrów geotechnicznych, a w szczególności parametrów sondowania statycznego do analizy tempa erozji dna koryta rzeki jest innowacyjnym i oryginalnym podejściem do tego problemu. Model fizyczny wykorzystujący dane z profilów sondowań dynamicznych uwzględnił stopień zagęszczenia gruntu (I_D), natężenie przepływu (Q) oraz średnice miarodajne (d_{50} , d_{90}). W modelu fizycznym, który sporządzono przy użyciu wyników sondowania statycznego, po wnikliwej analizie podstawowych parametrów tego sondowania, zamiast I_D posłużono się znormalizowanym oporem stożka (Q_t). W pierwszej kolejności skonstruowano modele z uśrednionych wartości parametrów z sondowań zlokalizowanych na brzegach Warty. Następnie dysponując danymi z modelu geologiczno-inżynierskiego stworzono łączony model tempa erozji dna koryta rzeki.

Ponadto wykonano również analizę regresji wielorakiej, dzięki której stworzono model regresji liniowej zależności tempa erozji od natężenia przepływu (Q), znormalizowanego oporu stożka (Q_t) oraz średnicy miarodajnej (d_{50}).

Podczas analizy możliwości wykorzystania modelu geologiczno-inżynierskiego do oceny tempa erozji dna koryta rzeki wykonano zatem następujące operacje:

- budowa geostatystycznego trójwymiarowego modelu geologiczno-inżynierskiego wykorzystując parametr sondowania dynamicznego (I_D) oraz sondowania statycznego (Q_t)
- konstrukcja modelu fizycznego tempa erozji dennej na podstawie porównania wartości parametrów z profilów sondowań statycznych oraz dynamicznych
- połączenie modelu fizycznego z modelem geologiczno-inżynierskim - model łączony

Rezultaty przeprowadzonych prac badawczych zatem wpisują się w interdyscyplinarne zastosowanie badań in situ gruntów oraz rozwiązywanie istotnych problemów inżynierii lądowej i wodnej. Przeprowadzone analizy pozwoliły na przyjęcie licznych wniosków. Do najważniejszych można zaliczyć następujące:

- Możliwe jest stworzenie modelu pozwalającego na predykcję tempa erozji dna rzeki nizinnej, wykorzystującego dane geologiczno-inżynierskie z badań polowych i laboratoryjnych oraz podstawowe parametry przepływu rzeki. Wykorzystanie takiego modelu wymaga jednak wykonania geostatystycznego modelu rozkładu wartości parametrów geotechnicznych podłoża w analizowanej przestrzeni.
- Analizy korelacji stopnia zagęszczenia gruntu oraz znormalizowanego oporu stożka z tempem erozji dna koryta rzeki wykazały potrzebę uwzględnienia dodatkowych czynników wpływających na erozję denną. W związku z tym w modelu tempa erozji uwzględniono natężenie przepływu oraz średnice miarodajne erodowanego osadu.
- Fizyczny model pozwolił na określenie dominującego wpływu natężenia przepływu na tempo erozji dna koryta rzeki przy wyższych wartościach ($Q > 47 \text{ m}^3/\text{s}$). Poniżej tej wartości natomiast znaczenie zyskują parametry charakteryzujące erodowany materiał.
- Umiejętne wykorzystanie analizy statystycznej pozwala na precyzyjne przypisanie wartości parametrów charakteryzujących podłoże wyerodowanym warstwom koryta rzeczno, nawet przy dysponowaniu niewielką liczbą badań.

- Zarówno dla sondowań dynamicznych oraz statycznych za najbardziej optymalną metodę interpolacji uznano metodę kriginu zwyczajnego. Metoda ta charakteryzowała się najmniejszą wariancją predykcji oraz wartościami parametrów najbardziej zbliżonymi do wartości pomierzonych.
- Wyniki interpolacji 3D nie odbiegały znacząco od interpolacji 2D. Obydwie techniki ukazały podobny rozkład wartości parametrów w płaszczyźnie. Jednakże, wartości uzyskane modelem 2D były wyższe, w przypadku stopnia zagęszczenia gruntu I_D o 0,1-0,2, a znormalizowanego oporu stożka Q_t około 20.
- Zastosowanie metody kriginu pozwoliło na obliczenie oraz wykonanie map wariancji predykcji. Narzędzie to może być pomocne do określania optymalnej liczby wykonanych badań. Po przekroczeniu optymalnej liczby badań wariancja predykcji będzie się niewiele zmniejszać. Wówczas wykonywanie większej liczby badań będzie ekonomicznie nieuzasadnione. Pozwoli to zatem na zminimalizowanie kosztów związanych z rozpoznaniem podłoża gruntowego.
- Wykorzystanie kriginu warunkowego pozwala na określenie prawdopodobieństwa występowania wartości mniejszych niż wprowadzona wartość progowa danego parametru. Jest to zatem bardzo użyteczne narzędzie do określania stref o gorszych właściwościach geologiczno-inżynierskich, które może mieć zastosowanie przy posadawianiu obiektów budowlanych lub określania stref bardziej podatnych na erozję dna koryta rzeki. Umożliwia zatem analizę ryzyka, która pozwoli na oszacowanie negatywnego wpływu erozji dennej.
- Modele geostatystyczne wykorzystujące metodę kriginu wymagają każdorazowo indywidualnego podejścia. Niezbędne jest dokładne dopasowanie modelu teoretycznego do semiwariogramu empirycznego. Dodatkowo kluczowe są również parametry kriginu, takie jak n_{max} oraz $maxdist$. Odpowiednie dobranie wartości tych parametrów wymaga doświadczenia i znajomości opisywanego środowiska.
- Wykonana estymacja przy zastosowaniu modeli teoretycznych prostych oraz złożonych nie wpłynęło w znacznym stopniu na wyniki predykcji. Jest to związane z niewielkim zróżnicowaniem semiwariogramów empirycznych,

dla których wprowadzenie dodatkowego modelu tylko nieznacznie poprawiało model teoretyczny prosty. Przy innych danych zabieg ten może okazać się niezbędny.

- Zastosowanie regresji wielorakiej pozwala na ocenę wpływu poszczególnych parametrów sondowań dynamicznych oraz statycznych na tempo erozji dna koryta rzeki. Mimo, iż analiza regresji wielorakiej w ramach niniejszych badań, wykonana została na nielicznych danych terenowych, które mogą charakteryzować się pewnymi niedokładnościami, uzyskano zadowalające wyniki. Eliminując nieistotne parametry uzyskano model wyjaśniający zróżnicowanie tempa erozji dna koryta rzeki w 56%. Przy takiej liczbie obserwacji jest to wysoka wartość współczynnika determinacji. Najbardziej istotnymi parametrami okazały się: natężenie przepływu Q , średnica miarodajna d_{50} oraz znormalizowany opór stożka Q_t .
- Dane użyte do łączonego modelu tempa erozji dennej różnią się w pewnym stopniu od modelu fizycznego. W rozprawie, największe rozbieżności zaobserwowano w przypadku sondowań statycznych pomiędzy wartościami Q_t .

W przypadku tworzenia nowego modelu proponuje się następującą procedurę badania zależności pomiędzy właściwościami geologiczno-inżynierskimi gruntów, a tempem erozji dna koryta rzeki:

- analiza danych przestrzennych (rozmieszczenie punktów badawczych, wykorzystywane parametry geotechniczne oraz hydrauliczne)
- analiza korelacji parametrów geotechnicznych i hydraulicznych z tempem erozji
- budowa modelu fizycznego tempa erozji dna koryta rzeki
- wykonanie semiwariogramów empirycznych kierunkowych oraz dopasowanie modelu teoretycznego
- wybór metody interpolacji oraz zagęszczenie siatki obliczeniowej
- wykonanie trójwymiarowego modelu geologiczno-inżynierskiego
- wyodrębnienie danych z modelu geologiczno-inżynierskiego, przypisując je do wyerodowanych warstw
- budowa modelu łączonego tempa erozji dna koryta rzeki oraz analiza regresji wielorakiej.

9. Perspektywa dalszych badań

Na podstawie przeprowadzonych badań oraz interpretacji nie można rozstrzygnąć wszystkich problemów związanych z modelowaniem trójwymiarowym ośrodka gruntowego oraz prognozowaniem tempa erozji dna koryta rzeki. Obszar przyszłych dociekań można zatem podzielić na dwie płaszczyzny.

Pierwsza dotyczy modelowania trójwymiarowego. Wiele możliwości w tej dziedzinie dają inne rodzaje kriginu, np. krigin miękki, który wykorzystuje prawdopodobne wartości parametrów w miejscu nieopróbowanym. Dodatkowo warto przeanalizować modele oparte na prawdopodobieństwie zdarzeń np. podejście bayesowskie. Wnioskowanie w tym podejściu opiera się na właściwościach prób oraz wiedzy dotyczącej badanego zjawiska.

Druga odnosi się do prognozowania tempa erozji dna koryta rzeki. Analiza regresji wielorakiej ma duży potencjał, pod warunkiem dysponowania pokaznym zbiorem danych. W tym celu niezbędne byłoby zbadanie procesu erozji przy różnych warunkach przepływu oraz gruntowych. Dokładne pomiary tempa erozji oraz parametrów ośrodka gruntowego i przepływu są możliwe do wykonania w korycie laboratoryjnym.

Bibliografia

1. Ahmad M.F., Dong P., Mamat M., Wan Nik W.B., Mohd M.H., 2011: The critical shear stress for sand and mud mixture. *Applied Mathematical Science*, 5(2): 53-71
2. Akpokodje E.G., 1987: The engineering-geological characteristics and classification of the major superficial soils of the Niger Delta. *Engineering Geology*, 23: 193-211
3. Akpokodje E.G., 1989: Preliminary studies on the geotechnical characteristics of the Niger delta subsoils. *Engineering Geology*, 26: 247-259
4. Allen J.R.L., 1963: The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology*, 2: 93-114
5. Allen J.R.L., 1965: A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, 5: 89-191
6. Allen J.R.L., 1968: Current ripples, North Holland, Amsterdam
7. Allen J.R.L., 1970: Physical processes of sedimentation. Allen and Unwin, London
8. Allen J.R.L., 1984: Sedimentary structures: their character and physical basis. Elsevier, Amsterdam
9. Allen P.A., 2000: Procesy kształtujące powierzchnię Ziemi, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa
10. Ashmore P.E., 1991: How do gravel-bed rivers braid? *Can. J. Earth Sci.*, 28: 326-341
11. Babiński Z., 2002: Wpływ zapór na procesy korytowe rzek aluwialnych, Wydawnictwo Akademii Bydgoskiej im. Kazimierza Wielkiego, Bydgoszcz
12. Babiński Z., 2007: Erozja wgłębna poniżej zbiorników wodnych na przykładzie wybranych zapór świata. *Nauka Przyroda Technologie*, 1 (2): 1-8
13. Babkin V.I., 2009: Origin and evolution of river system, [w:] Dooge J.C.I. [red.], Fresh surface water, Wydawnictwo EOLSS, UK
14. Barrell J., 1912: Criteria for the recognition of ancient delta deposits. *Geol Soc Am Bull.*, 23: 377-446
15. Bersier A., 1948: Les sedimentation rythmiques synorogeniques dans l'avant-fosse molassique alpine. *18th international geological congress*, IV: 83-93
16. Blondeaux p., Seminara G., 1985: A unified bar-bend theory of river meanders. *J. Fluid Mech.*, 157: 449-470
17. Bormann N.E., Julien P.Y., 1991: Scour downstream of grade-control structures. *Journal of Hydraulic Engineering*, 117 (5): 579-594

18. Briaud J.L., Ting F., Chen H.C., Cao Y., Han S.W., Kwak K., 2001: Erosion Function Apparatus for Scour Rate Predictions. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 127 (2): 105-113
19. Briaud J.L., Chen H.C., Nurtjahyo Y.Li.P., Wang J., 2003: Complex pier scour and contraction scour in cohesive soils. National Cooperative Highway Research Program
20. Briaud J.L., 2008: Case Histories in Soil and Rock Erosion: Woodrow Bridge, Brazos River Meander, Normandy Cliffs, and New Orleans Levees. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 134(10): 1425-1447
21. Bridge J.S., Diemer J.A., 1983: Quantitative interpretation of an evolving ancient river system. *Sedimentology*, 30: 599-623
22. Bridge J.S., Lunt I.A., 2006: Depositional models of braided rivers, [w:] Braided Rivers: Process, Deposits, Ecology and Management, IAS Spec. Publ., 36: 11-50
23. Brierley G.J., Hickin E.J., 1991: Channel planform as a non-controlling factor in fluvial sedimentology: the case of the Squamish River floodplain, British Columbia. *Sediment Geol.*, 75: 67-83
24. Brierley G.J., 1996: Channel morphology and element assemblages: a constructivist approach to facies modelling. *Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy*, 263-298
25. Brooker P., 1985: Two-dimensional simulations by turning bands. *Math. Geology*, 17 (1): 81-90
26. Bucher W.H., 1919: On ripples and related sedimentary surface forms and their paleogeographic interpretation. *Am. J Sci.*, 47: 149-210, 241-269
27. Calcagno P., Chiles J.P., Courrioux G., Guillen A., 2008: Geological modelling from field data and geological knowledge. Part I. Modelling method coupling 3D potential-field interpolation and geological rules. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 171: 147-157
28. Chamberlin T.C., Salisbury R.D., 1909: *Geology: processes and their results*, Murray, London
29. Ciuk E., 1970: Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Niziu Polskiego. *Kwart. Geol.*, 14: 4
30. Coleman J.M., 1969: Brahmaputra river: channel processes and sedimentation. *Sediment. Geology*, 41: 37-54
31. Cressie N., 1990: Origins of Kriging. *Mathematical Geology*, 22 (3): 239-252

32. Czyż J., Forysiak J., Kamiński J., Klatkova H., 2008: Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50000. Arkusz 587 Dobra, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
33. D'Agostino V., Ferro V., 2004: Scour on alluvial bed downstream of grade-control structures. *Journal of hydraulic engineering*, 130 (1): 24-36
34. Dana J.D., 1862: Manual of geology, Ivison, Blakeman and Taylor, New York
35. Darwin G.H., 1883: On the formation of ripple marks. *R Soc Lond Proc*, 36: 18-43
36. Davis W.M., 1898: Physical geography, Ginn, Boston
37. Davis W.M., 1899: The geographical cycle. *Geogr J*, 14: 481-504
38. Desloges J.R., Church M., 1989: Wandering gravel-bed river. *Canadian Geographer*, 33: 360-364
39. Dong M., Neukum Ch., Hu H., Azzam R., 2015: Real 3D geotechnical modeling in engineering geology: a case study from the inner city Aachen, Germany. *Bull Eng Geol Environ*, 74: 281-300
40. Drew F., 1873: Alluvial and lacustrine deposits and glacial records of the Upper-Indus Basin. *Q J Geol Soc. Lond.*, 29: 441-471
41. Dysarz T., Wicher-Dysarz J., 2013: Analysis of flow condition in the Stare Miasto reservoir taking into account sediment settling properties. *Annu. Set Environ. Prot.* 15: 584-605.
42. Dzieduszyńska D., Kittel P., 2012: Basen uniejowski-historia i stan badań paleogeograficznych w Uniwersytecie Łódzkim. *Biuletyn Uniejowki*, 1:189-203
43. Einstein H.A., 1950: The bed-load function for sediment transportation in open channel flows, US Department of Agriculture, Washington
44. Epry C., 1913: Ripple marks. *Annual report of the Smithsonian Institution*, 307-318
45. Everest R., 1832: A quantitative study of stream transportation. *J Asiatic Soc Bengal*, I: 238-240
46. Falkowski T., Górka M., 2009: Struktury sedymentacyjne współczesnych osadów rzecznych i ich przydatność w projektach zagospodarowania dolin na Niziu Polskim. *Nauka Przyroda Technologie*, 3 (3): 1-8
47. Fisk H.N., 1944: Geological investigation of the alluvial valley of the lower Mississippi River, Mississippi River Commission, Vicksburg, Mississippi
48. Fisk H.N., 1947: Fine-grained alluvial deposits and their effect on Mississippi River activity, Mississippi River Commission, Vicksburg, Mississippi

49. Folk R.L., Ward W.C., 1957: Brazos River bar, a study in the significance of grain size parameters. *J Sediment Petrol.*, 27: 3-26
50. Forysiak J., 1994: Adamów-Smulsko. Deformation structures at the top of the Wartian till, INQUA-SEQA Symposium: The Cold Warta Stage - Lithology, Palaeogeography, Stratigraphy, Excursion Guide Book, Łódź
51. Forysiak J., Miotk-Szpiganowicz G., Petera J., 1999: Geologic setting and palynologic examination of the Vistulian sediments at Koźmin near Turek, central Poland. *Geol. Quart.*, 43(1): 85-98
52. Forysiak J., 2005: Rozwój doliny Warty między Burzeninem i Dobrowem po zlodowaceniu Warty. *Acta. Geogr. Łódź*
53. Fouquet Ch., 1994: Reminders on the Conditioning Kriging, [w:] Armstrong M., Dowd P.A. [red.], *Geostatistical simulations*, Kluwer Academic Publisher, Holandia
54. Franke R., 1982: Scattered Data Interpolation: Tests of some methods. *Mathematics of computation*, 38 (157): 181-200
55. Galloway W.E., 1981: Depositional architecture of Cenozoic Gulf Coastal plain fluvial systems, [w:] Ethridge F.G., Flores R.M. [red.], *Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration. Soc Econ Paleontol Mineral Spec Publ.*, 31: 127-155
56. Geikie A., 1882: *Text book of geology*, Macmillan, London
57. Gębica P., Sokołowski T., 1999: Catastrophic geomorphic processes and sedimentation in the Vistula valley between the Dunajec and Wisłoka mounts during the 1997 flood, S Poland. *Quatern. Stud. in Poland*, special issue: 253-261
58. Gibling M.R., Nanson G.C., Maroulis J.C., 1998: Anastomosing river sedimentation in the Channel Country of central Australia. *Sedimentology*, 45: 595-619
59. Gilbert G.K., 1884: Ripple marks. *Science*, 3: 375-376
60. Gilbert G.K., 1899: Ripple marks and cross-bedding. *Geol Soc Am Bull.*, 10: 135-140
61. Gilbert G.K., 1914: The transportation of debris by running water. *US Geological Survey professional paper*, 86
62. Grabau A.W., 1907: Types of cross- bedding and their stratigraphic significance. *Science*, 25: 295-296
63. Grabowski R., Droppo I.G., Wharton G., 2011: Erodibility of cohesive sediment: The importance of sediment properties. *Earth-science Reviews*, 105: 101-120
64. Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1986: *Zarys sedymentologii*, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa

65. Graf W.H., 1988: Definitions of floodplains along arid-region rivers, [w:] *Flood Geomorphology*, Wiley, N.Y.
66. Griffith W.M., 1927: A theory of silt and scour. *Institute of Civil Engineers Proceedings*, Tulsa, Oklahoma, 223-314
67. Gronkowska-Krystek B., Lisicki S., 1998: Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Dobra (587), Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa
68. Guven A., Gunal M., 2008: Prediction of scour downstream of grade-control structures using neural networks. *Journal of hydraulic engineering*, 134 (11), 1656-1660
69. Hack R., Orlic B., Ozmutlu S., Zhu S., Rengers N., 2006: Three and more dimensional modelling in geo-engineering. *Bull Eng Geol Env*, 65: 143-153
70. Hämmerling M., Zawadzki P., Przedwojski B., 2007: Rozkład prędkości w dolnym stanowisku budowli piętrzącej. *Nauka Przyroda Technologie*, 1 (2): 1-9
71. Hämmerling M., 2011: Prognozowanie zmian erozyjnych dna koryta rzeki poniżej budowli piętrzących, Rozprawa Doktorska
72. Hämmerling M., Wierzbicki M., Walczak N., Zawadzki P., Mazur R., 2014: Badania zmian geometrii wybojów lokalnych poniżej progów stabilizujących na rzece Warcie. *Nauka Przyroda Technologie*, T8, 4(59):1-13
73. Hämmerling M., Walczak N., Zawadzki P., 2016: Wpływ zbiornika Jeziorsko na proces erozji podłużnej na dolnym odcinku Warty od zapory czołowej do miejscowości Uniejów. *Gospodarka Wodna*, 9: 299-303
74. Happ S.C., Rittenhouse G., Dobson G.C., 1940: Some principles of accelerated stream valley sedimentation. *US Department of Agriculture*, technical bulletin, 695
75. Harms J.C., Fahnestock R.K., 1965: Stratification, bed forms, and flow phenomena (with an example from the Rio Grande), [w:] Middleton G.V. [red.] *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Soc Econ Paleontol Mineral Spec Publ.*, 12: 84-115
76. Hemyari P., Nofziger D.L., 1987: Analytical solution for punctual kriging in one dimension. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51: 268-269
77. Hjulström F., 1935: Studies in the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. *Geol Inst Uppsala Bull.*, 25: 221-528
78. Hooke R.L., 1975: Distribution of sediment transport and shear stress in a meander bend. *J. Geol.*, 83: 543-565

79. Humphreys A.A., Abbot H.L., 1861: Report upon the physics and hydraulics of the Mississippi. *US Army Corps of Topographical Engineers*, professional paper 4
80. Hutton J., 1795: Theory of the earth, Engelmann, Wheldon and Wesley, Weinheim
81. Jacobs W., Le Hir P., Van Kesteren W., Cann P., 2011: Erosion threshold of sand-mud mixtures. *Continental Shelf Research*, 31: S14-S25
82. Jamieson T.F., 1860: On the drift and rolled gravel of the North of Scotland. *Q J Geol Soc Lond*, 16: 347-371
83. Jeffreys H., 1929: On the transport of sediment by streams. *Cambr Philos Soc Proc.*, 25: 272-276
84. Jones N.L., Wright S.G., 1993: Subsurface characterization with solid models. *J. Geotechnics Eng.*, 119: 1823-1839
85. Jopling A.V., 1975: Early studies on stratified drift, [w:] Jopling A.V., McDonald B.C. [red.], Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. *Soc Econ Paleontol Mineral Spec Publ.*, 23: 4-21
86. Kennedy R.G., 1895: The prevention of silting in irrigation canals. *Inst Civil Eng.*, 119: 281-290
87. Kindle E.M., 1917: Recent and fossil ripple marks. *Geological Survey of Canada, museum bulletin*, 25
88. King W.S.H., 1916: The nature and formation of sand ripples and dunes. *Geogr J.*, 46: 189-209
89. Klimaszewski M., 1995: Geomorfologia, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa
90. Knapen A., Poesen J., Govers G., Gyssels G., Nachtergaele J., 2007: Resistance of soils to concentrated flow erosion: A review. *Earth-Science Reviwers*, 80: 75-109
91. Kondracki J., 2009: Geografia regionalna Polski, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa
92. Krige D.G., 1951: A statistical approach to some basic mine valuation problems on the Witwaterland. *Journal Chem. Metali. Min. Sc. South Africa*, 52: 119-139
93. Krige D.G., 1976: Some basic considerations in the application of geostatistics to gold ore valuations. *J.S. Afr. Inst. Min. Metall.*, 76: 383-391
94. Krige D.G., 1977: Applications of statistics and geostatistics in ore valuation in South Africa, Australian Mineral Foundation, Adelaide
95. Krige D.G., 1978: Lognormal-de Wijsian geostatistics for ore evaluation, South African Institute od Mining and Metallurgy Monograph Series, Johannesburg

96. Krige D.G., Guarascio M., Camisiani-Calzolari F.A., 1989: Early South African geostatistical techniques in today's perspective, [w:] Amstrong M. [red.], Geostatistics, Kluwer Academic Publisher, Amsterdam
97. Krumbein W.C., 1934: Size frequency of sediments. *J Sediment Petrol.*, 4: 65-77
98. Krzemiński T., 1974: Geneza młodoplejstoczeńskiej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej Warty. *Acta Geogr. Lodz.*, 33.
99. Larsen R., 2008: Erosion Function Apparatus. *Journal of Undergraduate Research*, 6: 51-56
100. Lane E.W., 1935: Stable channels in erodible materials. *Trans Am Soc Civil Eng.*, 63: 123-142
101. Leopold L.B., Maddock T. Jr., 1953: The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. *US Geological Survey*, professional paper 252
102. Leopold L.B., Wolman M.G., 1957: River channel patterns: braided, meandering and straight. *US Geol. Surv. Prof. Paper*, 282A: 1-85
103. Lunne T., Robertson P.K., Powell J., 1997: Cone penetration testing in geotechnical practice, E&FN Spon, London
104. Lyell C., 1830: Principles of geology, Murray, London
105. Lyle W.M., Smerdon E.T., 1965: Relation of compaction and other soil properties to erosion resistance of soils. *Transactions of the ASAE*, 8: 419-422
106. Magilligan F.J., Gomez B., Mertes L.A.K., Smith L.C., Smith N.D., Finnegan D., Gavin J.B., 2002: Geomorphic effectiveness, sandur development, and the pattern of landscape response during jökulhlaups: Skeidararsandur, SE Iceland. *Geomorphology*, 44: 95-113
107. Makaske B., 1998: Anastomosing rivers. Forms, processes and sediments. *Nederlandse Geograf. Studies*, 249: 1-285
108. Mason P.J., Arumugan K., 1985: Free jet scour below dams and flip buckets. *Journal of hydraulic engineering*, 111 (2): 220-235
109. Matheron G., 1971: The theory of regionalized variables and its Applications, Les Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique de Fontainebleau, nr 5, Ecole Nationale Supérieure' des Mines de Paris
110. McGowen J.H., Garner L.E., 1970: Physiographic features and stratification types of coarse grained point bars: modern and ancient examples. *Sedimentology*, 14: 77-111
111. McKee E.D., 1938: Original structures in Colorado River flood deposits of Grand Canyon. *J. Sediment Petrol.*, 8: 77-83

112. McKee E.D., 1939: Some types of bedding in the Colorado River delta. *J. Geol.*, 47: 64-81
113. McKee E.D., Crosby E.J., Berryhill H.L., 1967: Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965. *J. Sediment. Petrol.*, 37: 829-851
114. Melton F.A., 1936: An empirical classification of floodplain streams. *Geogr Rev.*, 26: 593-609
115. Miall A.D., 2006: The geology of fluvial deposits. *Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*, Springer, Berlin
116. Middleton G.V., 1965. Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. *Soc Econ Paleontol Mineral Spec Publ.*, 12
117. Middleton G.V., 1976: Hydraulic interpretation of sand size distribution. *J. Geol.*, 7: 253-272
118. Middleton G.V., 1977: Introduction - progress in hydraulic interpretation of sedimentary structures, [w:] Middleton G.V. [red.], *Sedimentary process: hydraulic interpretation of primary sedimentary structures*. Soc. Bean Paleontol Mineral Repr Ser 3: 1-15
119. Migoń P., 2008: *Geomorfologia*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa
120. Miller G.H., Andrews J.T., Short S.K., 1977: The last interglacial/glacial cycle, Clyde Foreland, Baffin Island, N.W.T.: stratigraphy, biostratigraphy, chronology. *Can. J. Earth Sci.*, 14: 2829-2857
121. Mitchener H., Torfs H., 1996: Erosion of mud/sand mixtures. *Costal Engineering*, 29: 1-25.
122. Młynarczyk Z., 1996: Transport materiału piaszczystego w korycie rzeki meandrującej i krętej (na przykładzie środkowej Proсны). *Acta Quaternaria*, 1: 1-94
123. Młynarek Z., Tschuschke W., Wierzbicki J., 1997: Klasyfikacja gruntów podłoża budowlanego metodą statycznego sondowania, [w:] *Materiały XI Krajowej Konferencji Mechaniki Gruntów i Fundamentowania*, Gdańsk, 119-127
124. Młynarek Z., Wierzbicki J., Wołyński W., 2005: Use of cluster method for in situ tests. *Stud. Geotech. Mech.* 27, 3/4: 16-27
125. Młynarek Z., Wierzbicki J., Wołyński W., 2007: An approach to 3d subsoil model based on CPTU results, [w:] Cuellar i in. [red.], *Geotechnical Engineering in Urban Enviornments*, V, Vol. 3, Millpress, Rotterdam
126. Nagata N., Hosoda T., Muramoto Y., 2000: Numerical analysis of river channel processes with bank erosion. *Journal of hydraulic engineering*, 126 (4): 243-252

127. Namysłowska-Wilczyńska B., 1995: Wybrane metody symulacji geostatystycznej, [w:] Komputerowe wspomaganie badań naukowych, Oficyna Wydawnicza Sudety, Wrocław
128. Namysłowska-Wilczyńska B., 2006: Geostatystyka. Teoria i zastosowanie, Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, Wrocław
129. Nowacki K., 1995: Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50000. Arkusz 551 Dąbie. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
130. Nowosad J., 2016: Geostatbook: Geostatystyka w R. Online: <https://bookdown.org/nowosad/Geostatystyka/>
131. Olsen R.S., 1984: Liquefaction analysis using the cone penetrometer test, [w:] Proc. of the 8th World Conference on Earthquake Engineering, San Francisco, 3: 247-254
132. Ord J.K., 1983: Kriging entry, [w:] Kotz S., i Johnson N., [red.], Encyclopedia of statistical sciences, Wiley, N.Y.
133. Owens J.S., 1908: Experiments on the transporting power of sea currents. *Geogr J.*, 31: 415-420
134. Panagiotopoulos I., Voulgaris G., Colins M.B., 1997: The influence of clay on the threshold of movement of fine sandy beds. *Coastal Engineering*, 32 (1): 19-43
135. Petera J., 2006: Problem pozycji stratygraficznej zastoiska koźmińskiego (Kotlina Kolska, Polska Środkowa), XIII Konferencja "Stratygrafia plejstocenu Polski", Maróz, 4-8 września 2006
136. Petera-Zaganiacz J., Forysiak J., 2012: Historia rozwoju doliny Warty w basenie uniejowskim. *Biuletyn Uniejowski*, 1:23-41
137. Pettijohn F.J., 1962: Paleocurrents and paleogeography. *Am Assoc Petrol Geol Bull.*, 46: 1468-1493
138. Pisarczyk S., 2001: Gruntoznawstwo inżynierskie, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa
139. PN-B-04481:1988: Grunty budowlane - Badania próbek gruntu.
140. PN-B-02481:1998: Geotechnika - Terminologia podstawowa, symbole literowe i jednostki miar.
141. PN-B-04452:2002: Geotechnika - Badania polowe.
142. Potter P.E., Pettijohn F.J., 1963: Paleocurrents and basin analysis, Academic, New York
143. Powell J.W., 1875: Exploration of the Colorado River of the West, Washington

144. Przedwojski B., 1998: Morfologia rzek i prognozowanie procesów rzecznych, Wydawnictwo Akademii Rolniczej im. Augusta Cieszkowskiego w Poznaniu, Poznań
145. Przedwojski B., Wicher-Dysarz J., Wierzbicki M., Dysarz T., 2005: Dynamics of erosion process in the Warta River bed downstream of the Jeziorsko reservoir. *Roczniki Akademii Rolniczej w Poznaniu*, CCCLXV(26): 325-338
146. Przedwojski B., Wierzbicki M., 2007: Skutki działania progów stabilizacyjnych w korycie Warty poniżej zbiornika Jeziorsko. *Nauka Przyroda Technologie*, T1, 2(30): 219-228
147. Raynov S., Pechinov D., Kopaliani Z., 1986: River response to hydraulic structures, [w:] Hey R.D. [red.], International Hydrological Programme, Paryż
148. Rdzany Z., 2009: Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia Warty w rejonie łódzkim, Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego. Łódź
149. Reade T.M., 1884: Ripple marks in drift in Shropshire and Cheshire. *Q J Geol Soc Lond*, 40: 267-269
150. Reiche P., 1938: An analysis of cross-lamination: the Coconino Sandstone. *J Geol*, 46: 905-932
151. Robertson P.K., 2009: Interpretation of cone penetration tests-a uniform approach. *Canadian Geotechnical Journal*, 46(11): 1337-1355
152. Rubey W.W., Bass N.W., 1925: The geology of Russell County, Kansas. *Kansas State Geol Surv Bull*, 10: 1-86
153. Sagoe K-MO., Visher G.S., 1977: Population breaks in grain size distributions of sand - a theoretical model. *J Sediment Petrol.*, 47: 285-310
154. Sen A., Srivastava M., 1990: Regression Analysis - Theory, Methods, and Applications, Springer-Verlag, NY
155. Schumm S.A., 1963. A tentative classification of alluvial river channels. *US Geol Surv Circ.*, 477
156. Schumm S.A., 1972: River morphology, Benchmark papers in geology, Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pennsylvania
157. Schumm S.A., Khan H.R., 1972: Experimental study of channel patterns. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83: 1755-1770
158. Shepard D., 1968: A two-dimensional Interpolation Function for Irregularly Spaced Data. *Proc. 23rd Nat. Conf. ACM*, 517-523

159. Shields A.F., 1936: Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement. *Mitteilungen der Preussischen Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau*, 26: 5–24
160. Simons D.B., Richardson E.V., 1961: Forms of bed roughness in alluvial channels. *Am Soc Civil Eng Proc.*, 87: 87-105
161. Simons D.B., Richardson E.V., Nordin C.F. Jr., 1965: Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels, [w:] Middleton G.V. [red.], Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. *Soc Econ Paleontol Mineral Spec Publ.*, 12: 34-52
162. Smaga A., 2013: Analiza przestrzennego zróżnicowania parametrów geotechnicznych w aspekcie erozji koryta rzeki Warty poniżej zbiornika Jeziorsko, [w:] Bzówka J. [red.] Aktualne badania i analizy z inżynierii lądowej, Wydawnictwo Politechniki Śląskiej, Gliwice
163. Smaga A., 2014: Model tempa erozji podłoża niespoistego, [w:] Bzówka J. [red.] Wiedza i eksperymenty w budownictwie, Wydawnictwo Politechniki Śląskiej, Gliwice
164. Smaga A., 2015: Prognozowanie erozji wgłębnej poniżej budowli hydrotechnicznych, [w:] Bzówka J. [red.], Współczesny stan wiedzy w inżynierii lądowej, Wydawnictwo Politechniki Śląskiej, Gliwice
165. Smaga A., 2015: Analysis of prognosis of lowland river bed erosion based on geotechnical parameters. *Studia Geotechnica et Mechanica*, 37(4): 57-63
166. Smerdon E.T., Beasley R.P., 1959: The tractive force theory applied to stability of open channels in cohesive soils. *Agricultural Experiment Station University of Missouri Research Bulletin*, 715
167. Smith N.D., McCarthy T.S., Ellery W.N., Merry C.I., Rütther H., 1997: Avulsion and anastomosis on the panhandle region of the Okavango Fan, Botswana. *Geomorphology*, 20: 49-65
168. Sokołowska M., 2010: Zmienność stopnia zagęszczenia w profilach aluwiów na przykładzie doliny Sierpienicy. *Prace Instytutu Techniki Budowlanej - Kwartalnik*, 4 (156): 3-13
169. Sokołowska M., 2013: Ustalanie modelu geotechnicznego podłoża w piaskach rzecznych. *Budownictwo i inżynieria środowiska*, 4: 69-78

170. Sorby H.C., 1852: On the oscillation of the currents drifting the sandstone beds of the southeast of Northumberland, and on their general direction in the coalfield in the neighbourhood of Edinburgh. *Proc West Yorkshire Geol Soc.*, 3: 232-240
171. Stanisław A., 2007: Przystępny kurs statystyki z zastosowaniem STATISTICA PL na przykładach z medycyny. Tom 2. Modele liniowe i nieliniowe, StatSoft, Polska Kraków
172. Stankowska A., Stankowski W., 1988: Maximum extent of the Vistulian Ice Sheet in the vicinity of Konin, Poland: a geomorphological, sedimentological and radiometric evidence. *Geogr. Polonica*, 55: 141-150
173. Stytz M.R., Parrott R.W., 1993: Using kriging for 3D medical imaging. *Computerized Medical Imaging and Graphics*, 17 (6): 421-442
174. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50000 Arkusz 587 Dobra, 2004: Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa
175. Szkic geomorfologiczny w skali 1:100000. Arkusz 587 Dobra, 2008. Ministerstwo Środowiska, Warszawa
176. Tonini A., Guastaldi E., Massa G., Conti P., 2008: 3D geo-mapping based on surface data for preliminary study of underground works: a case study in Val Topina (Central Italy). *Engineering geology*, 99: 61-69
177. Touch S., Likitlersuang S., Pipatpongsa T., 2014: 3D geological modelling and geotechnical characteristics of Phnom Penh subsoils in Cambodia. *Engineering Geology*, 178: 58-69
178. Udden J.A., 1914: Mechanical composition of clastic sediments. *Geol Soc Am Bull.*, 25: 655-744
179. Van den Berg J.H., 1995: Prediction of alluvial channel pattern of perennial rivers. *Geomorphology*, 12: 259-279
180. Walther S.J., Ferguson R.I., Hoey T.B., Werritty A., 1995: Unequal mobility of gravel and sand in weakly bimodal river sediments. *Water Resour. Res.*, 31: 2087-2096
181. Wende R., Nanson G.C., 1998: Anabranching rivers: ridge-form alluvial channels in tropical N Australia. *Geomorphology*, 22: 205-224
182. Wentworth C.K., 1922: A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J Geol.*, 30: 377-392
183. Widera M., 2007. Litostratygrafia i paleotektonika kenozoiku podplejstoczeńskiego Wielkopolski, Wydawnictwa Naukowe UAM, Seria Geologia, 18

184. Wierzbicki J., Kroll M., 1997: Analiza parametrów geotechnicznych gruntów tarasy zalewowej Wisły w okolicach Puław. *Roczniki Akademii Rolniczej w Poznaniu*, CCCLXV: 496-502
185. Wierzbicki J., 2003: Badania odporności hydraulicznej drzewostanów łągowych w aspekcie racjonalnego zagospodarowania terenów zalewowych. Raport, Grant KBN - 0734/P06/2003/25
186. Wierzbicki J., 2010: Ocena prekonsolidacji podłoża metodami in-situ w aspekcie jego genezy. *Rozprawy Naukowe*, Wydawnictwo Uniwersytetu Przyrodniczego w Poznaniu, Poznań
187. Wierzbicki M., Wicher J. 2002: Wpływ erozji poniżej zbiornika Jeziorsko na zmiany zachodzące w korycie rzeki Warty. *Przegląd Naukowy Inżynieria i Kształtowanie Środowiska*, XI, 2(25): 91-102
188. Wierzbicki M., Hämmerling M., Przedwojski B., 2008: Przebieg procesu erozji poniżej zbiornika Jeziorsko na rzece Warcie. *Przegląd Naukowy Inżynieria i Kształtowanie Środowiska*, XVII, 2(40): 136-145
189. Wierzbicki M., Hämmerling M., Przedwojski B., 2011: Wpływ budowy progów stabilizujących na kształtowanie się układu zwierciadła wody i dna poniżej zbiornika Jeziorsko. *Gospodarka Wodna*, 6:239-243
190. Williams G.P., Wolman M.G., 1984: Downstream effects of dams on alluvial rivers. *Geol. Survey Profes. Pap.*, 1286
191. Wilson L.G., 1972: Charles Lyell, the years to 1841: the revolution in geology. Yale University Press, New Haven, Connecticut
192. Worth C.P., 1984: The interpretation of in-situ soil test. 24th Rankine Lecture. *Geotechnique*, 34 (4): 449-489
193. Worth C.P., 1988: A more rigorous approach to interpretation, [w:] Proc. of ISOPT-1 Orlando, Balkema Publ., Rotterdam
194. YongHui Z., JinYou L., HongZhi L., JiaSheng W., BeiLin F., ShiMing Y., 2008: Research on cohesive sediment erosion by flow: An overview. *Science in China Series E: Technological Sciences*, 51(11): 2001-2012
195. Zawadzki P., Hämmerling M., 2008: Zmiany uziarnienia na dnie poniżej budowli piętrzącej. *Przegląd Naukowy Inżynieria i Kształtowanie Środowiska*, XVII, 2(40): 146-154
196. Zieliński T., 2014: Sedymentologia. Osady rzek i jezior, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań

Spis tabel

Tab. 1. Zestawienie wyników trójwymiarowych modeli geostatystycznych (DPL)

Tab. 2. Zestawienie wyników trójwymiarowych modeli geostatystycznych (CPTU)

Tab. 3. Wzory na krytyczne napężenie ścinające na erozję

Tab. 4. Wartości parametrów uwzględnionych w modelach tempa erozji dna koryta rzeki

Spis rycin

- Ryc. 1. Meander z potencjalnym miejscem wystąpienia przerwania
- Ryc. 2. Przepływ wody pomiędzy riplemarkami
- Ryc. 3. Różne typy riplemarków
- Ryc. 4. Stadia rozwoju sieci rzecznej
- Ryc. 5. Klasyfikacja strukturalna
- Ryc. 6. Rozwój meandrów z uwzględnieniem miejsc ich przerwania oraz odsypów meandrowych
- Ryc. 7. Mapa konturowa ukazująca idealną formę językkształtnych riplemarków z uwzględnieniem kierunków przepływów
- Ryc. 8. Diagram ilustrujący różne typy osadów w dolinie rzecznej
- Ryc. 9. Typowy aluwialny cyklotem z przyrostem osadów o coraz mniejszych ziarnach
- Ryc. 10. Diagram prezentujący morfologię, profile poprzeczne oraz krótką charakterystykę poszczególnych typów rzek
- Ryc. 11. Układy koryt rzek podczas zlodowacenia Wisły
- Ryc. 12. Schemat form depozycyjnych w dolinie rzecznej
- Ryc. 13. Osady odsypu meandrowego
- Ryc. 14. Profile aluwii rzek meandrujących
- Ryc. 15. Lokalizacja strefy erozji bocznej w korycie rzeki
- Ryc. 16. Zależność pomiędzy wielkością naprężenia ścinającego krytycznego a średnicą ziaren osadów rzecznych wg Millera i in., 1977
- Ryc. 17. Schemat rozkładu sił wynikających z przepływu strumienia wody nad ziarnem osadu
- Ryc. 18. Zmiany stopnia zagęszczenia gruntów na różnych głębokościach
- Ryc. 19. Zmiany stopnia zagęszczenia gruntów na różnych głębokościach w dolinie rzeki Warty
- Ryc. 20. Fazy rozmycia lokalnego poniżej umocnień dna
- Ryc. 21. Wielkość wyboju miejscowego w zależności od uziarnienia gruntu w dnie koryta rzeki
- Ryc. 22. Procentowe zawartości określonych frakcji przed i po rozmywaniu
- Ryc. 23. Strefy procesów korytowych w korycie rzeki przegrodzonym zaporą
- Ryc. 24. Mapa wysokości terenu z lokalizacją obszaru badań, zbiornika Jeziorsko, terasy zalewowej oraz rzeki Warty.

- Ryc. 25. Profil podłużny dna koryta rzeki w różnych latach poniżej zbiornika retencyjnego Jeziorsko wraz z przekrojem poprzecznym dna koryta rzeki z 2006 i 2010 roku przy progu nr 4
- Ryc. 26. Zmiany wielkości średnicy charakterystycznej d_{50} w latach od 1997 do 2010 roku poniżej progu 4
- Ryc. 27. Szkic geomorfologiczny z naniesioną lokalizacją terenu badań, zbiornika retencyjnego oraz rzeki Warty
- Ryc. 28. Mapa geologiczna z naniesioną lokalizacją obszaru badań, zbiornika Jeziorsko, rzeki Warty oraz terasy zalewowej
- Ryc. 29. Wyniki sondowań statycznych na diagramach klasyfikacyjnych
- Ryc. 30. Krzywe uziarnienia gruntów sypkich w oparciu o dane z analizy sitowej
- Ryc. 31. Zestawienie wyników przykładowego sondowania statycznego z profilem litologicznym
- Ryc. 32. Diagram przedstawiający założenia metodyki badawczej
- Ryc. 33. Lokalizacja badań terenowych: sondowań dynamicznych, statycznych oraz wierceń
- Ryc. 34. Sonda dynamiczna podczas wykonywania badania (A) oraz żerdzie i stożek sondy (B)
- Ryc. 35. Schemat stożka pomiarowego sondowania statycznego (CPTU)
- Ryc. 36. Samobieżna sonda statyczna podczas wykonywania testu (A) oraz komputer rejestrujący (B)
- Ryc. 37. Teoretyczne modele funkcji semiwariogramu
- Ryc. 38. Schemat procedury tworzenia interpolacji metodą krigingu
- Ryc. 39. Schemat procedury tworzenia modelu regresji wielorakiej do opisanego tempa erozji dna koryta rzeki Warty
- Ryc. 40. Schemat modelu pseudo 3D i 3D
- Ryc. 41. Mapy z przekrojami ukazującymi procentowe zawartości poszczególnych frakcji; A-frakcja żwirowa, B-frakcja pyłowa, C-frakcja iłowa, D-frakcja piaszczysta
- Ryc. 42. Mapy zróżnicowania wartości parametrów sondowania statycznego na głębokości 5m uzyskane przy pomocy modeli 2D i 3D
- Ryc. 43. Schemat wariantów modelowania geostatystycznego 3D
- Ryc. 44. Semiwariogram empiryczny z dopasowanym modelem prostym i złożonym
- Ryc. 45. Rozmieszczenie punktów w przestrzeni xyz (wartości rzeczywiste w m) - sondowania dynamiczne

Ryc. 46. Semiwariogramy kierunkowe wraz z semiwariogramem w kierunku pionowym, niebieskie kropki oznaczają semiwariogramy kierunkowe, natomiast szare semiwariogram wykonany w kierunku pionowym - sondowania dynamiczne

Ryc. 47. Siatka obliczeniowa wraz z lokalizacją punktów pomiarowych w płaszczyźnie x,y - sondowania dynamiczne

Ryc. 48. Rozmieszczenie punktów pomiarowych w przestrzeni 3D (A) oraz siatka obliczeniowa w przestrzeni 3D (B) - sondowania dynamiczne

Ryc. 49. Semiwariogram empiryczny dla sondowań dynamicznych przy krigingu zwyczajnym (KZ)

Ryc. 50. Model dopasowany metodą "prób i błędów" (A) oraz funkcją fit.variogram (B) - sondowania dynamiczne (KZ)

Ryc. 51. Model teoretyczny złożony z funkcji wykładniczej oraz sinusoidalnej - sondowania dynamiczne (KZ)

Ryc. 52. Mapa wynikowa zróżnicowania stopnia zagęszczenia gruntu w przestrzeni - KZ model prosty (zs - współrzędna z standaryzowana)

Ryc. 53. Mapa wynikowa zróżnicowania wariancji predykcji (sondowania dynamiczne) - KZ model prosty (zs - współrzędna z standaryzowana)

Ryc. 54. Mapa wynikowa zróżnicowania stopnia zagęszczenia gruntu w przestrzeni - KZ model złożony (zs - współrzędna z standaryzowana)

Ryc. 55. Mapa wynikowa zróżnicowania wariancji predykcji (sondowania dynamiczne) - KZ model złożony (zs - współrzędna z standaryzowana)

Ryc. 56. Semiwariogram empiryczny dla sondowań dynamicznych przy krigingu uniwersalnym z zewnętrznym dryftem (KU)

Ryc. 57. Model dopasowany metodą "prób i błędów" (A) oraz funkcją fit.variogram (B) - sondowania dynamiczne (KU)

Ryc. 58. Model teoretyczny złożony z funkcji wykładniczej oraz sinusoidalnej - sondowania dynamiczne (KU)

Ryc. 59. Mapa wynikowa zróżnicowania stopnia zagęszczenia gruntu w przestrzeni - KU model prosty (zs - współrzędna z standaryzowana)

Ryc. 60. Mapa wynikowa zróżnicowania wariancji predykcji (sondowania dynamiczne) - KU model prosty (zs - współrzędna z standaryzowana)

Ryc. 61. Mapa wynikowa zróżnicowania stopnia zagęszczenia gruntu w przestrzeni - KU model złożony (zs - współrzędna z standaryzowana)

- Ryc. 62. Mapa wynikowa zróżnicowania wariancji predykcji (sondowania dynamiczne) - KU model złożony (zs - współrzędna z standaryzowana)
- Ryc. 63. Mapa wynikowa zróżnicowania stopnia zagęszczenia gruntu w przestrzeni - IDW (sz - współrzędna z standaryzowana)
- Ryc. 64. Rozkład prawdopodobieństwa występowania w przestrzeni wartości zmiennej mniejszej niż 0,33 - sondowania dynamiczne (zs - współrzędna z standaryzowana)
- Ryc. 65. Mapa zróżnicowania stopnia zagęszczenia gruntu dla rzędnej 108 m n.p.m (A) oraz mapa wariancji predykcji (B) dla przestrzeni 2D (zs - współrzędna z standaryzowana)
- Ryc. 66. Rozmieszczenie punktów sondowania statycznego w przestrzeni xyz (wartości rzeczywiste w m)
- Ryc. 67. Semiwariogramy kierunkowe wraz z semiwariogramem w kierunku pionowym, niebieskie kropki oznaczają semiwariogramy kierunkowe, natomiast szare wykonane w kierunku pionowym - sondowania statyczne
- Ryc. 68. Siatka obliczeniowa wraz z lokalizacją punktów sondowania statycznego w płaszczyźnie x, y
- Ryc. 69. Rozmieszczenie punktów sondowania statycznego w przestrzeni 3D (A) oraz siatka obliczeniowa w przestrzeni 3D (B)
- Ryc. 70. Semiwariogram empiryczny dla danych z sondowania statycznego - KZ
- Ryc. 71. Model dopasowany metodą "prób i błędów" (A) oraz funkcją *fit.variogram* (B) - sondowania statyczne (KZ)
- Ryc. 72. Model teoretyczny złożono z funkcji potęgowej oraz sinusoidalnej dla sondowania statycznego (KZ)
- Ryc. 73. Mapa wynikowa zróżnicowania znormalizowanego oporu stożka w przestrzeni - KZ model prosty (zs - współrzędna z standaryzowana)
- Ryc. 74. Mapa wynikowa zróżnicowania wariancji predykcji (sondowania statycznego) - KZ model prosty (zs - współrzędna z standaryzowana)
- Ryc. 75. Mapa wynikowa zróżnicowania znormalizowanego oporu stożka w przestrzeni - KZ model złożony (zs - współrzędna z standaryzowana)
- Ryc. 76. Mapa wynikowa zróżnicowania wariancji predykcji (sondowania statycznego) - KZ model złożony (zs - współrzędna z standaryzowana)
- Ryc. 77. Semiwariogram empiryczny wyników sondowania statycznego dla krigingu uniwersalnego z zewnętrznym dryftem
- Ryc. 78. Model teoretyczny dopasowany metodą "prób i błędów" (A) oraz funkcją *fit.variogram* (B) dla sondowania statycznego (KU)

- Ryc. 79. Model teoretyczny złożony z funkcji potęgowej oraz sinusoidalnej dla sondowań statycznych (KU)
- Ryc. 80. Mapa wynikowa zróżnicowania znormalizowanego oporu stożka w przestrzeni - KU model prosty (zs - współrzędna z standaryzowana)
- Ryc. 81. Mapa wariancji predykcji (sondowania statyczne) - KU model prosty (zs - współrzędna z standaryzowana)
- Ryc. 82. Mapa wynikowa zróżnicowania znormalizowanego oporu stożka w przestrzeni - KU model złożony (zs - współrzędna z standaryzowana)
- Ryc. 83. Mapa wariancji predykcji (sondowania statyczne) - KU model złożony (zs - współrzędna z standaryzowana)
- Ryc. 84. Mapa wynikowa zróżnicowania znormalizowanego oporu stożka w przestrzeni dla sondowań statycznych przy zastosowaniu metody IDW (sz - współrzędna z standaryzowana)
- Ryc. 85. Mapa rozkładu prawdopodobieństwa występowania stref o wartości znormalizowanego oporu stożka mniejszej niż 250 (zs - współrzędna z standaryzowana)
- Ryc. 86. Mapa zróżnicowania znormalizowanego oporu stożka dla rzędnej 105 m n.p.m (A) oraz mapa wariancji predykcji (B) dla przestrzeni 2D (zs - współrzędna z standaryzowana)
- Ryc. 87. Schemat Erosion Function Apparatus
- Ryc. 88. Badanie w EFA w gruntach sypkich (A) oraz spoistych (B) - przerywane czerwone linie określają zasięg wyerodowanego gruntu
- Ryc. 89. Zależność pomiędzy tempem erozji a naprężeniem stycznym lub prędkością przepływu wg Briaud (2008)
- Ryc. 90. Diagramy zależności odporności gruntów na erozję od (A) prędkości przepływu, (B) naprężenia stycznego wg Briaud (2008)
- Ryc. 91. Diagram zależności odporności gruntów na erozję od prędkości przepływu
- Ryc. 92. Schemat modyfikacji teoretycznego modelu dla gruntów spoistych do modelu dla gruntów niespoistych
- Ryc. 93. Przekroje wykonane w oparciu o wiercenia geologiczne zlokalizowane na brzegu koryta oraz w środku koryta rzeki Warty
- Ryc. 94. Wyniki analizy sitowej dla próbki z dna koryta rzeki oraz z otworu 1 z głębokości 3,2 m
- Ryc. 95. Schemat ukazujący procedurę opracowania danych do modeli tempa erozji dna koryta rzeki
- Ryc. 96. Wykres rozrzutu erozji dna koryta rzeki (E) i stopnia zagęszczenia gruntu (I_D)

- Ryc. 97. Wykres rozrzutu dla obserwacji podzielonych na dwie grupy (DPL)
- Ryc. 98. Model tempa erozji dna koryta rzeki w oparciu o stopień zagęszczenia gruntu, natężenie przepływu oraz uziarnienie gruntu
- Ryc. 99. Wykresy rozrzutu parametrów sondowania statycznego z tempem erozji dna koryta rzeki
- Ryc. 100. Model tempa erozji dna koryta rzeki uwzględniający znormalizowany opór stożka, uziarnienie gruntu oraz natężenie przepływu
- Ryc. 101. Wykres rozrzutu erozji dna koryta rzeki (E) i stopnia zagęszczenia gruntu (I_D) - model geologiczno-inżynierski
- Ryc. 102. Model tempa erozji dna koryta rzeki przy natężeniu przepływu $43,6 \text{ m}^3/\text{s}$ - model geologiczno-inżynierski (DPL)
- Ryc. 103. Wykres rozrzutu erozji dna koryta rzeki (E) i znormalizowanego oporu stożka (Q_t) - model geologiczno-inżynierski
- Ryc. 104. Model tempa erozji dna koryta rzeki przy natężeniu przepływu $43,6 \text{ m}^3/\text{s}$ - model geologiczno-inżynierski (CPTU)
- Ryc. 105. Zestawienie wykresów rozrzutów dla poszczególnych parametrów modelu regresji
- Ryc. 106. Histogram wraz z linią gęstości dla składnika losowego (reszty)
- Ryc. 107. Wykresy diagnostyczne składników losowych (reszt)

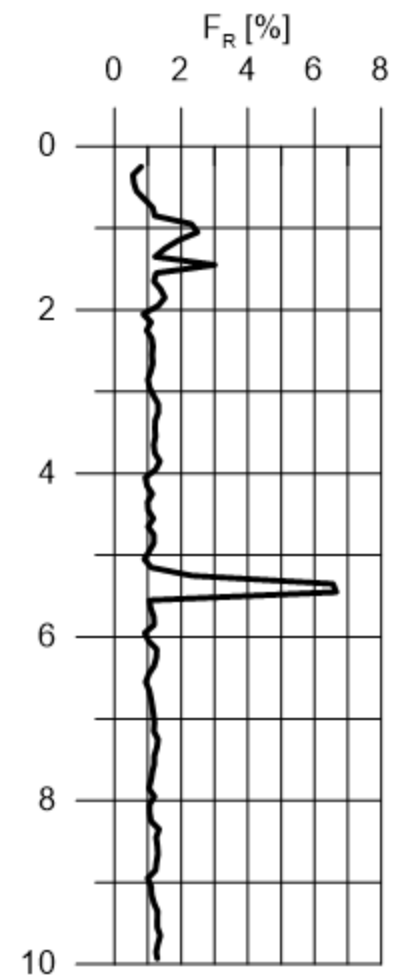
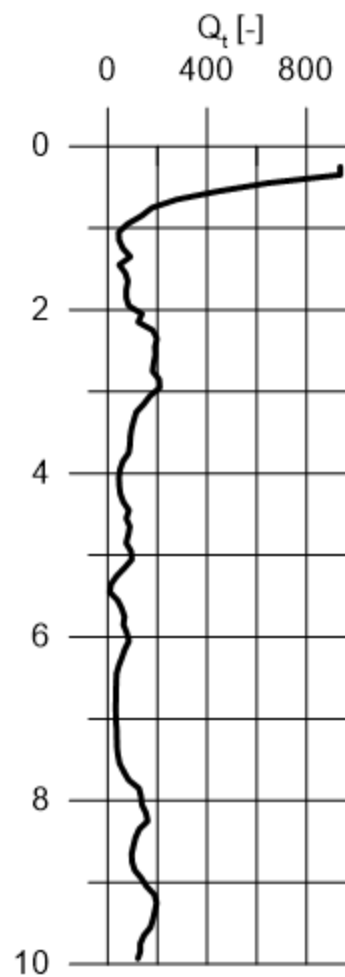
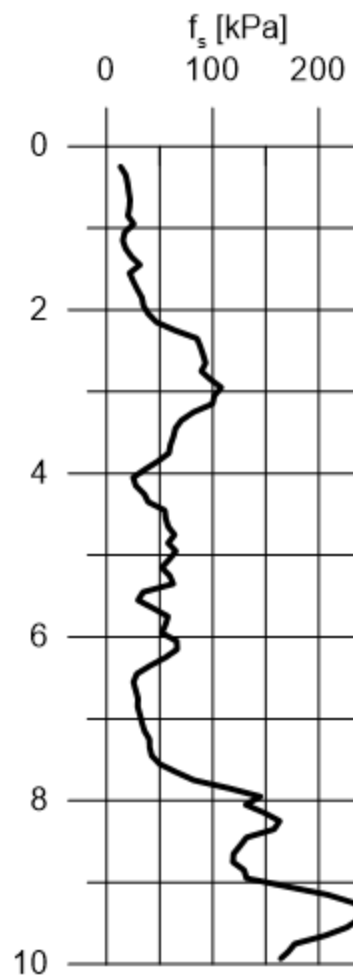
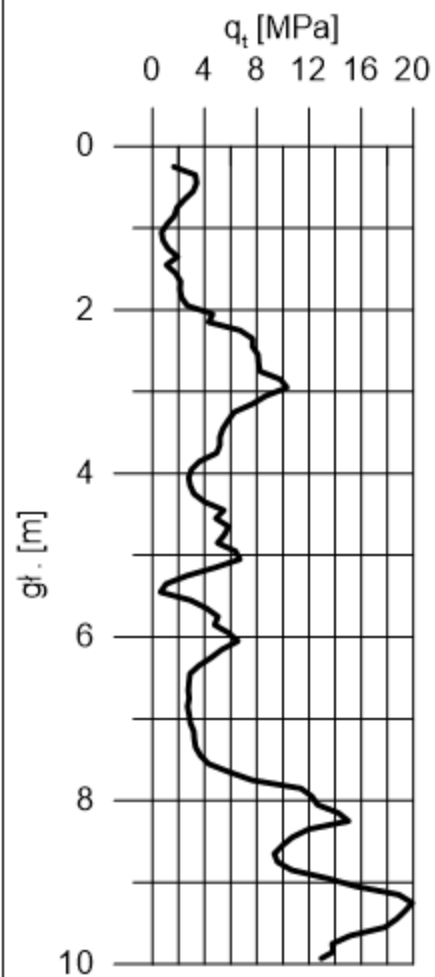
ZAŁĄCZNIK NR 1

WYKRESY SONDOWAŃ STATYCZNYCH

Sondowanie nr 1

X 446126,42 Y 481096,33

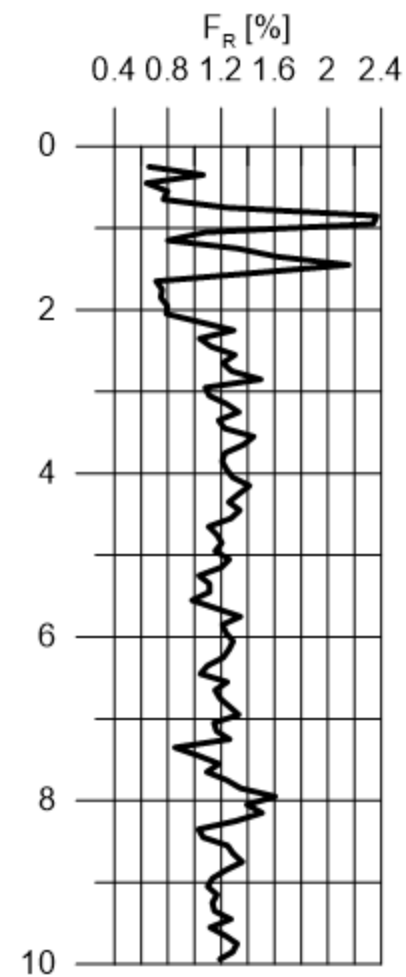
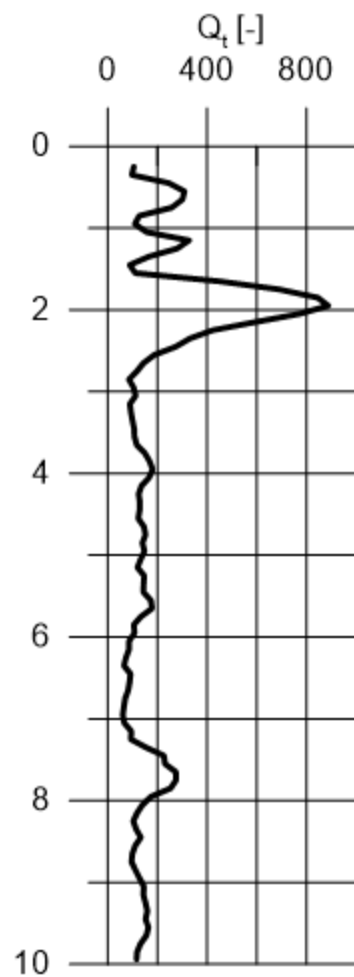
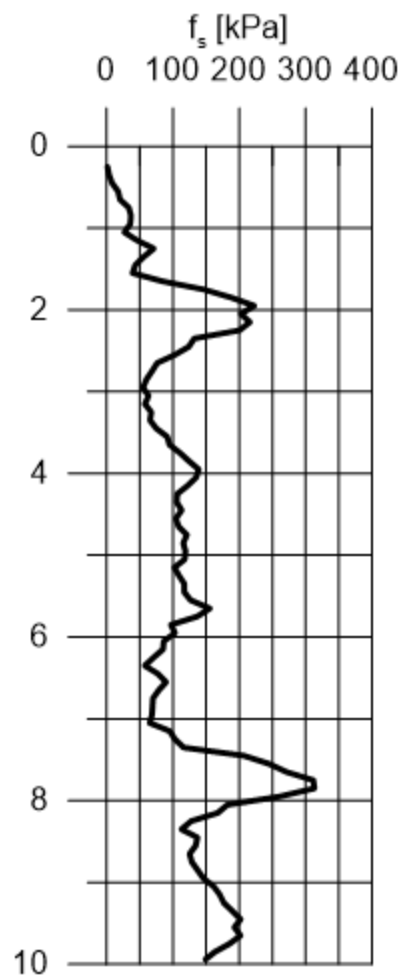
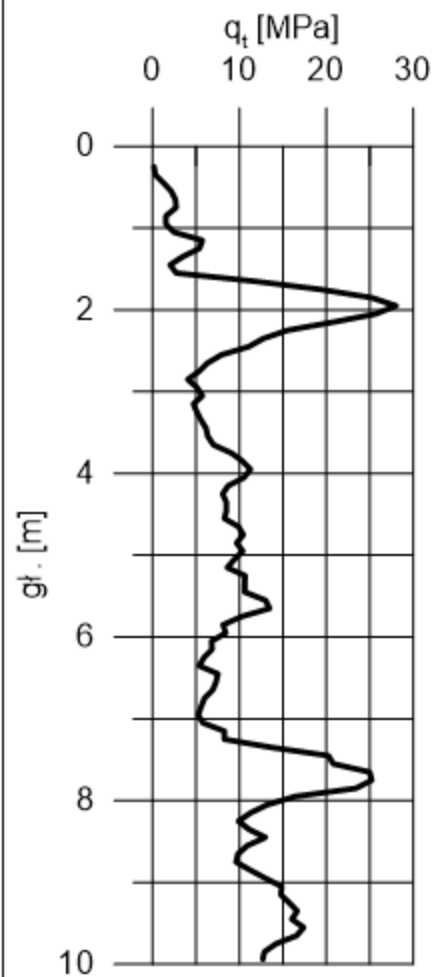
wys. 110,89 m n.p.m.



Sondowanie nr 2

X 446586,57 Y 481777,9

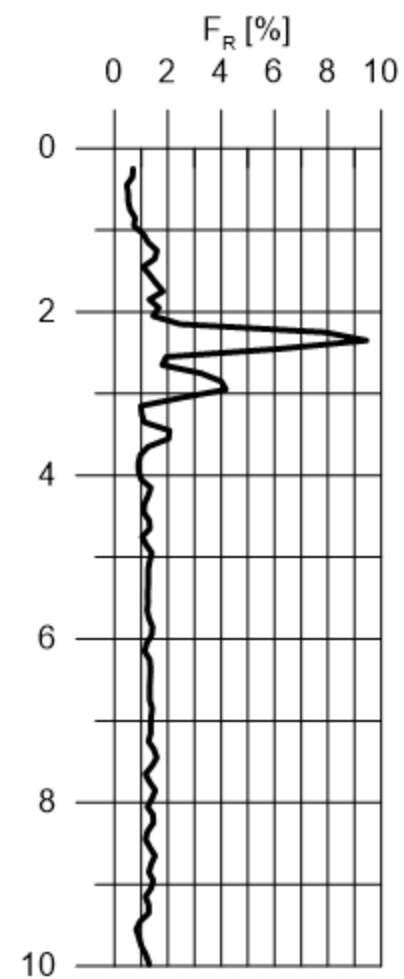
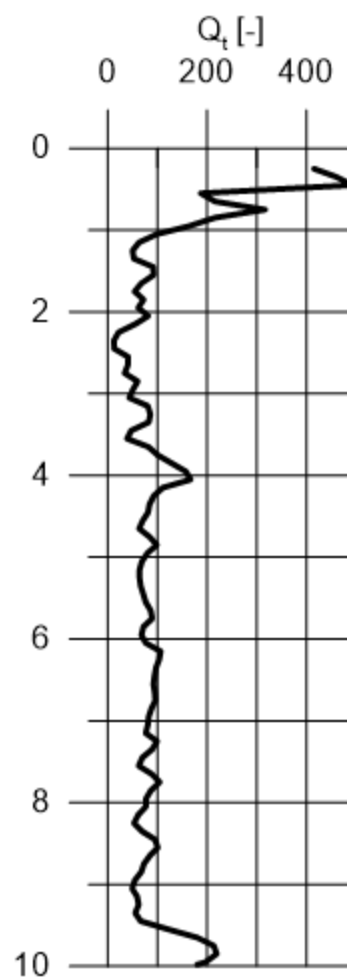
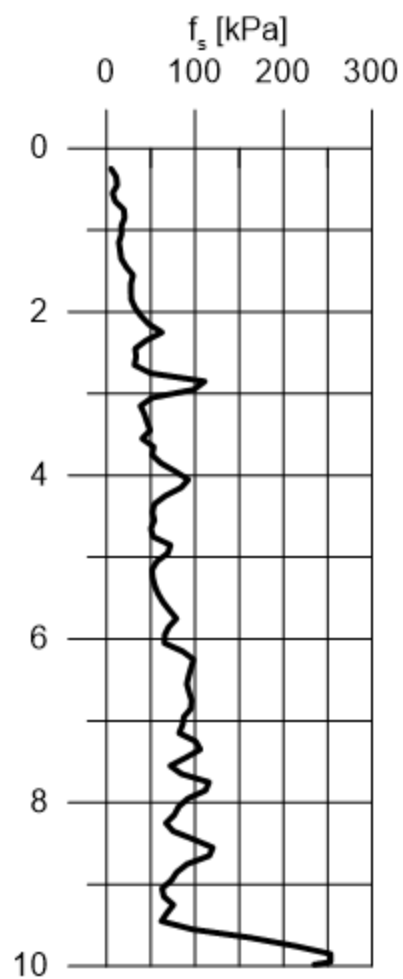
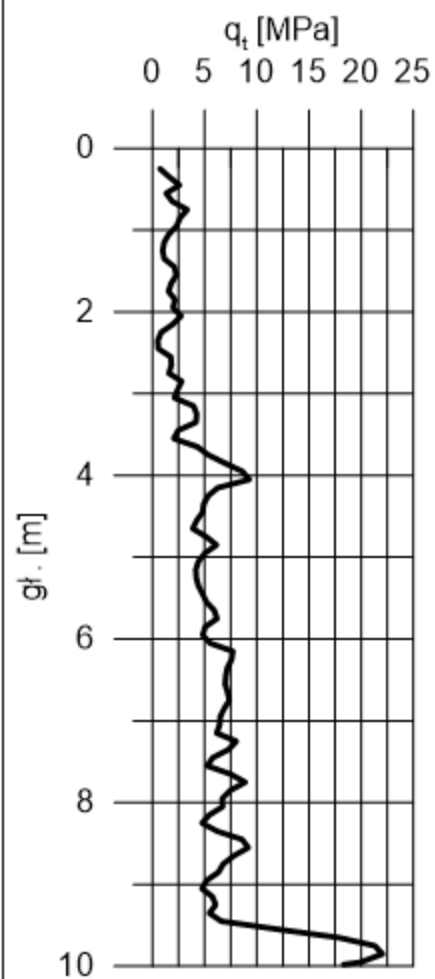
wys. 110,83 m n.p.m.



Sondowanie nr 3

X 446745,67 Y 482021,78

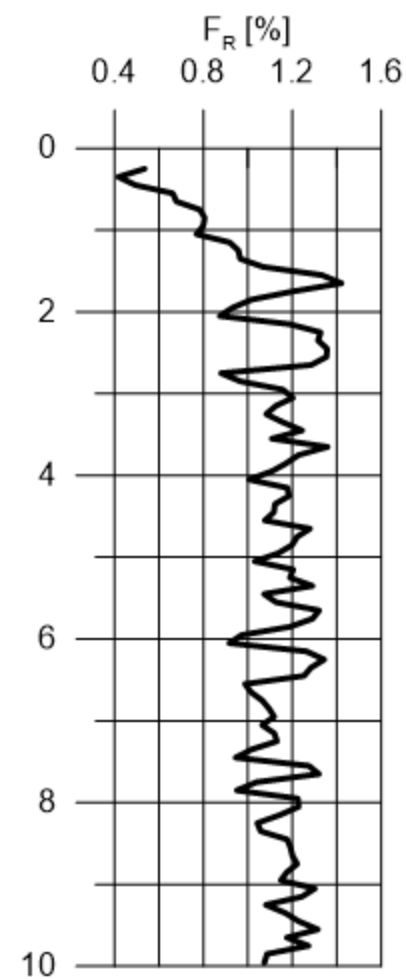
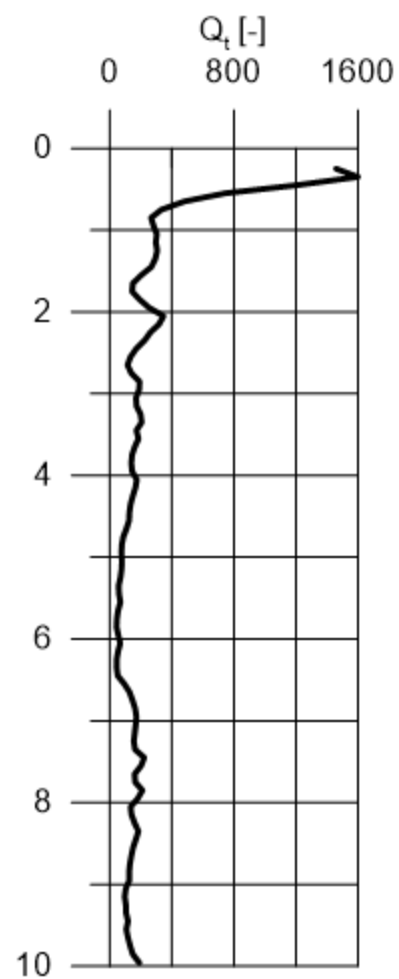
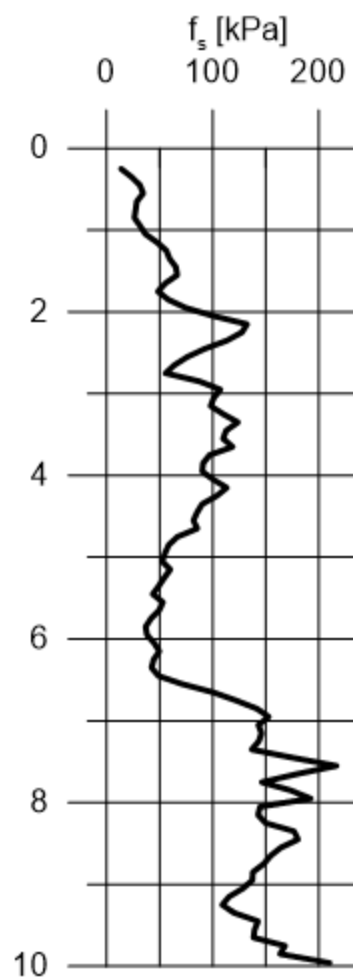
wys. 110,23 m n.p.m.



Sondowanie nr 4

X 446938,49 Y 481997,24

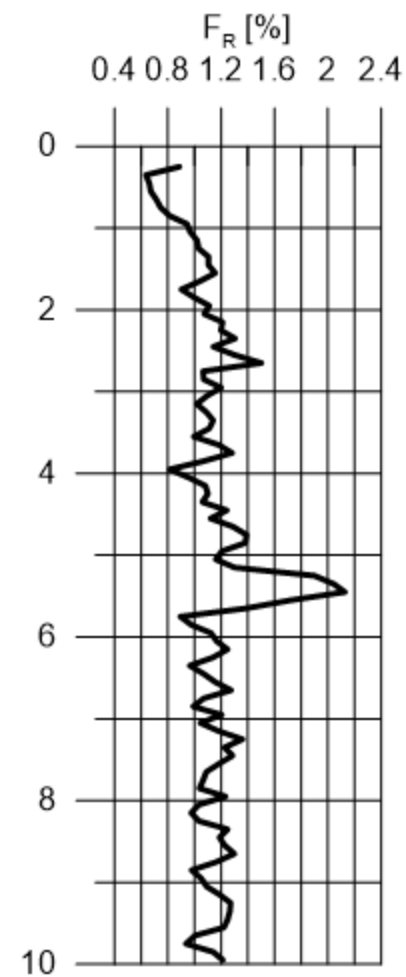
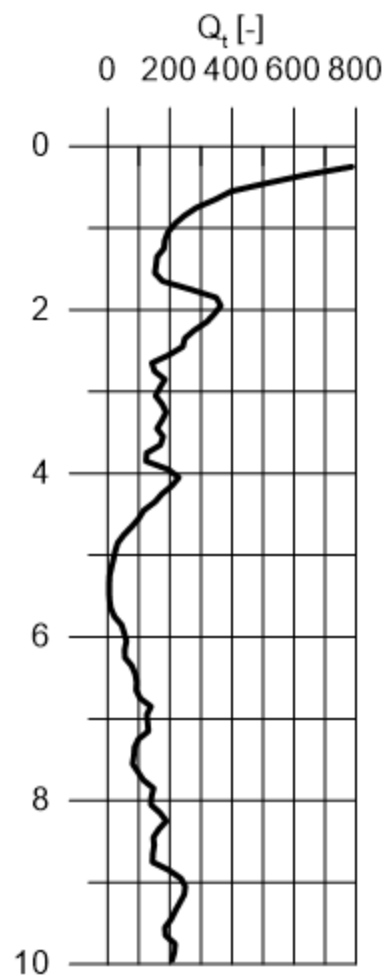
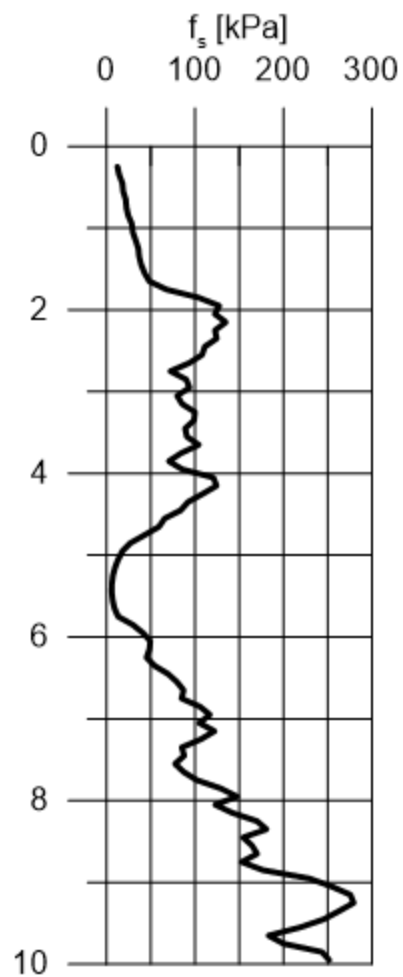
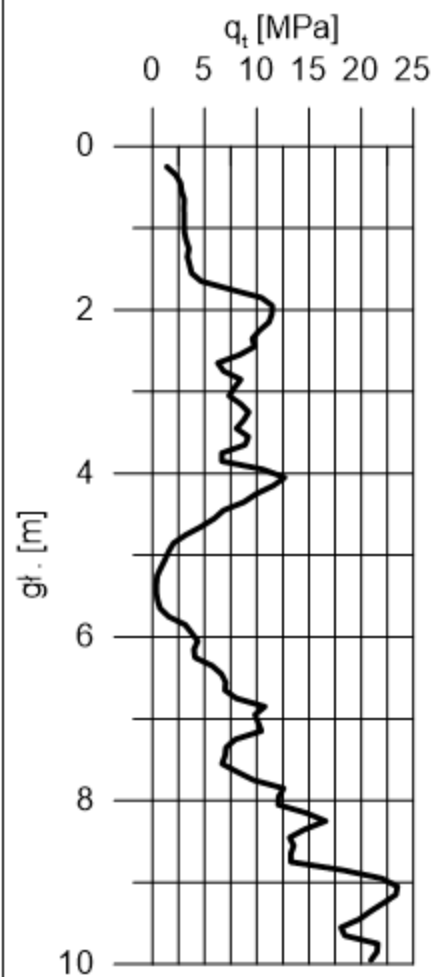
wys. 110,14 m n.p.m.



Sondowanie nr 5

X 447021,36 Y 482142,02

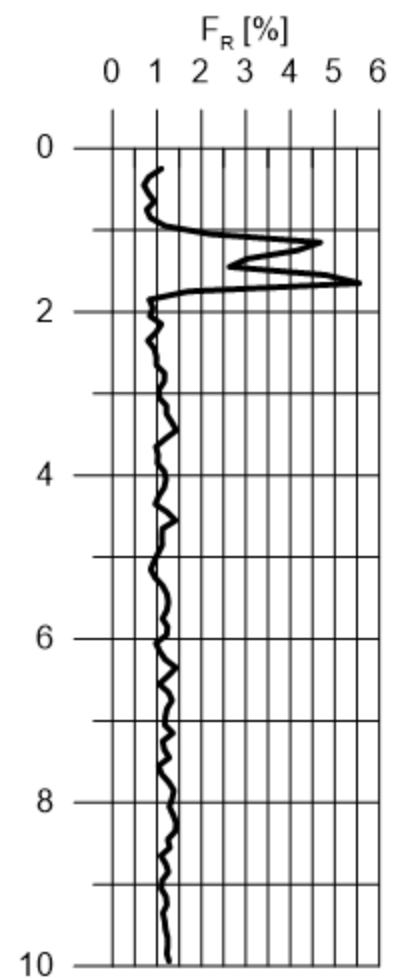
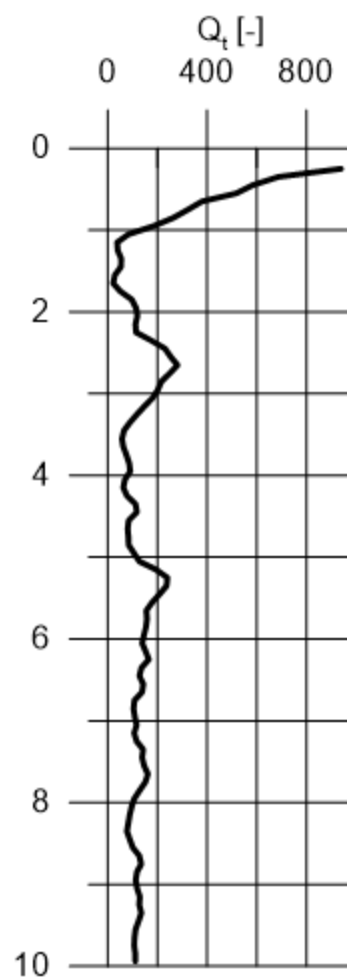
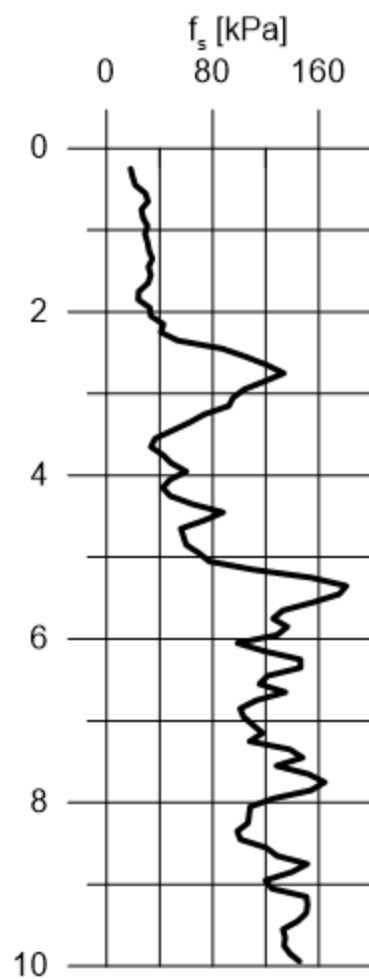
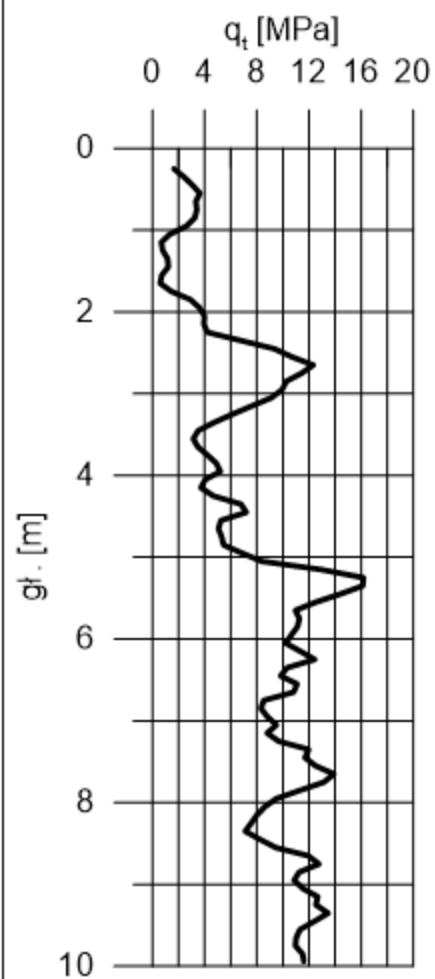
wys. 109,93 m n.p.m.



Sondowanie nr 6

X 447136,12 Y 482179,12

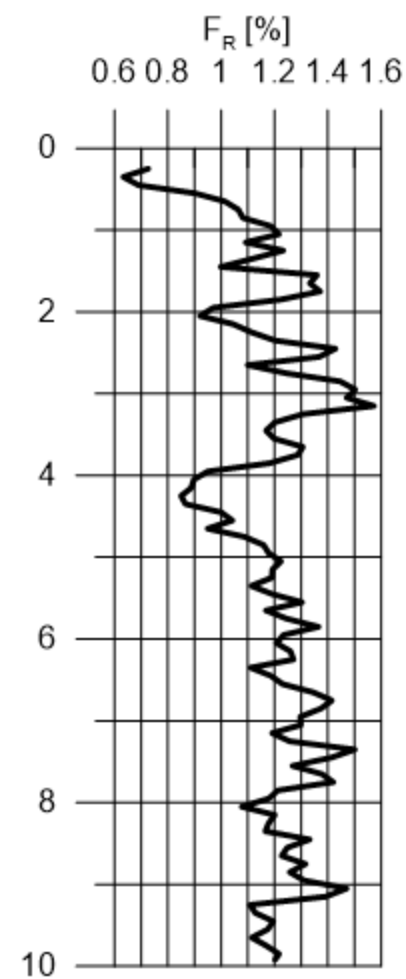
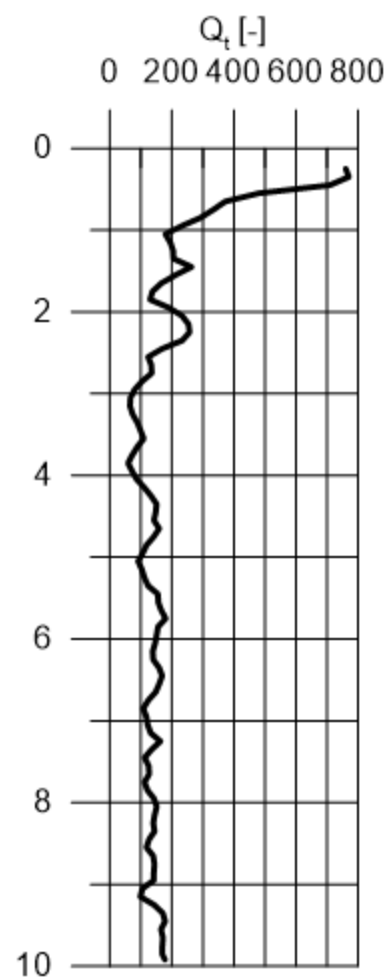
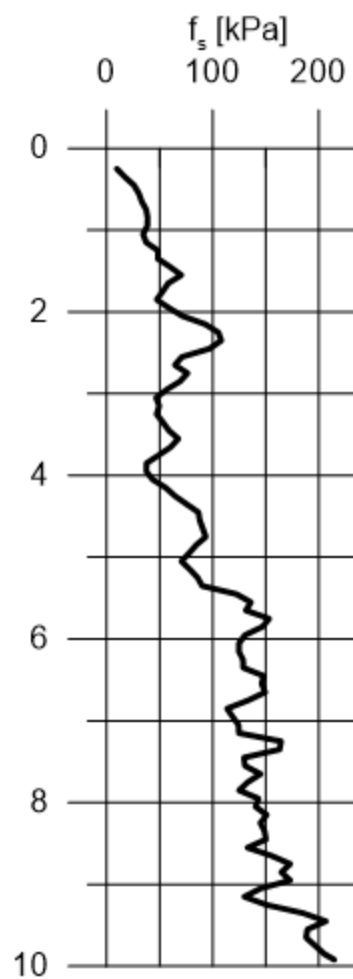
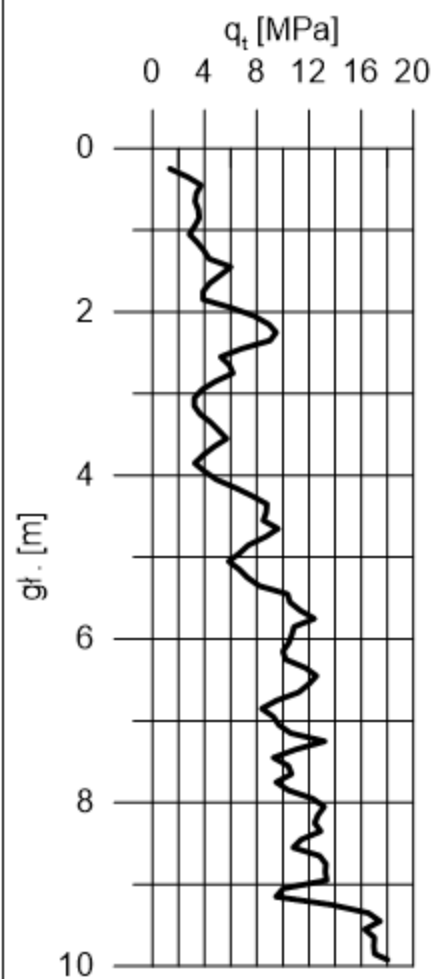
wys. 109,62 m n.p.m.



Sondowanie nr 7

X 447242,50 Y 482493,67

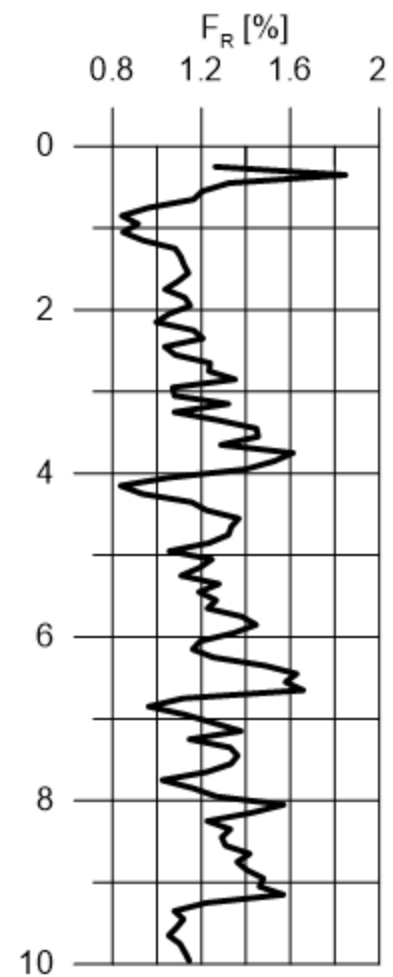
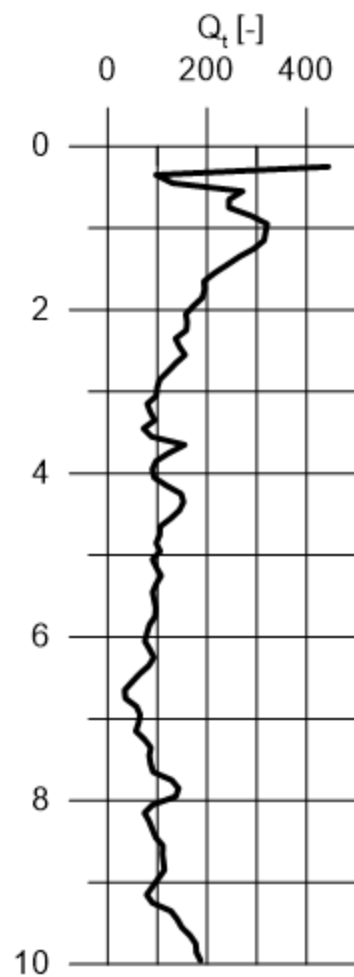
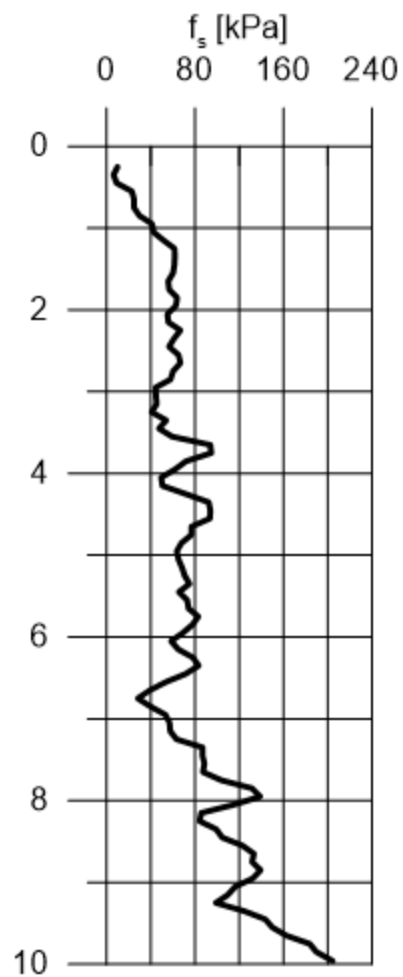
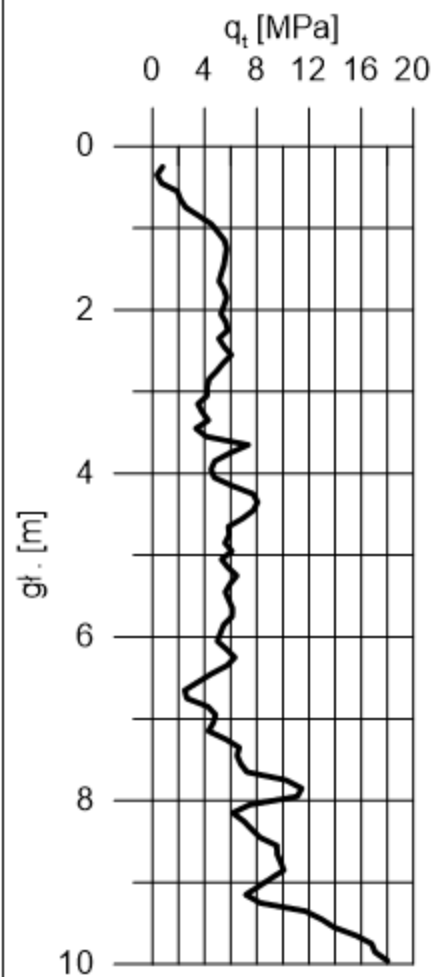
wys. 109,41 m n.p.m.



Sondowanie nr 8

X 447030,85 Y 482604,16

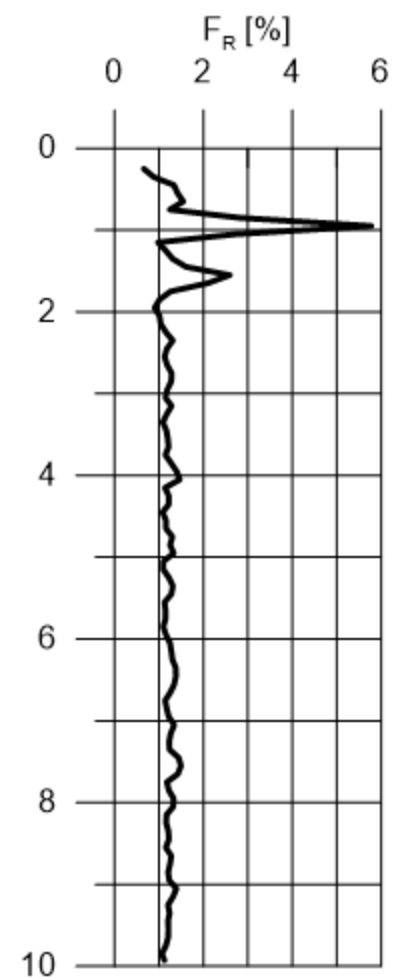
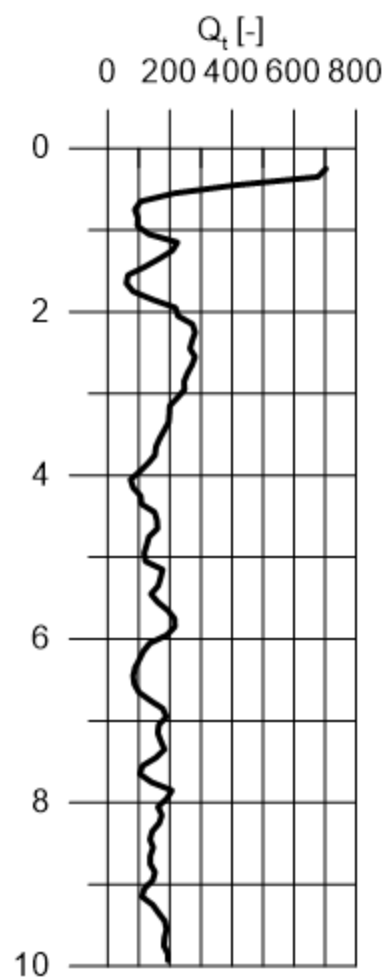
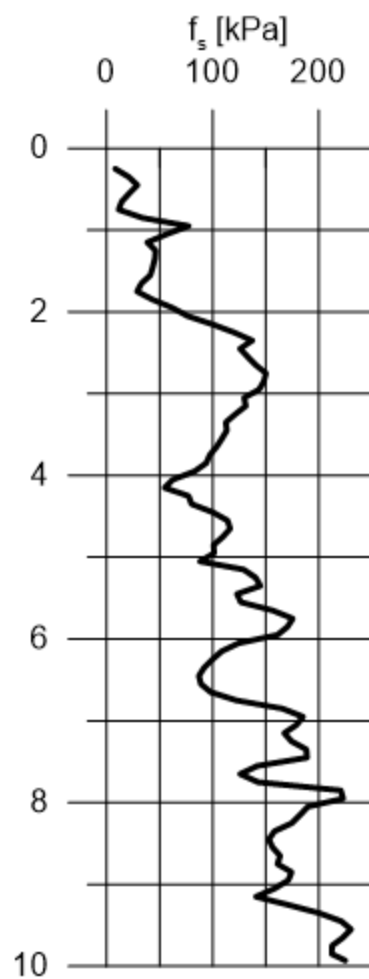
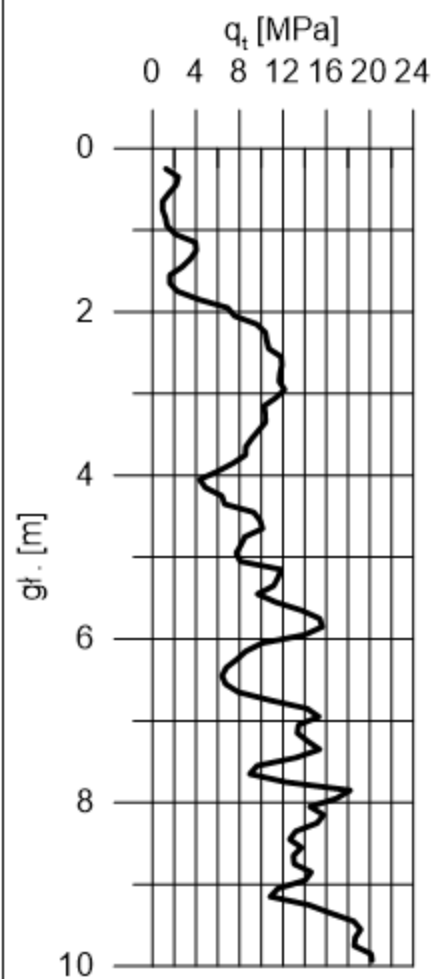
wys. 108,64 m n.p.m.



Sondowanie nr 9

X 446998,22 Y 482396,50

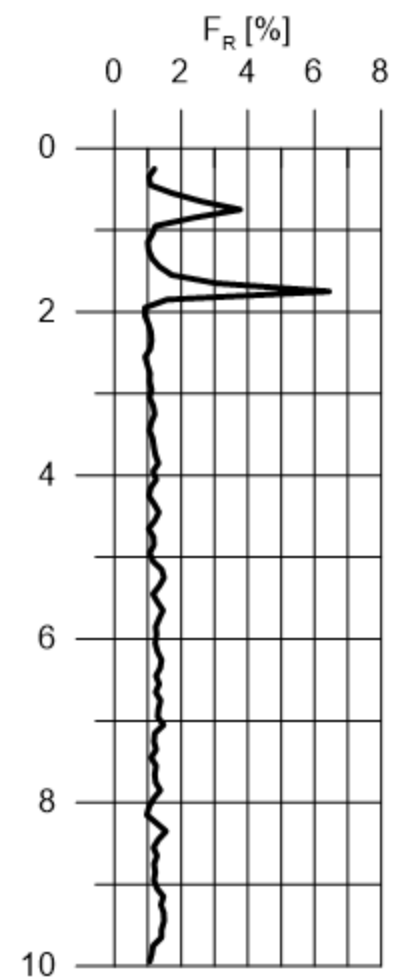
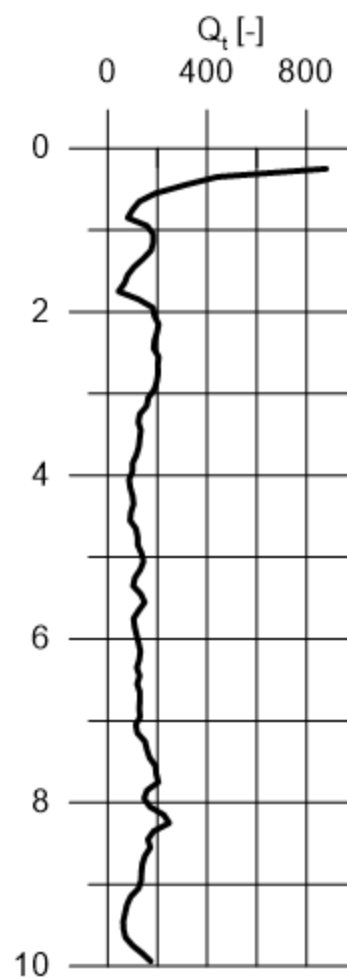
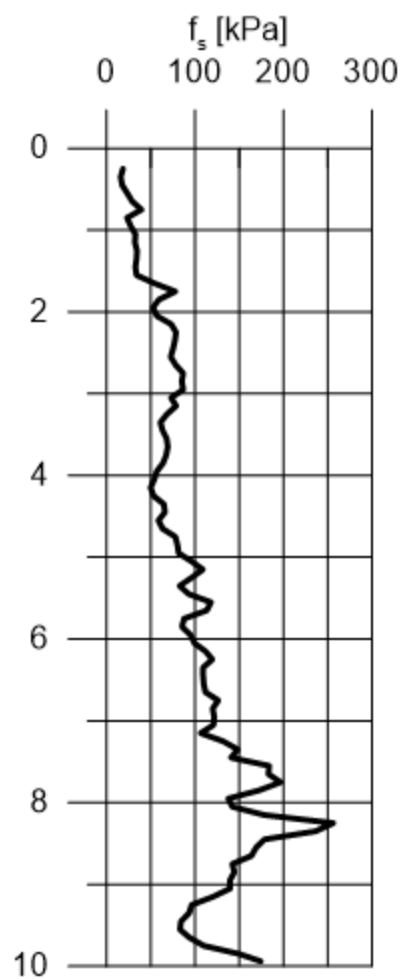
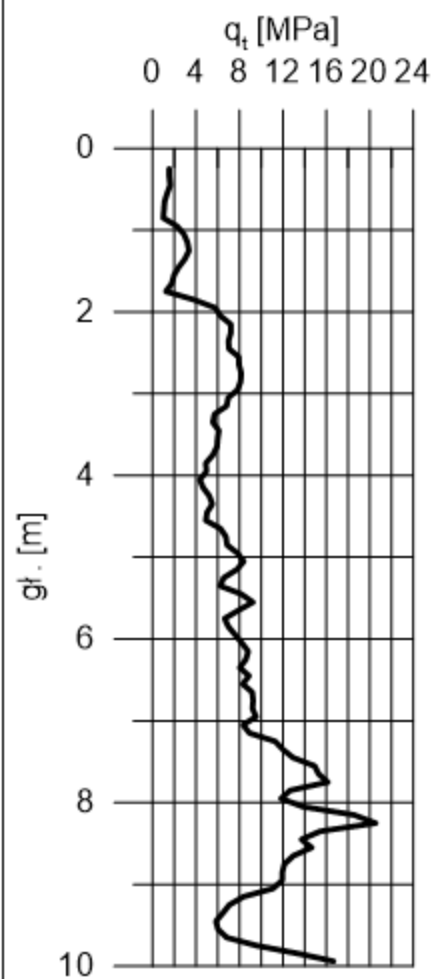
wys. 109,32 m n.p.m.



Sondowanie nr 10

X 446910,73 Y 482508,57

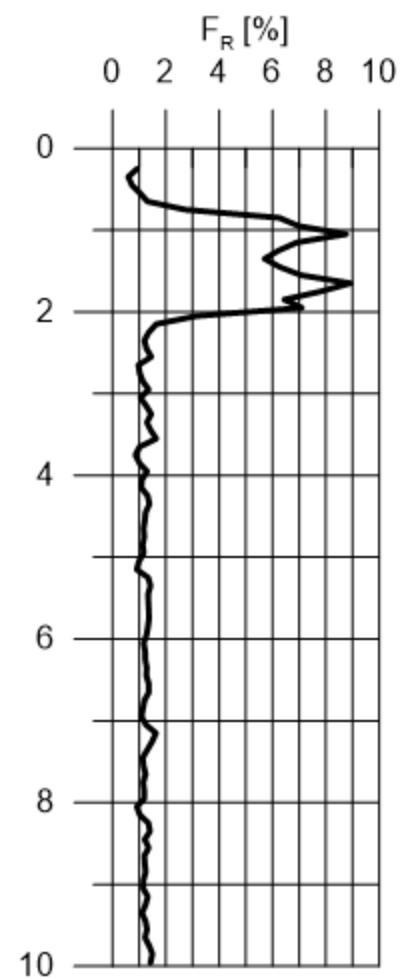
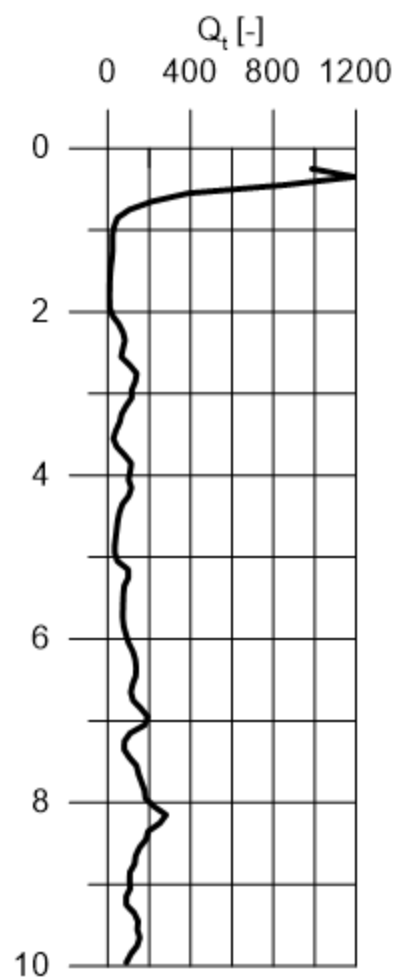
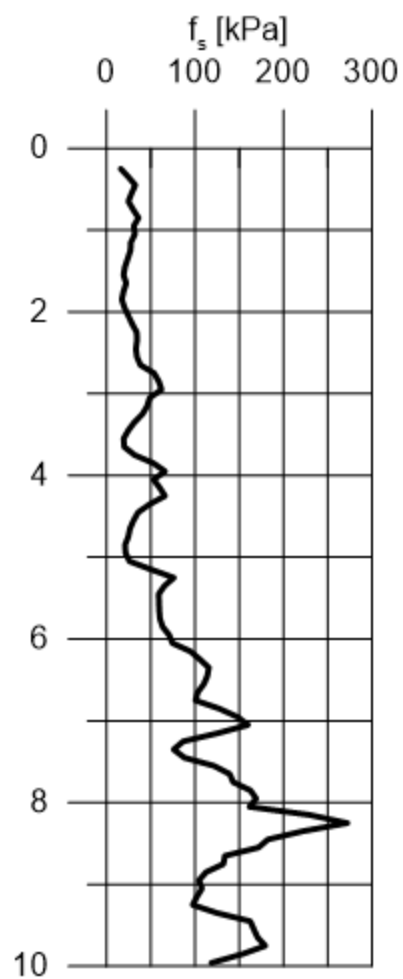
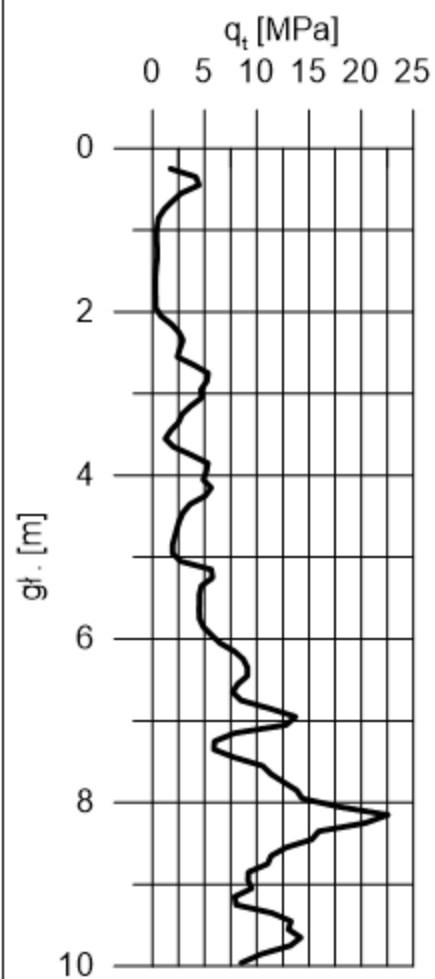
wys. 109,59 m n.p.m.



Sondowanie nr 11

X 446803,64 Y 482398,11

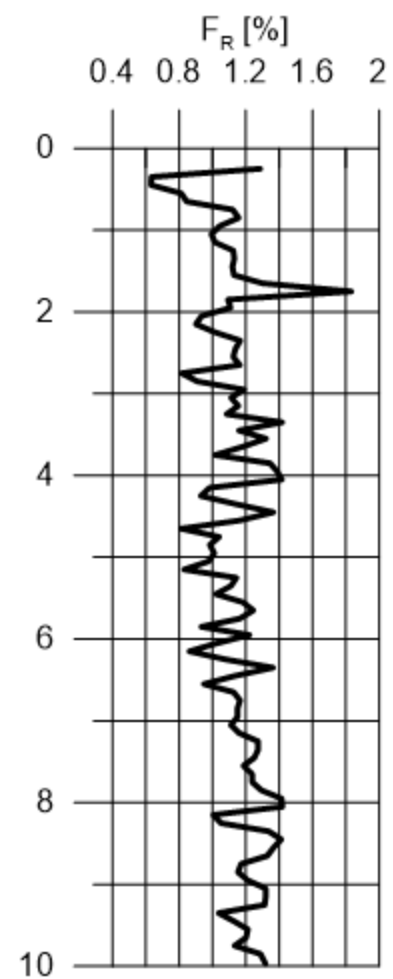
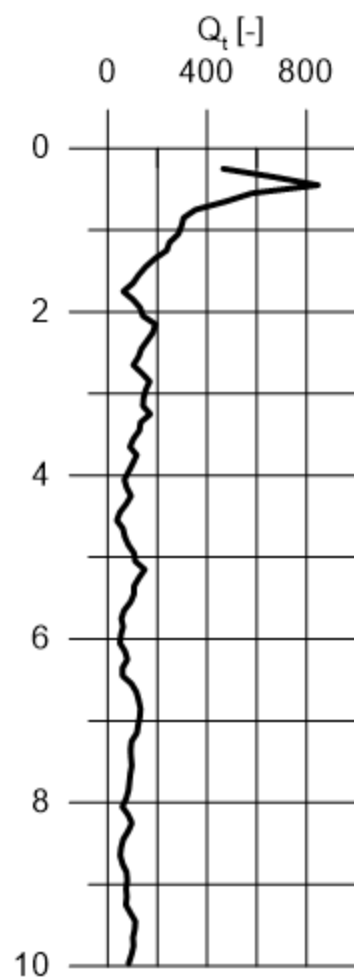
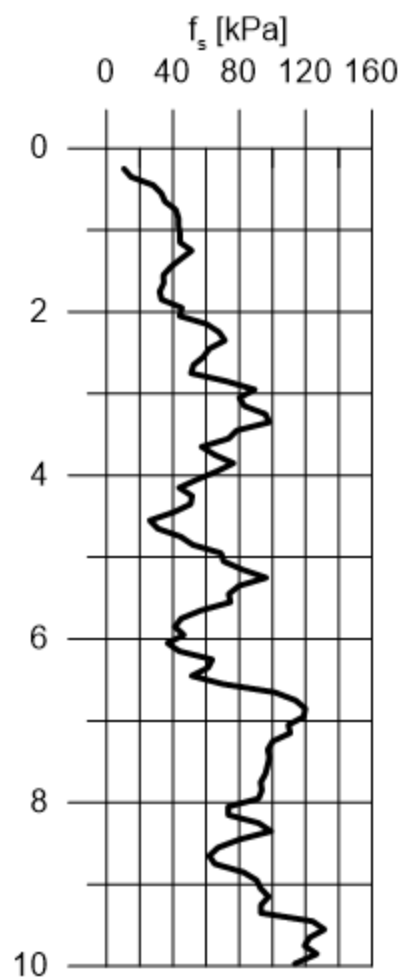
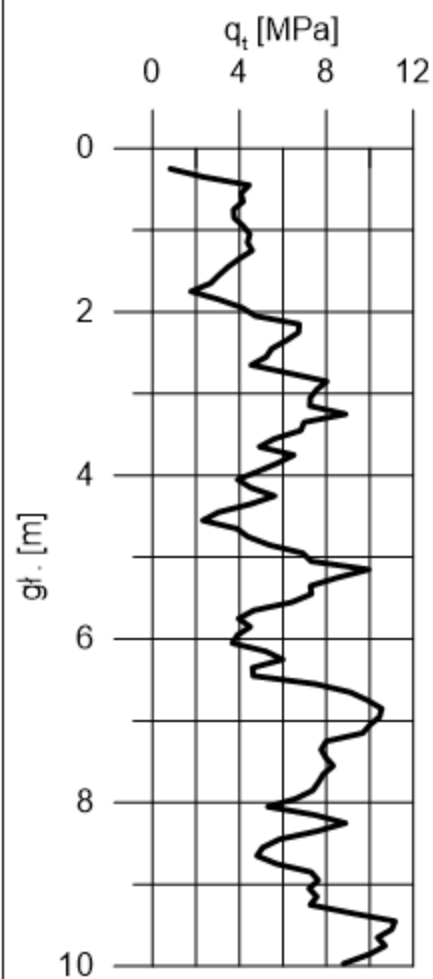
wys. 109,24 m n.p.m.



Sondowanie nr 12

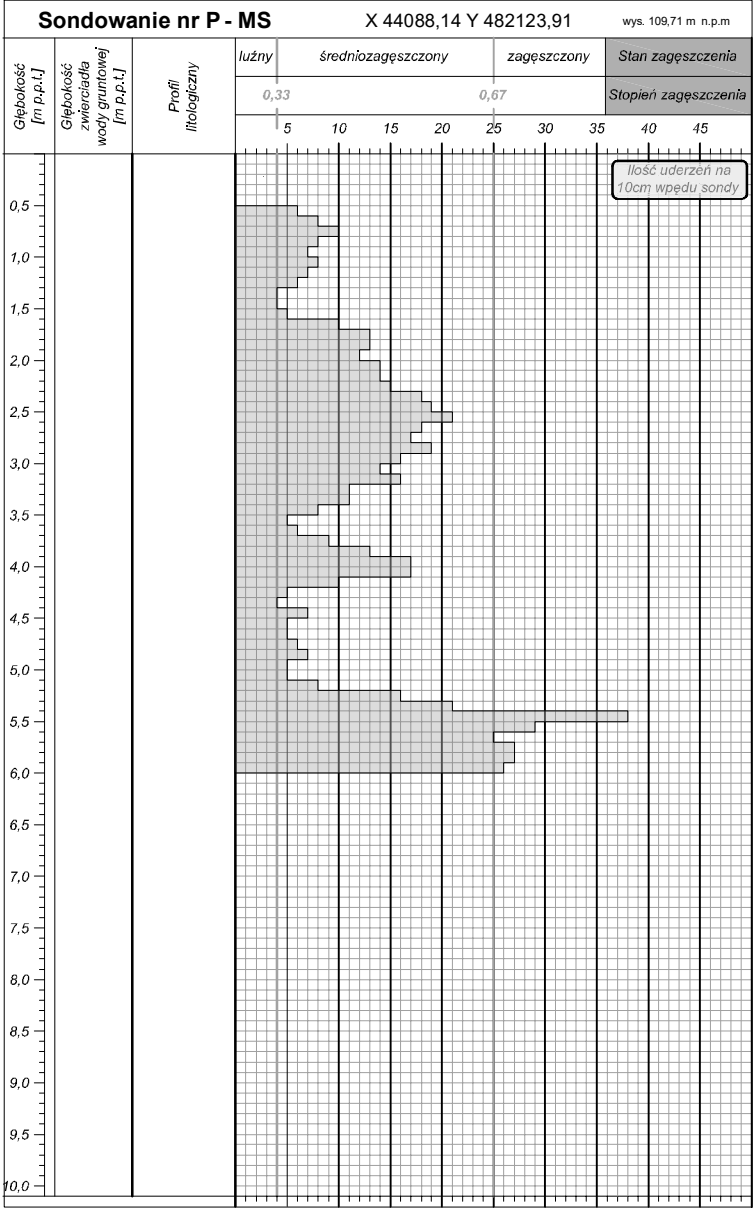
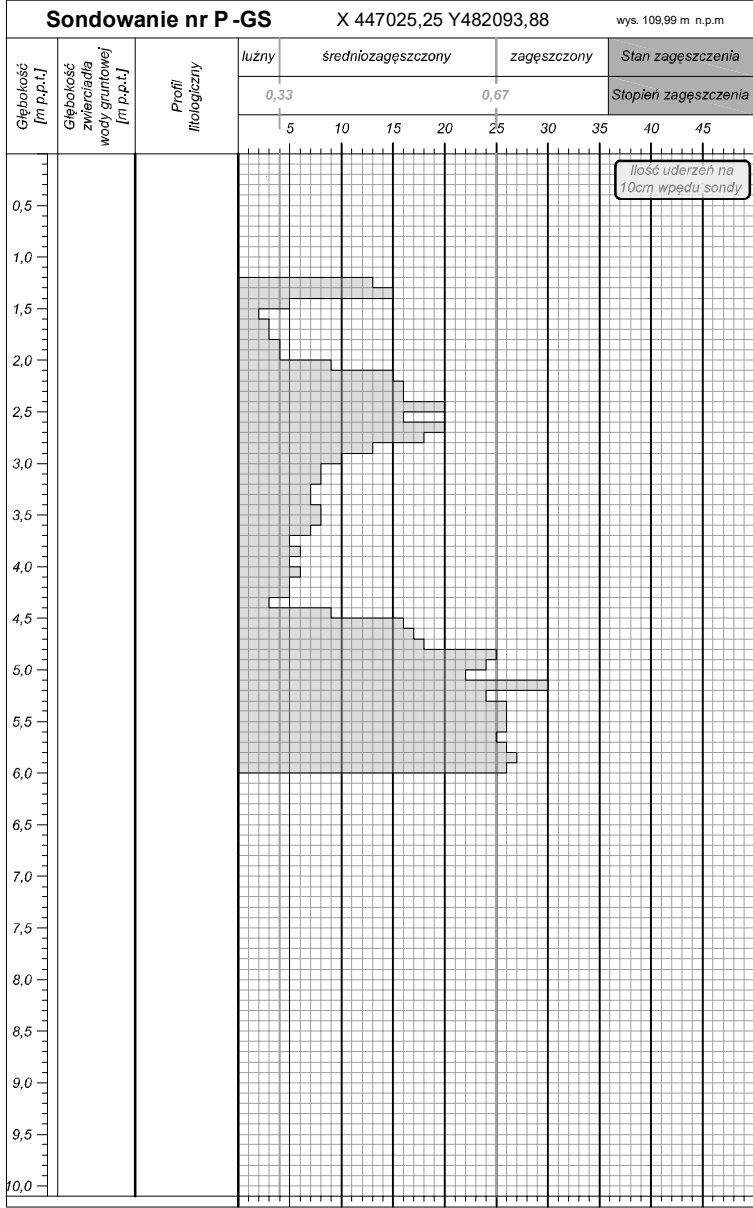
X 446021,19 Y 480991,56

wys. 110,33 m n.p.m.

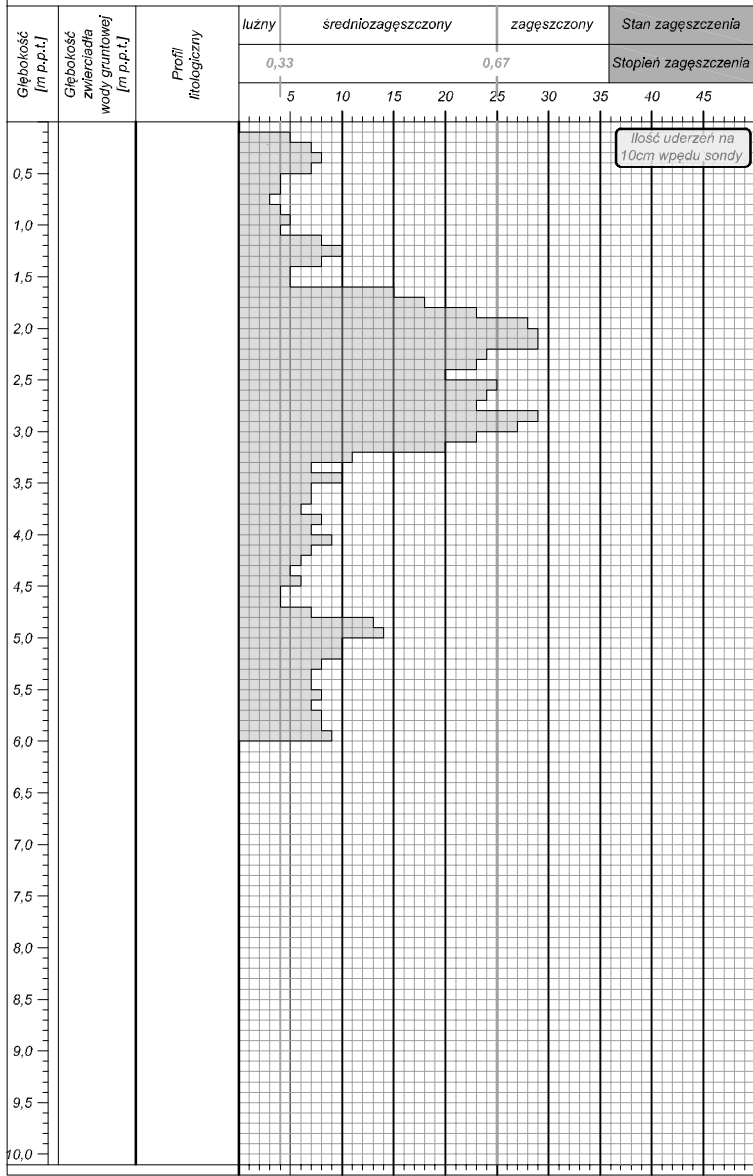


ZAŁĄCZNIK NR 2

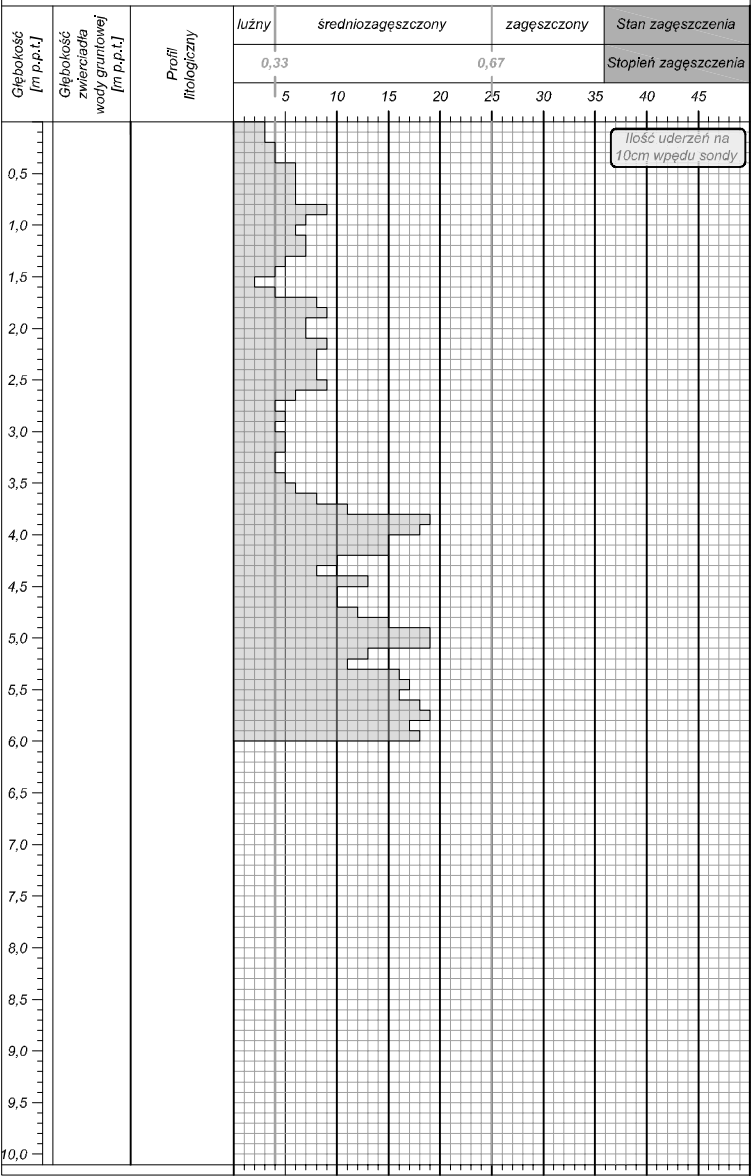
WYKRESY SONDOWAŃ DYNAMICZNYCH

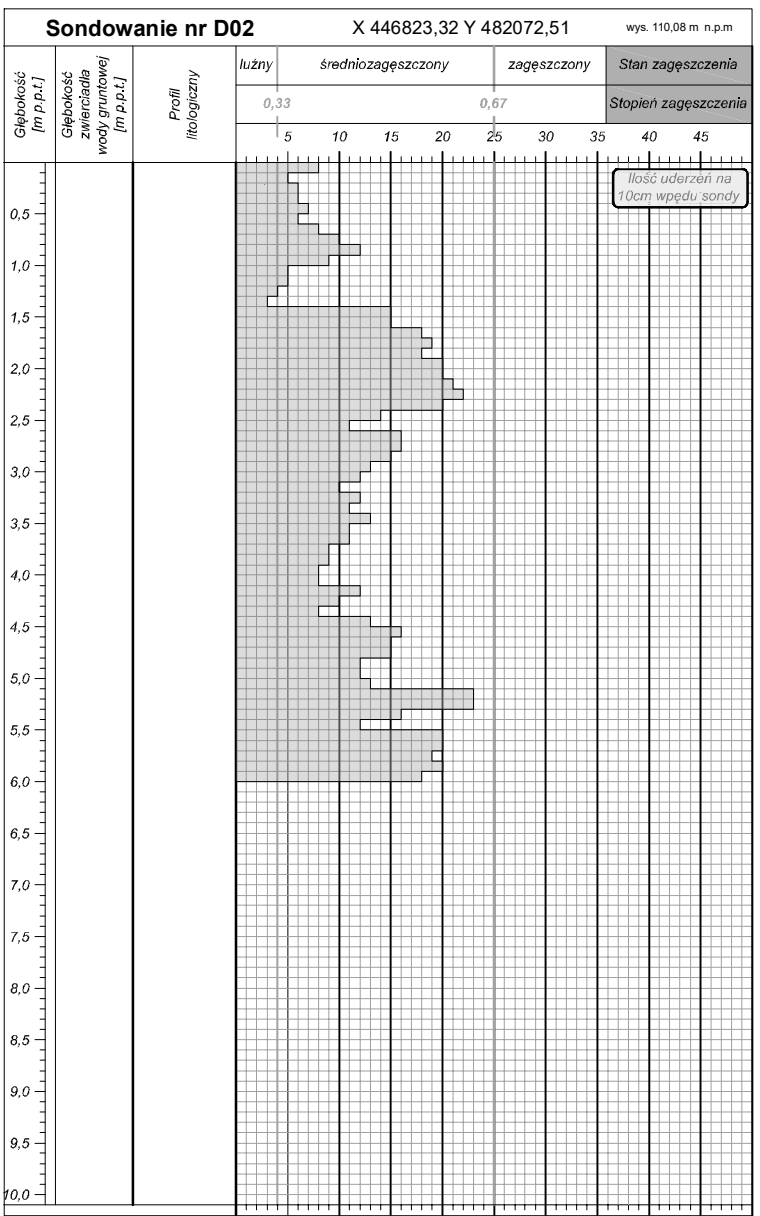
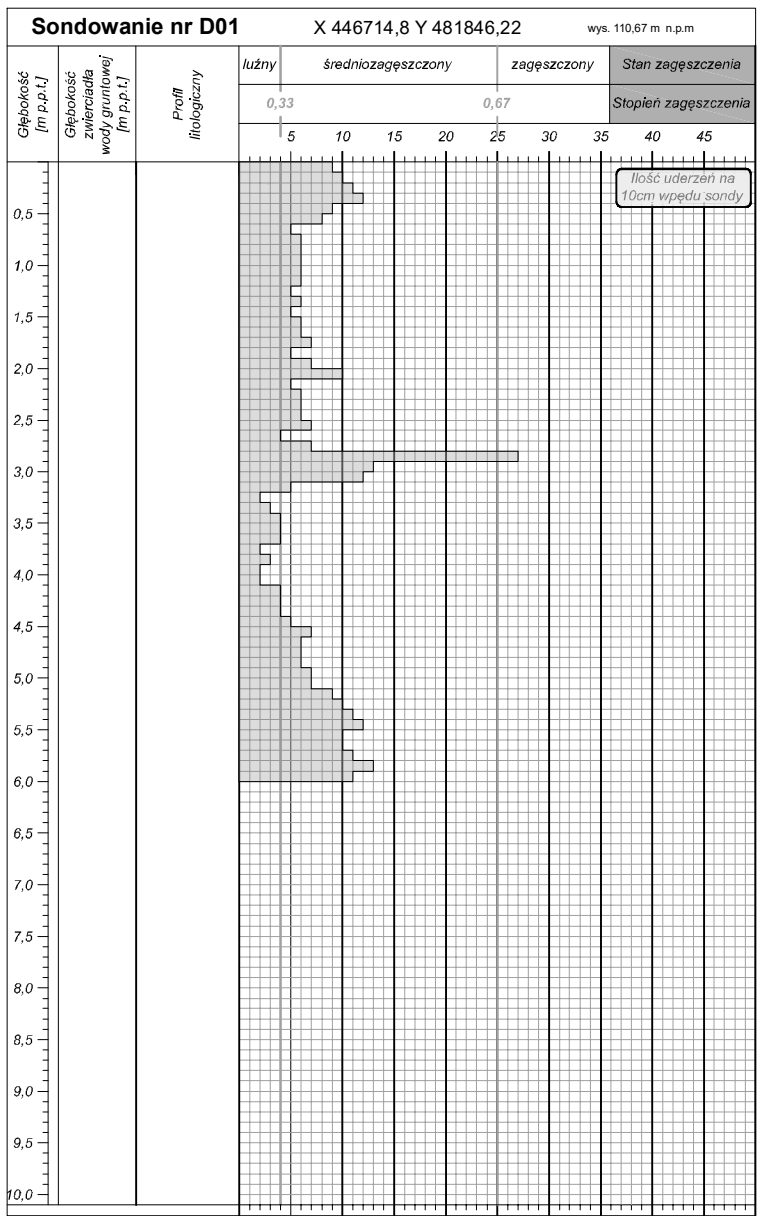


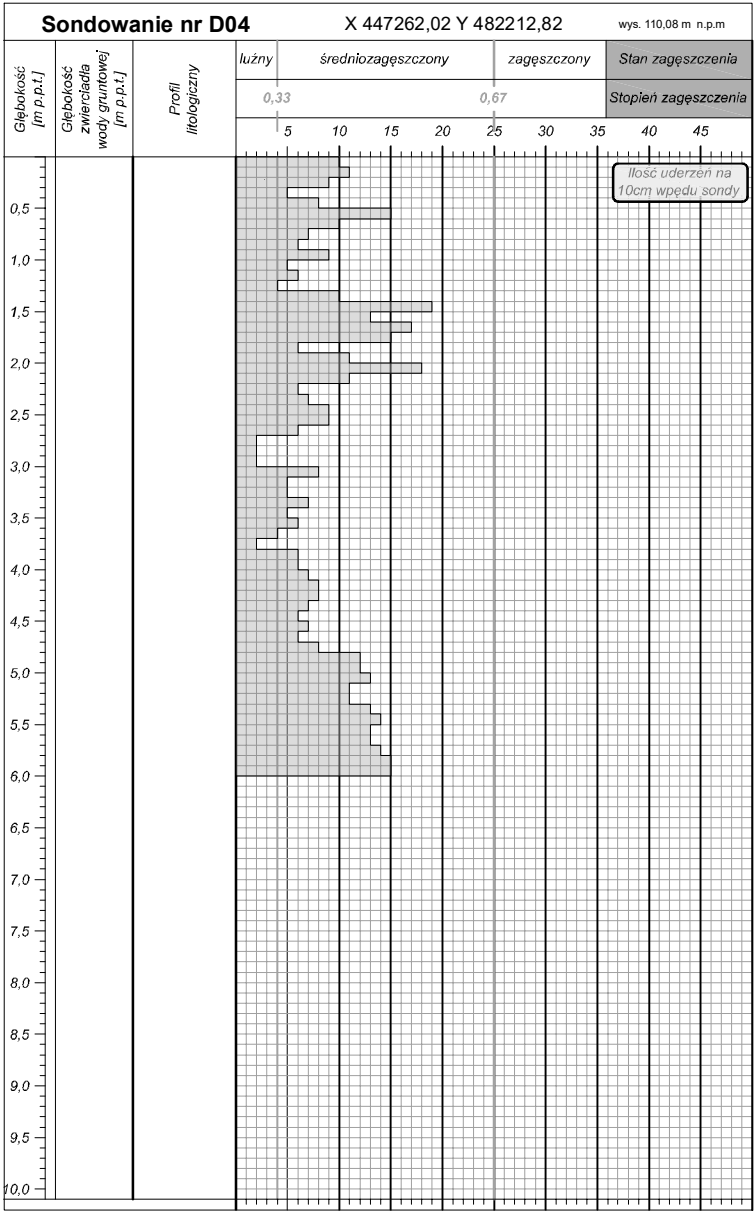
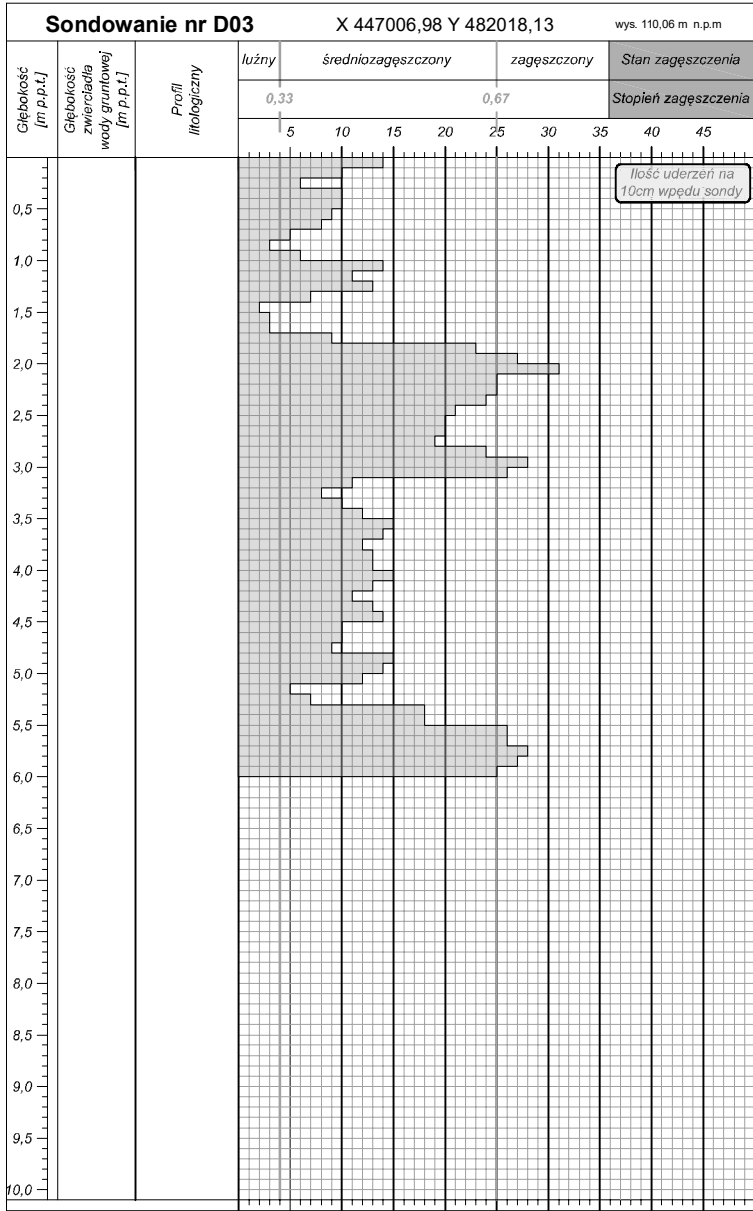
Sondowanie nr P - A X 447085,25 Y 482416,3 wys. 109,53 m n.p.m

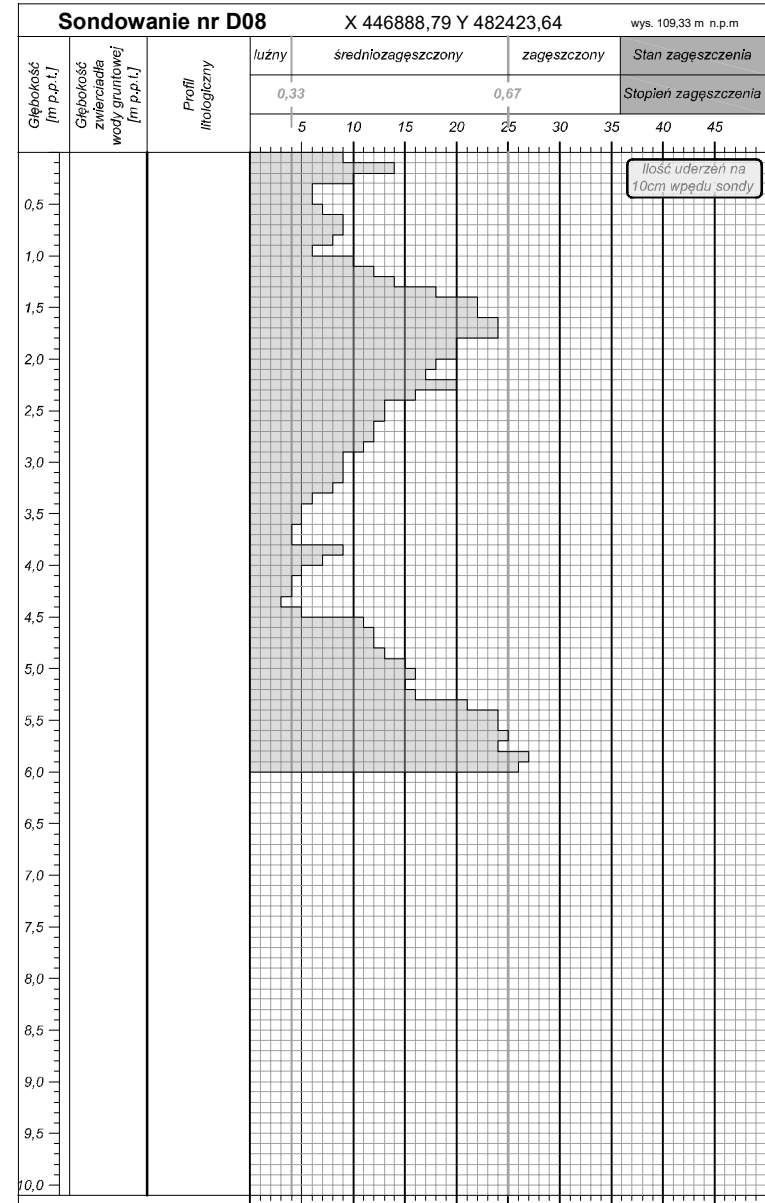
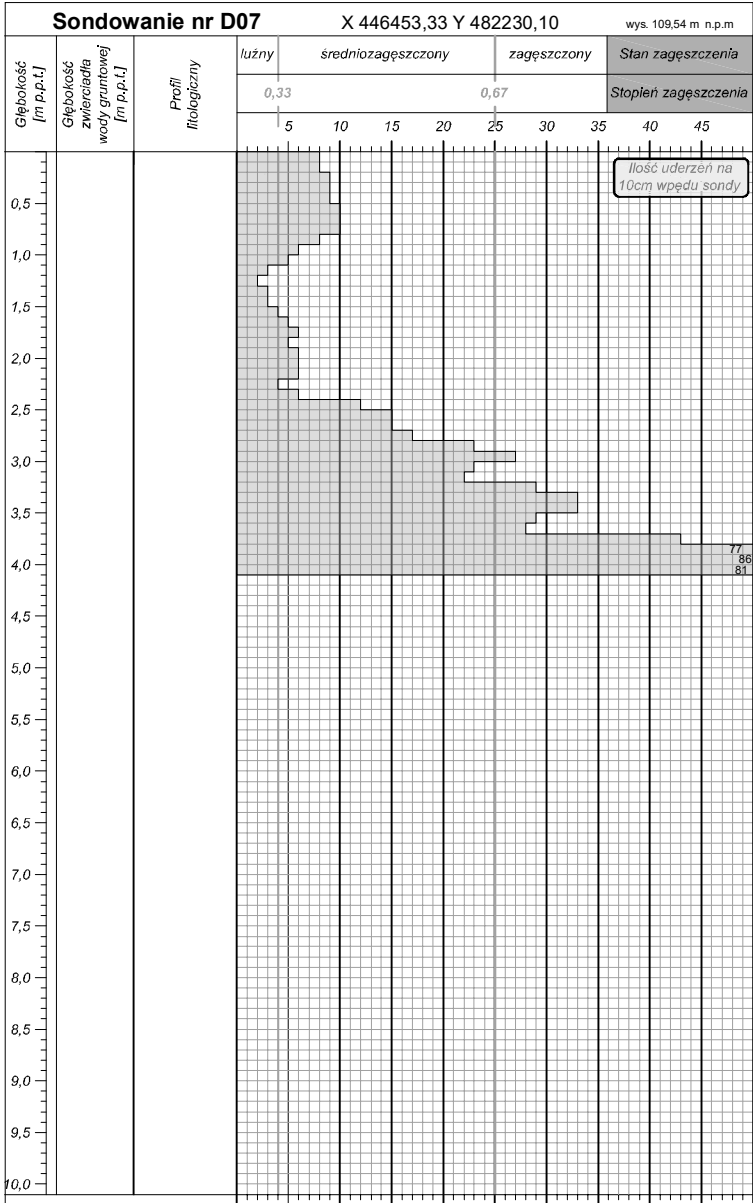


Sondowanie nr P - B X 447130,00 Y 482338,49 wys. 108,84 m n.p.m

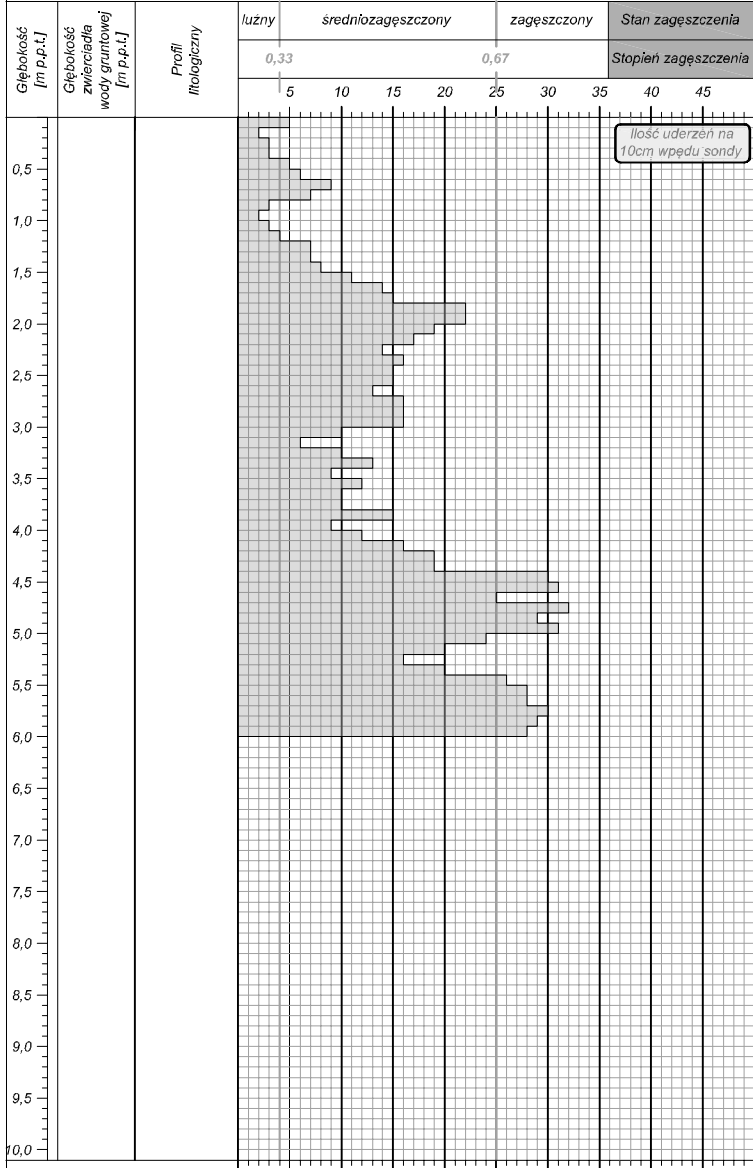




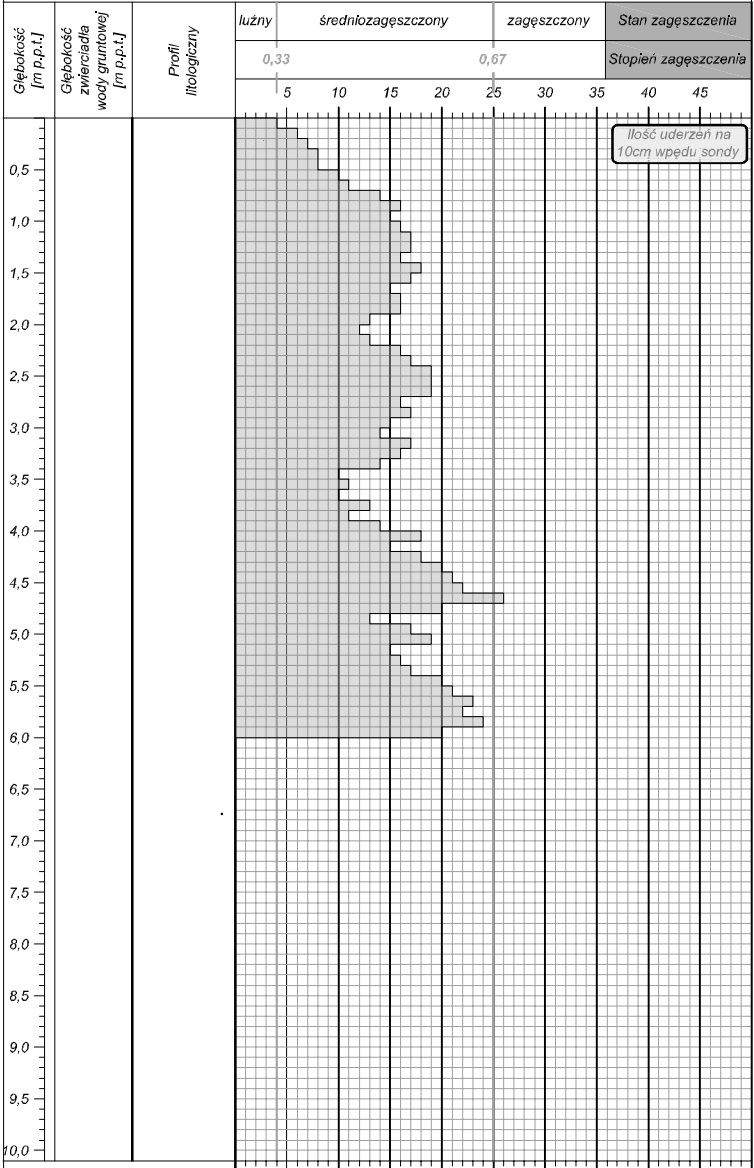


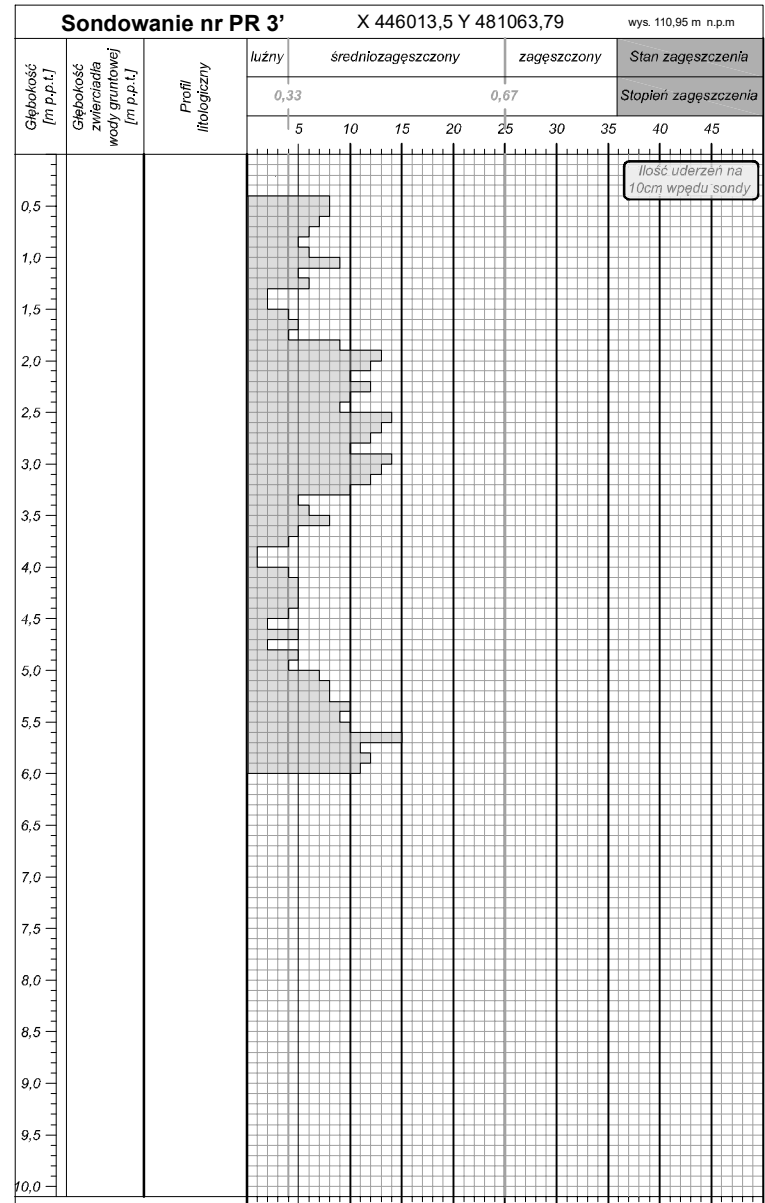
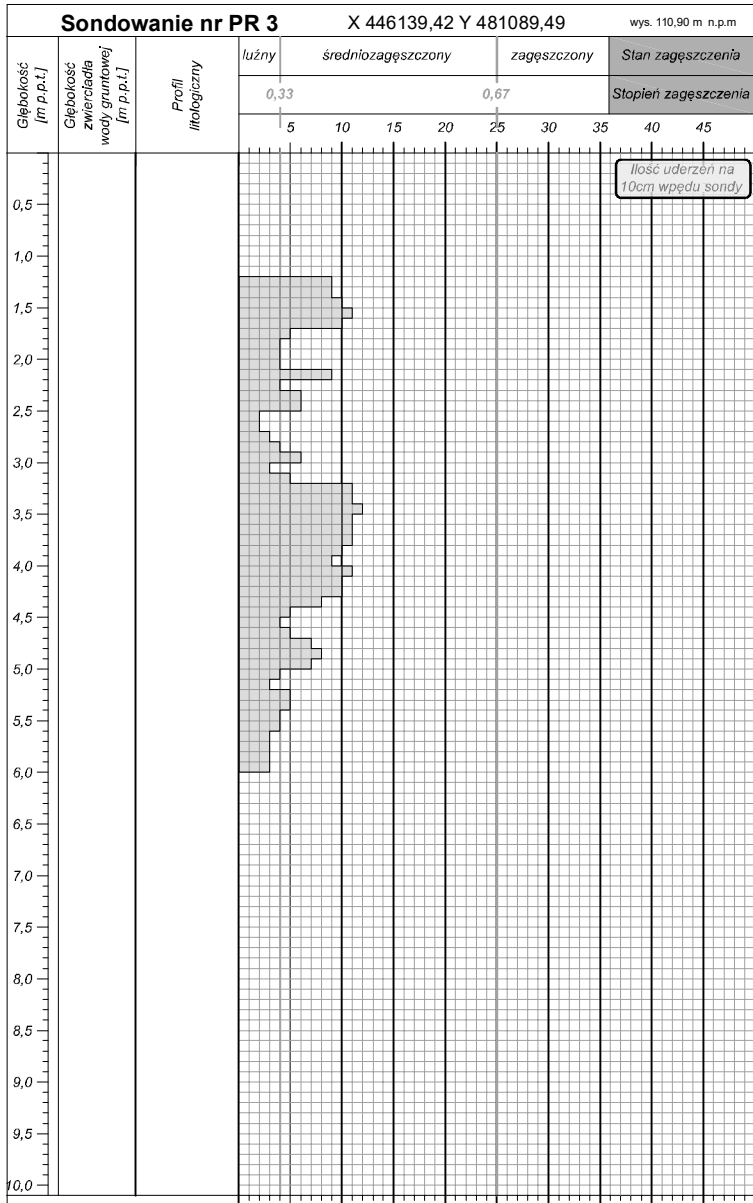


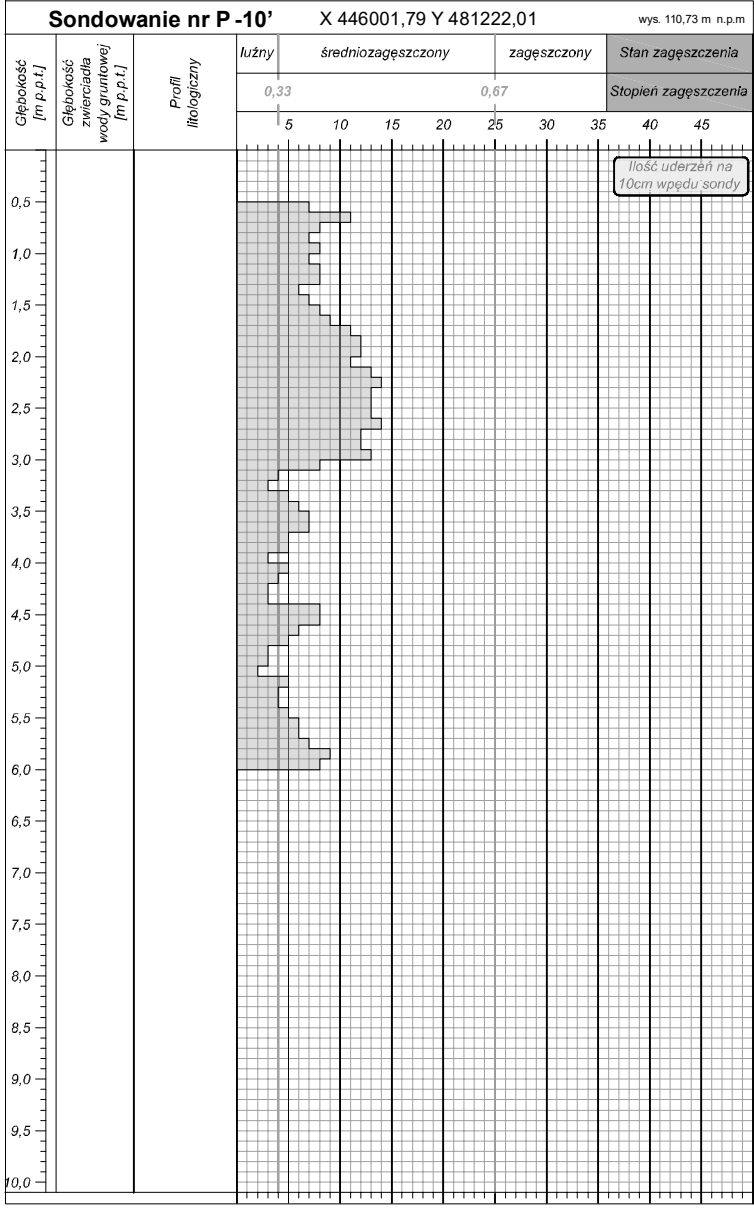
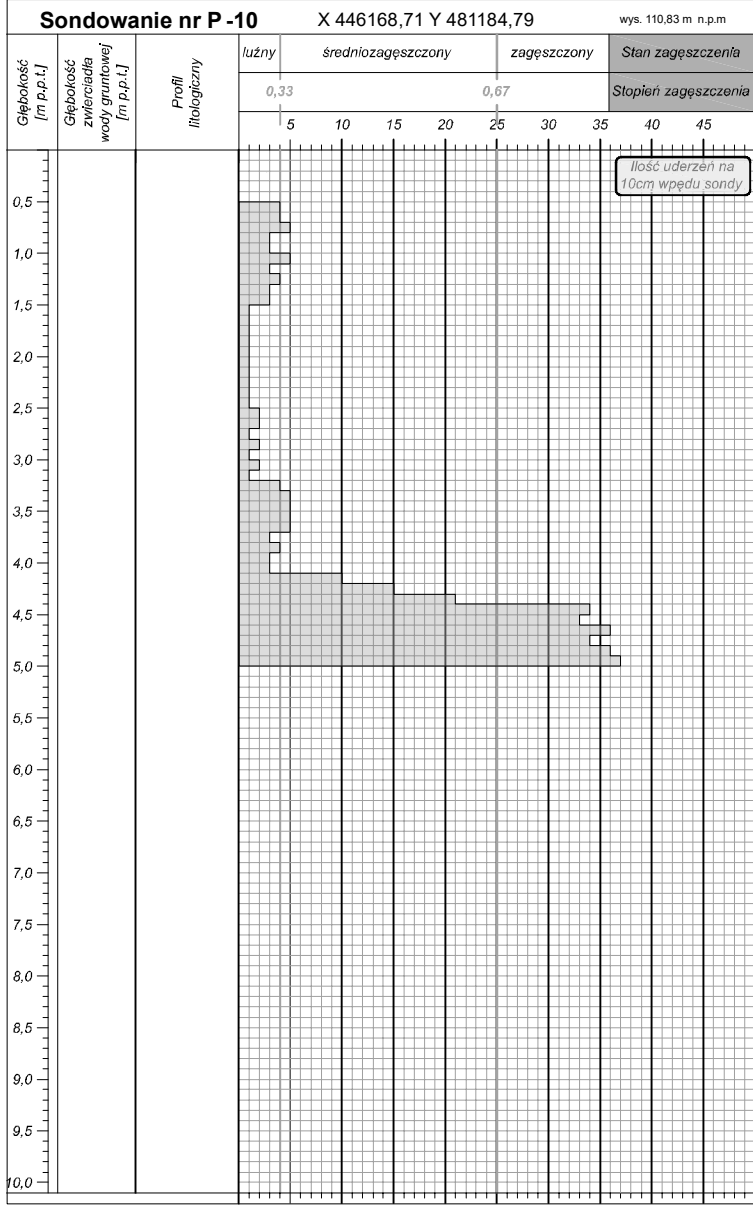
Sondowanie nr D09 X 447066,43 Y 482499,94 wys. 109,44 m n.p.m

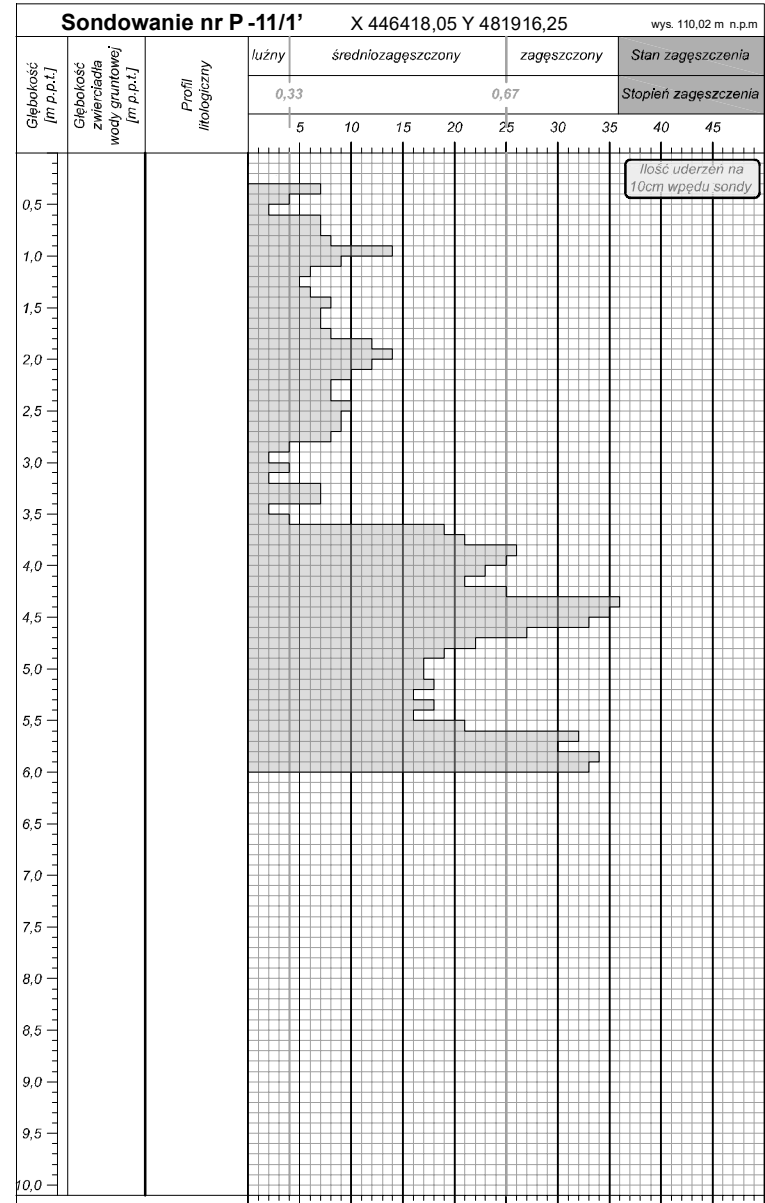
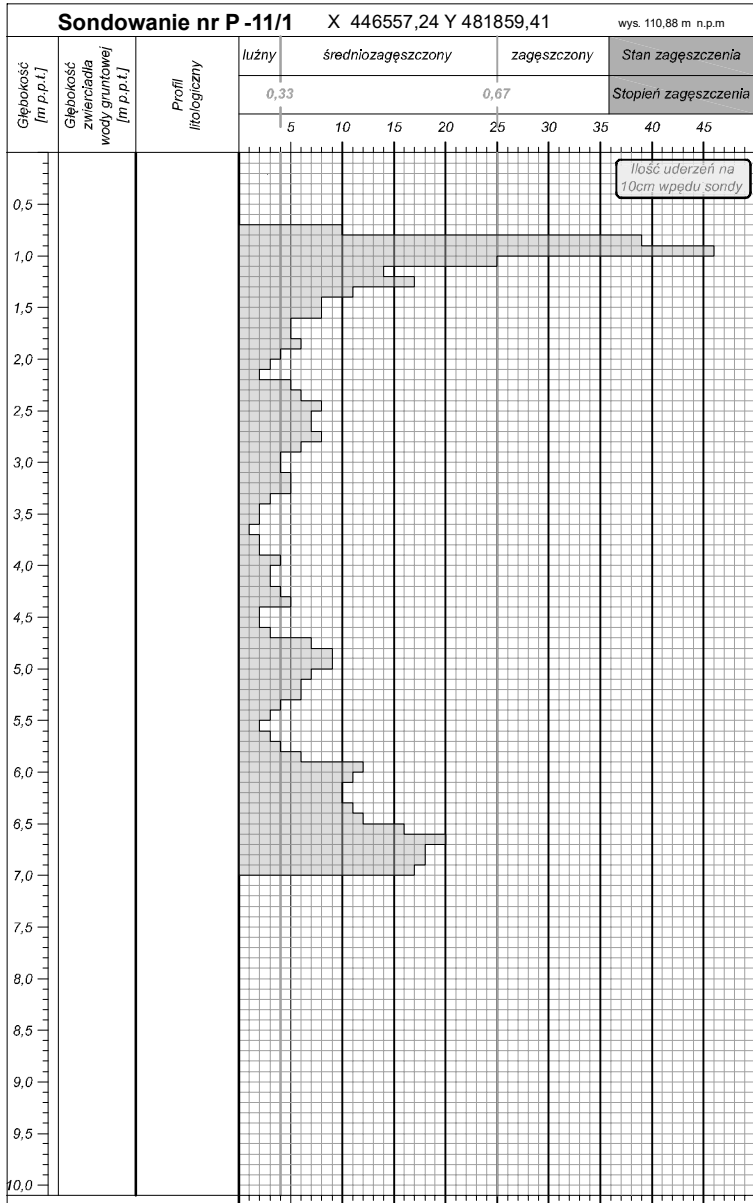


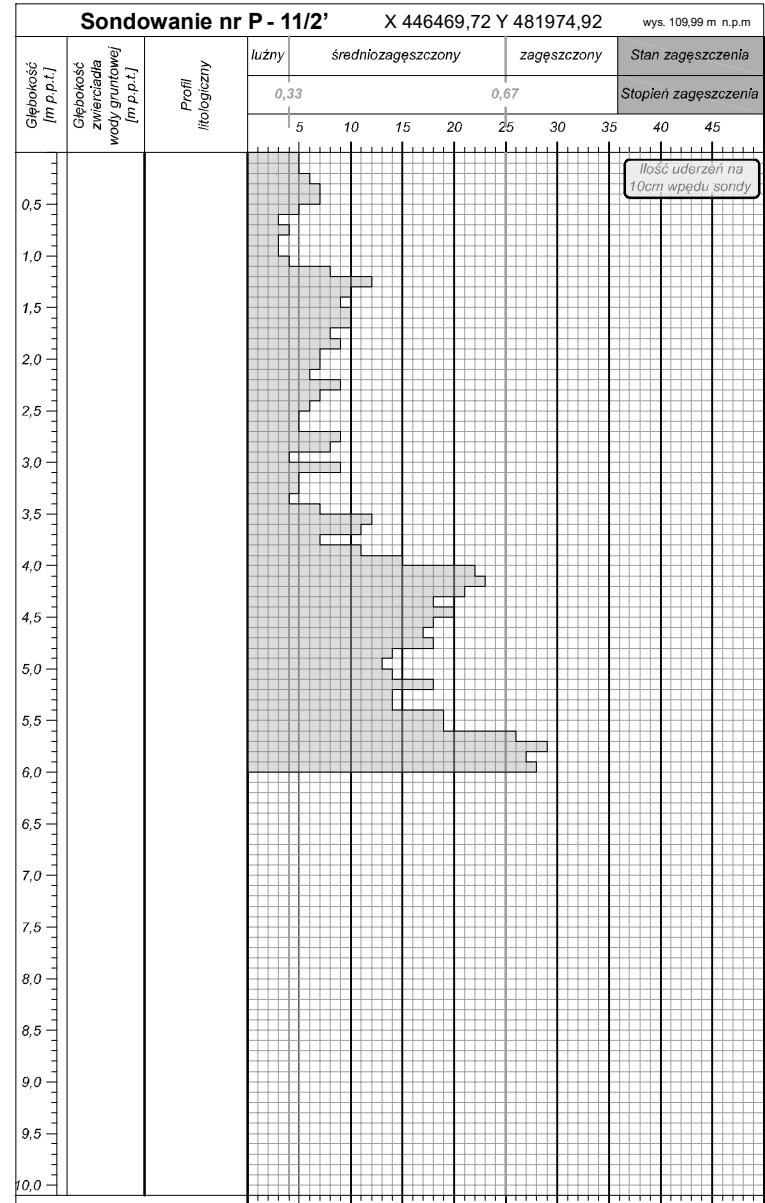
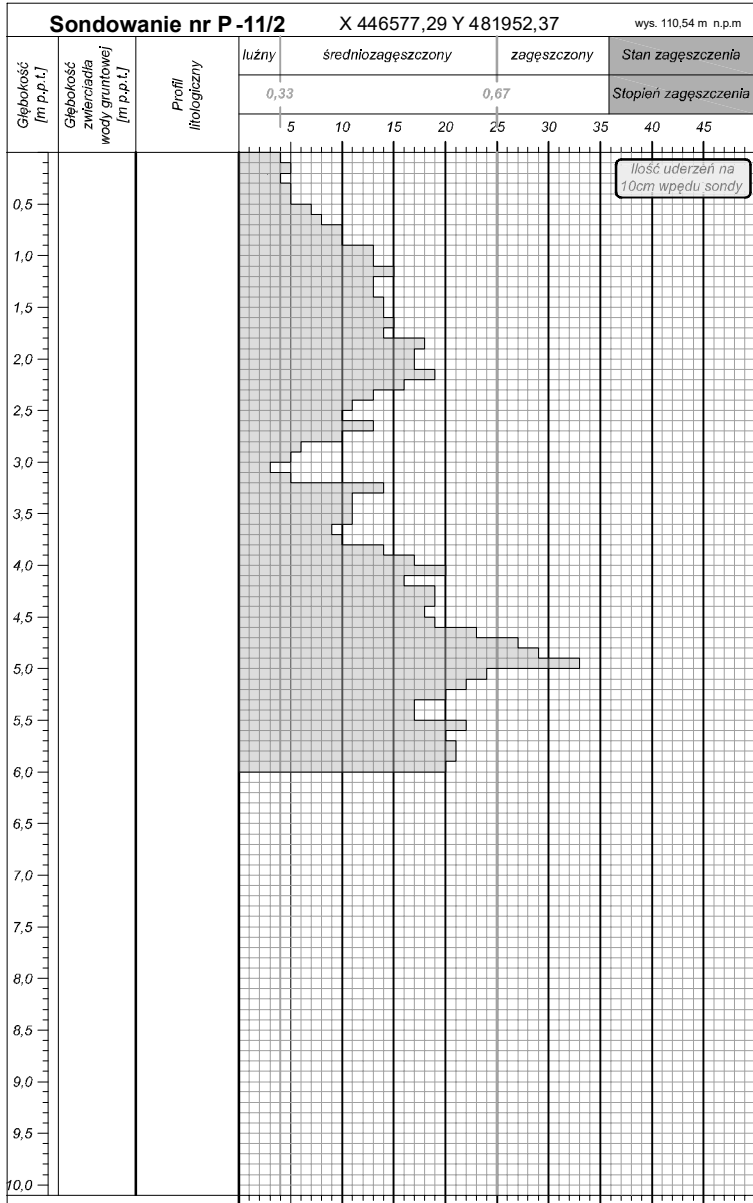
Sondowanie nr D10 X 447173,45 Y 482632,18 wys. 109,52 m n.p.m

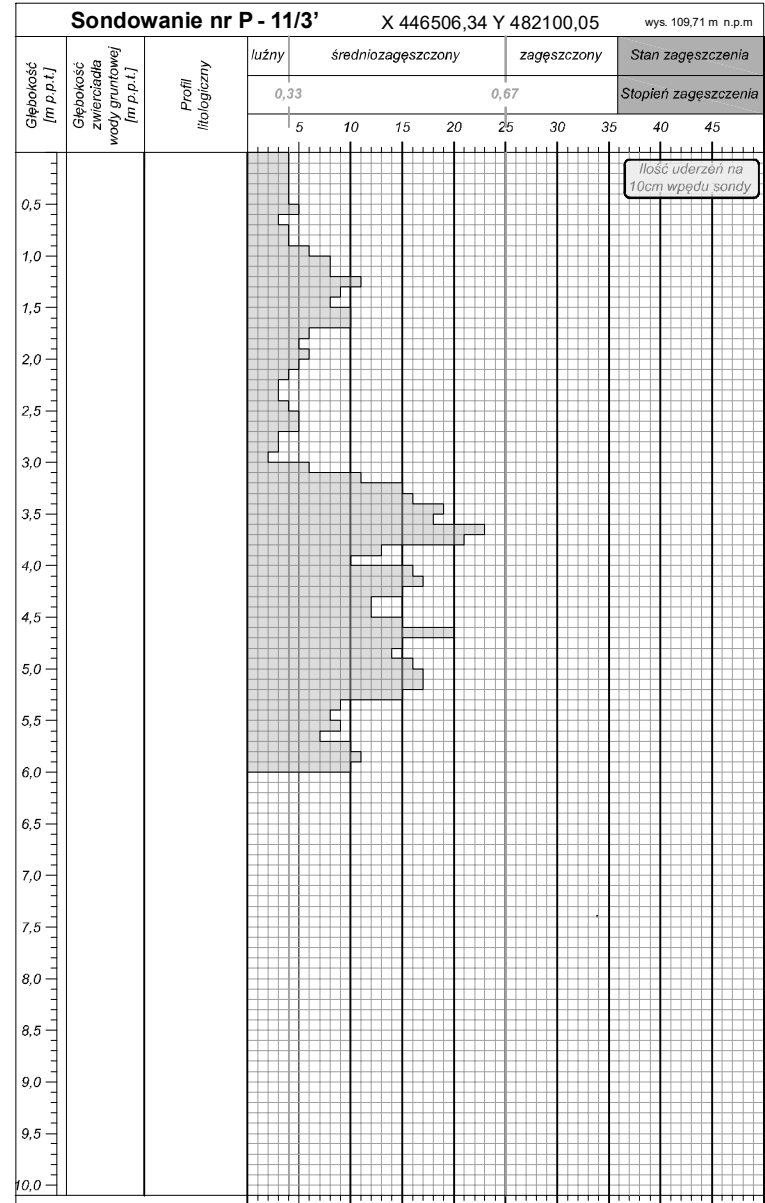
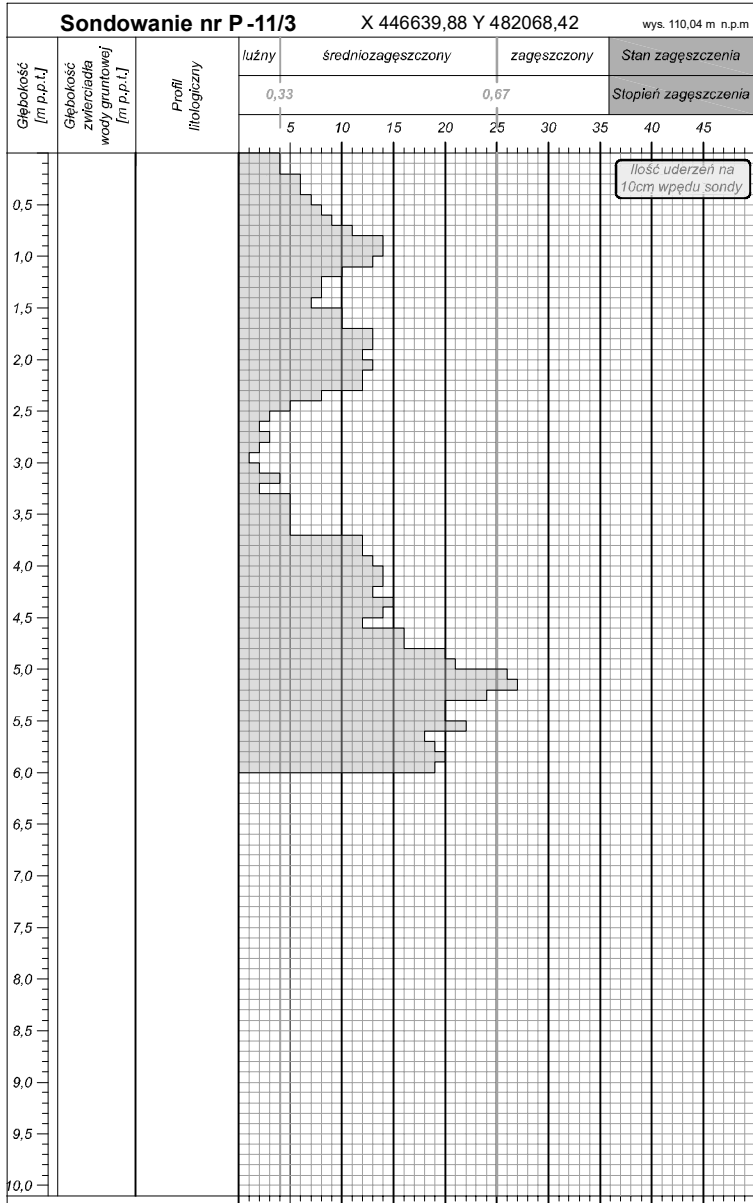


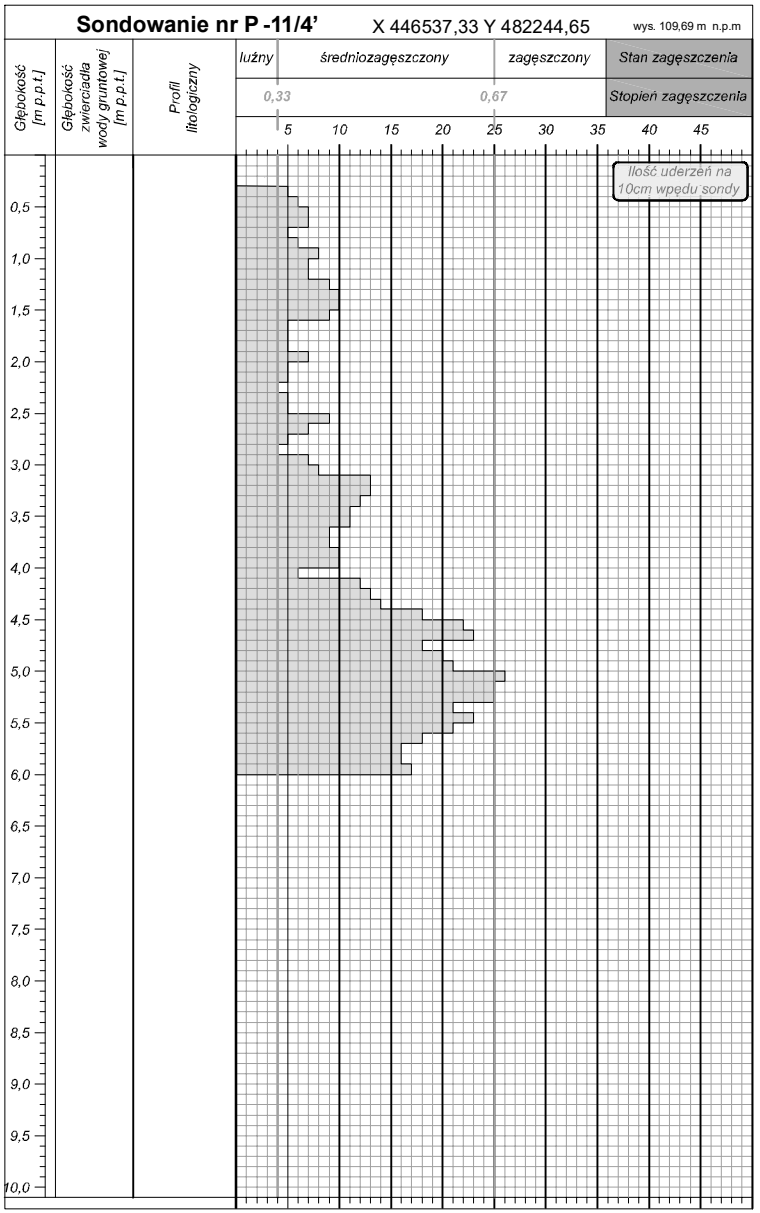
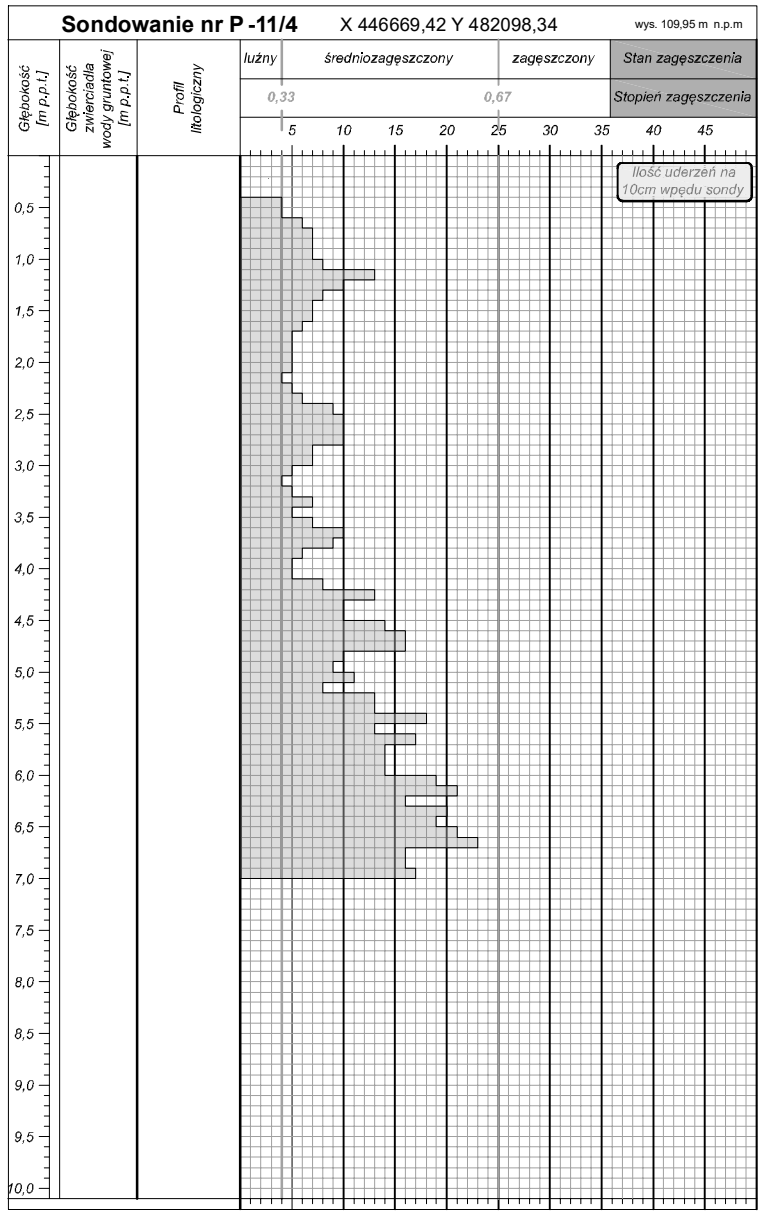


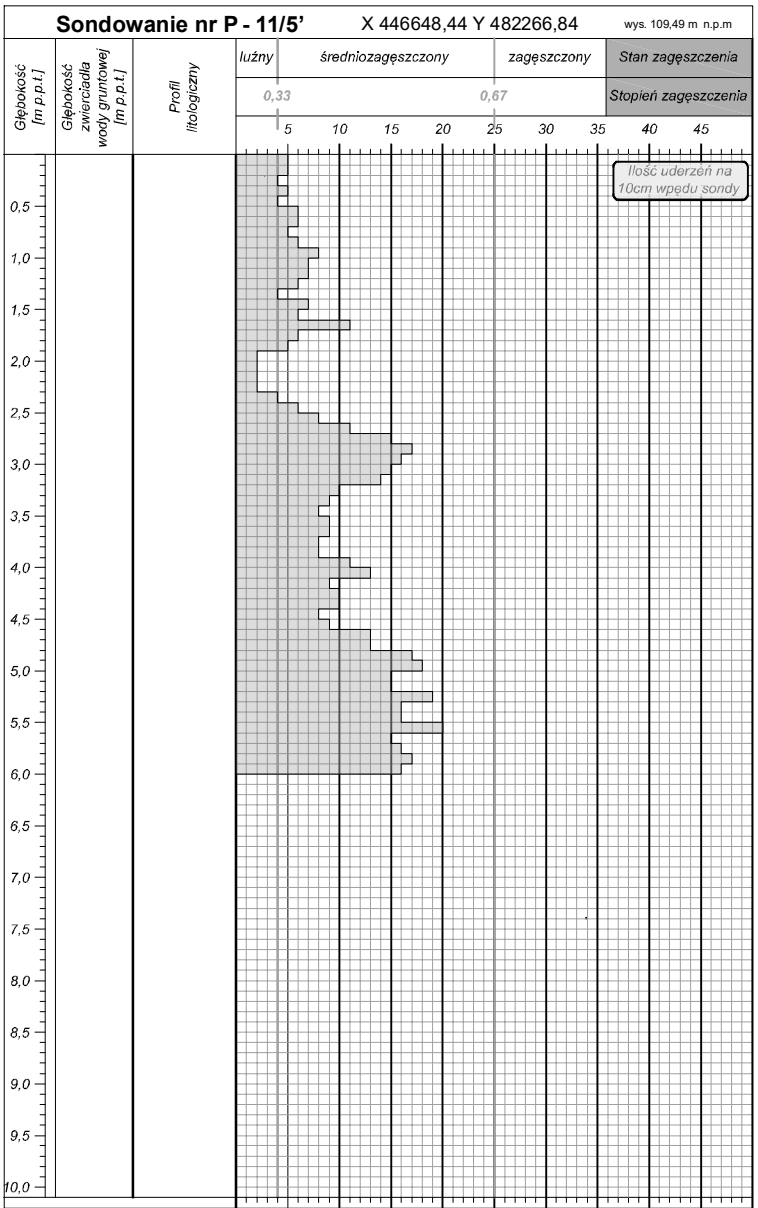
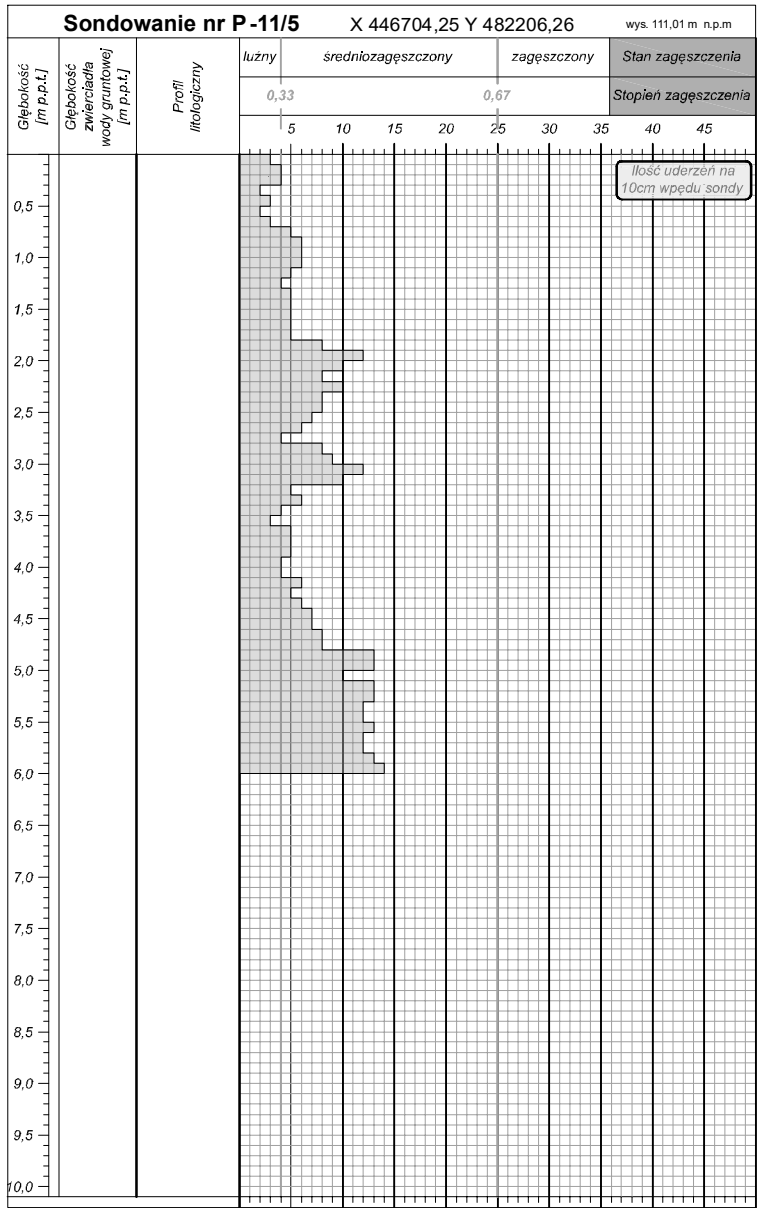


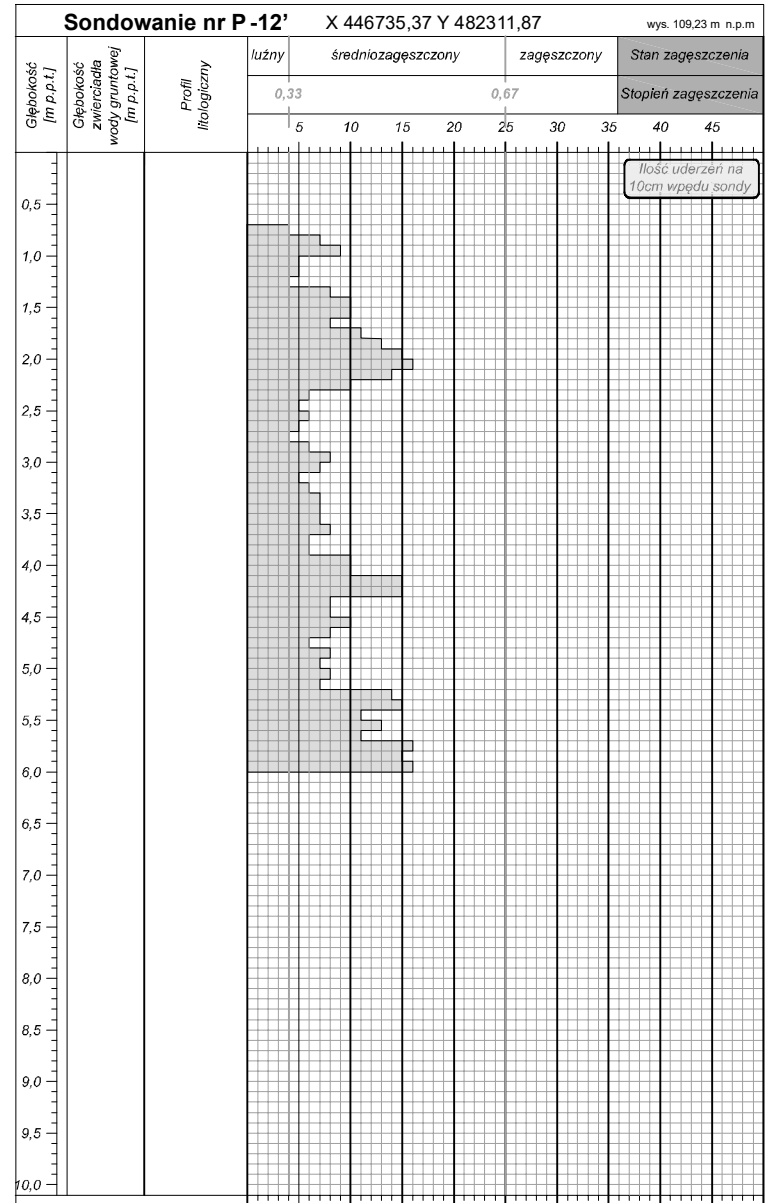
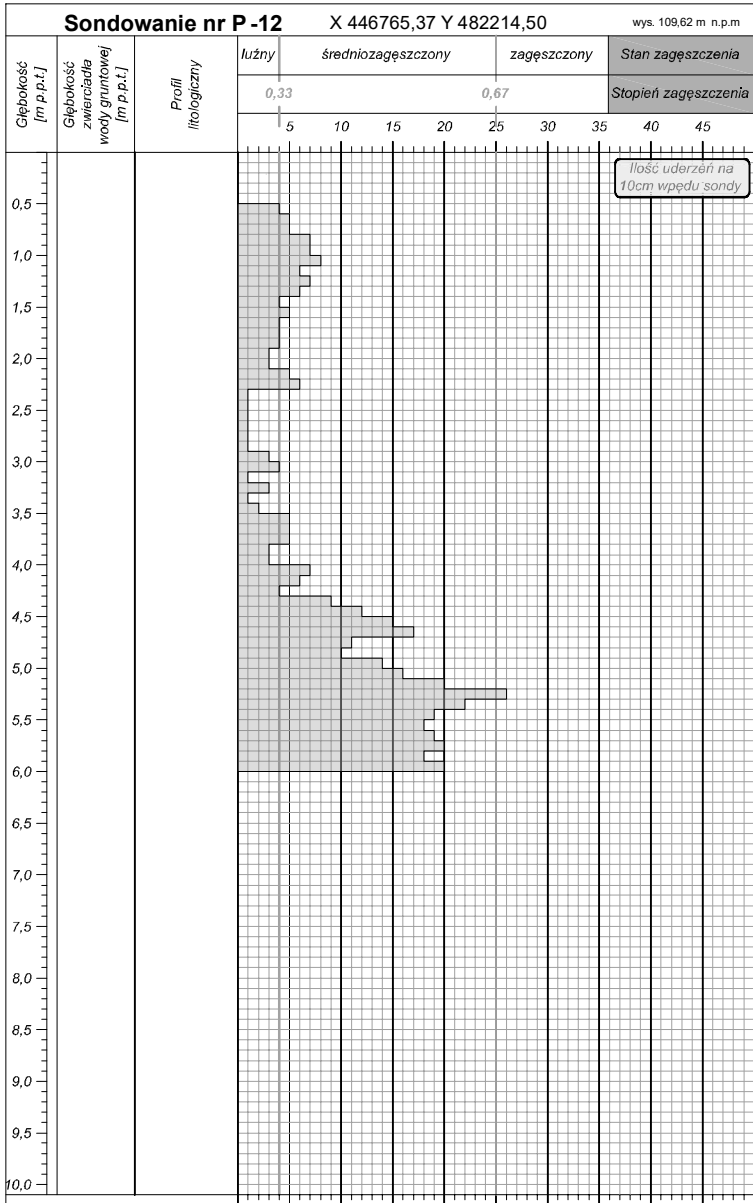


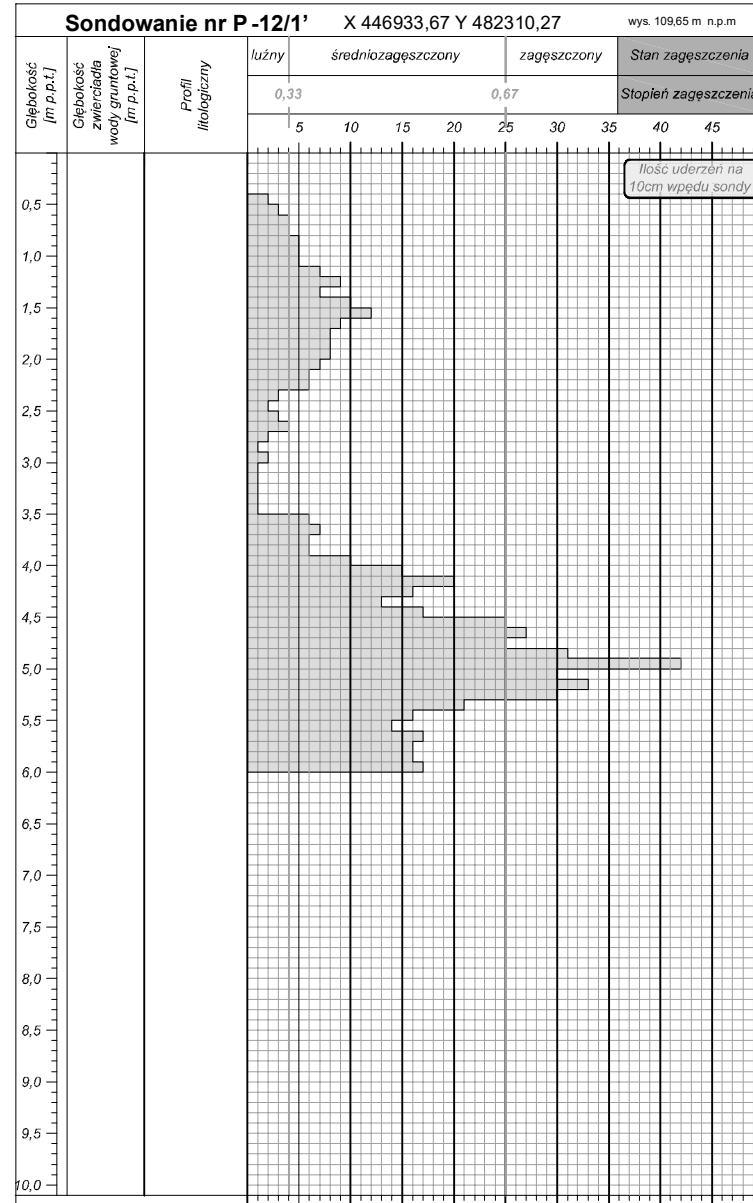
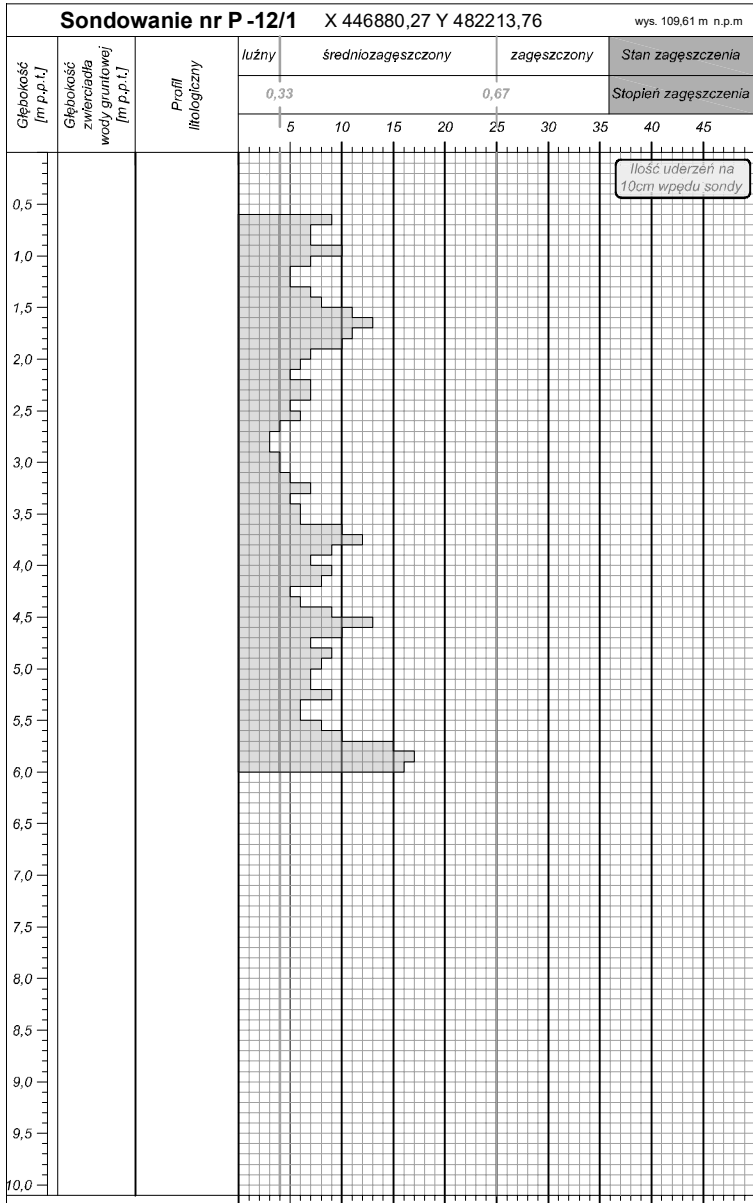


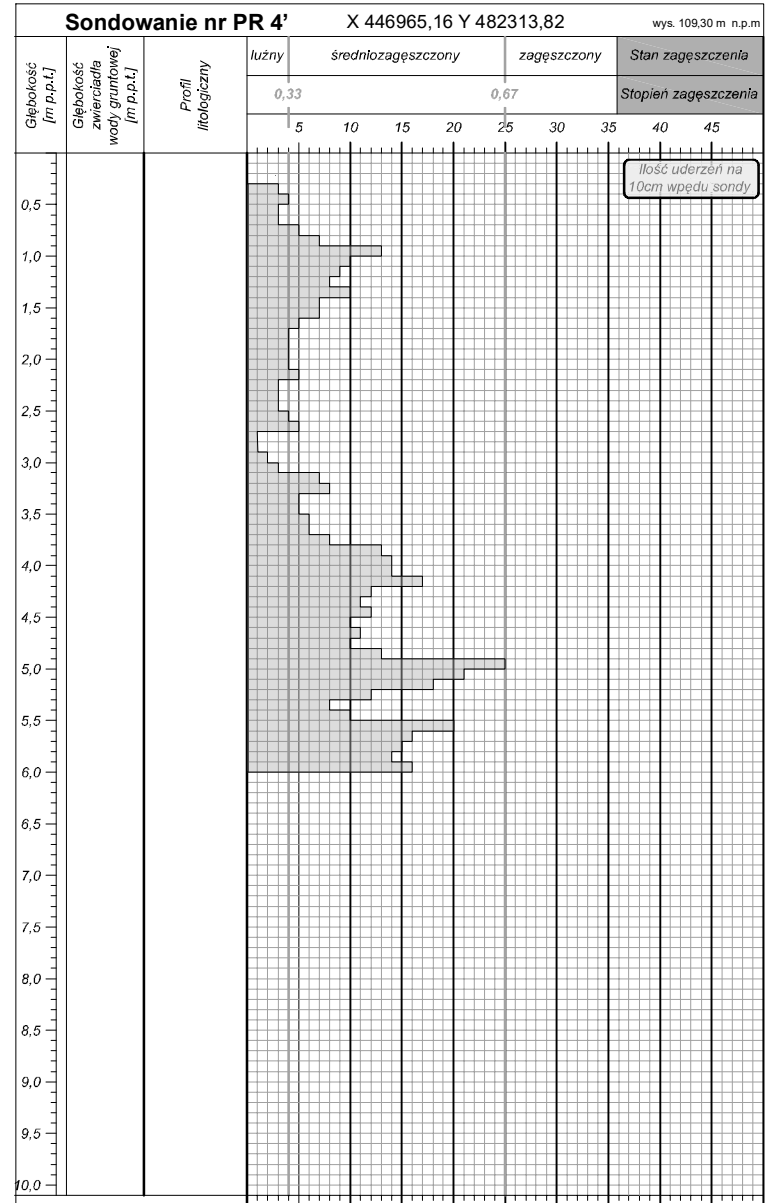
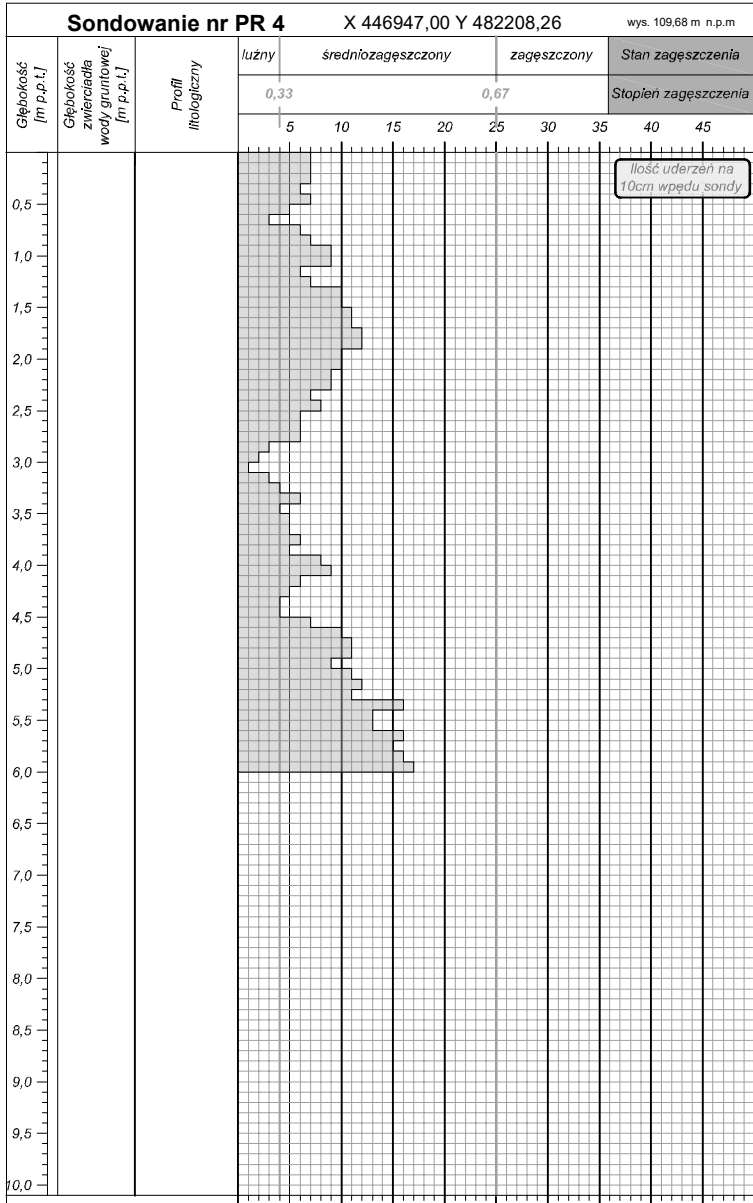


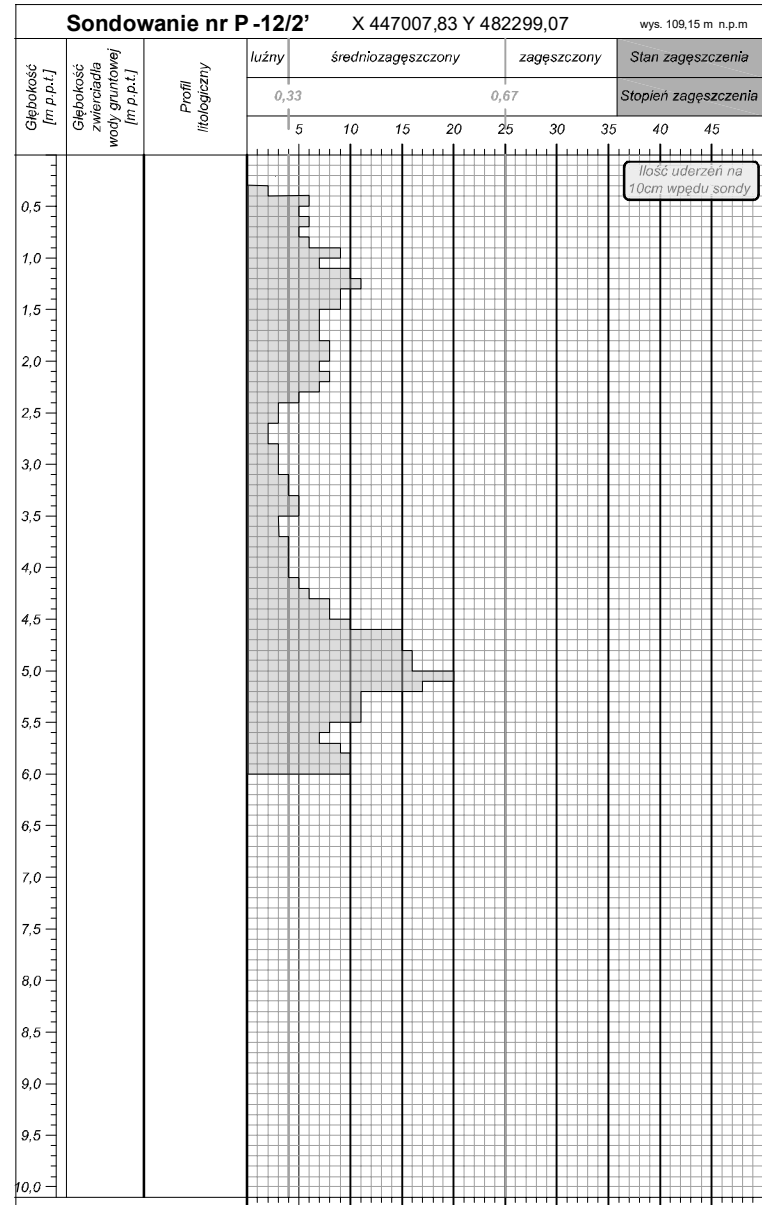
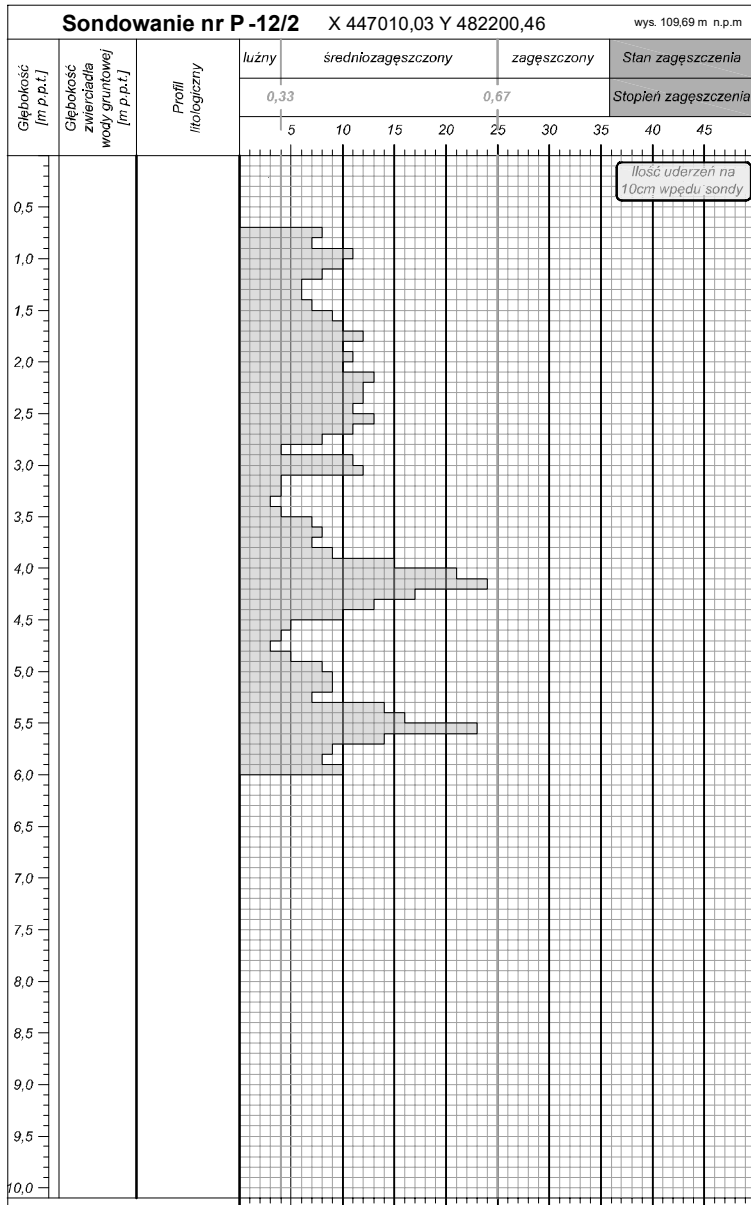




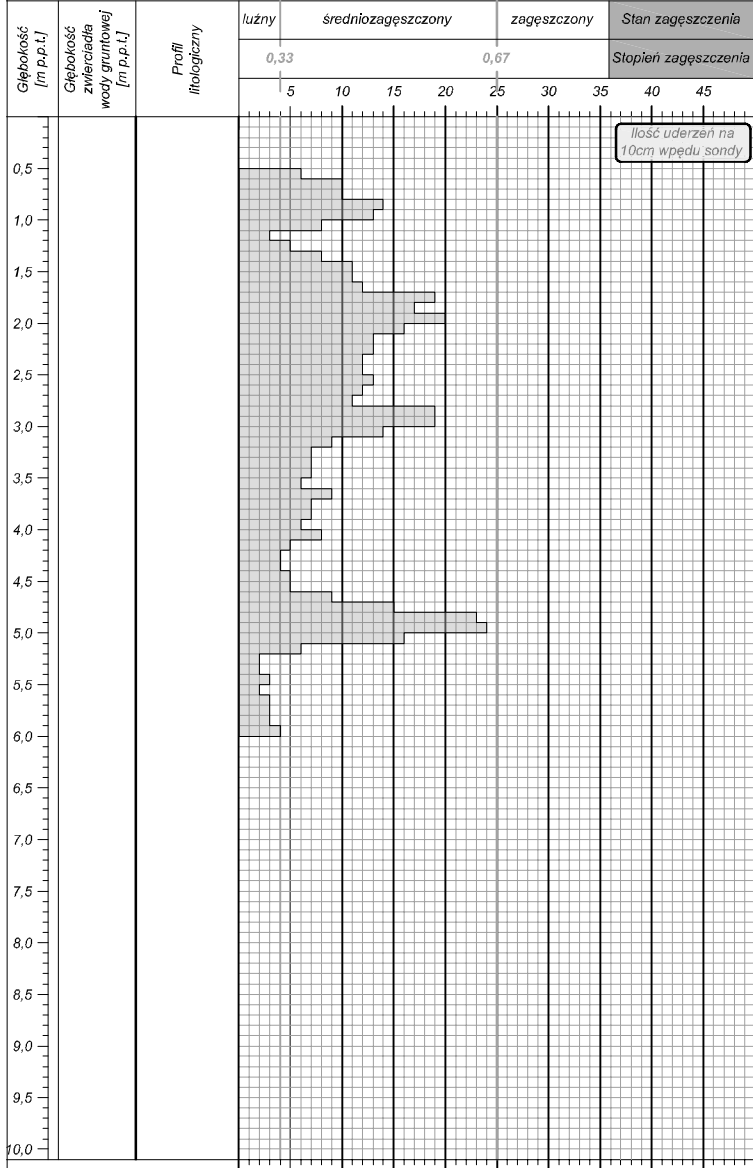




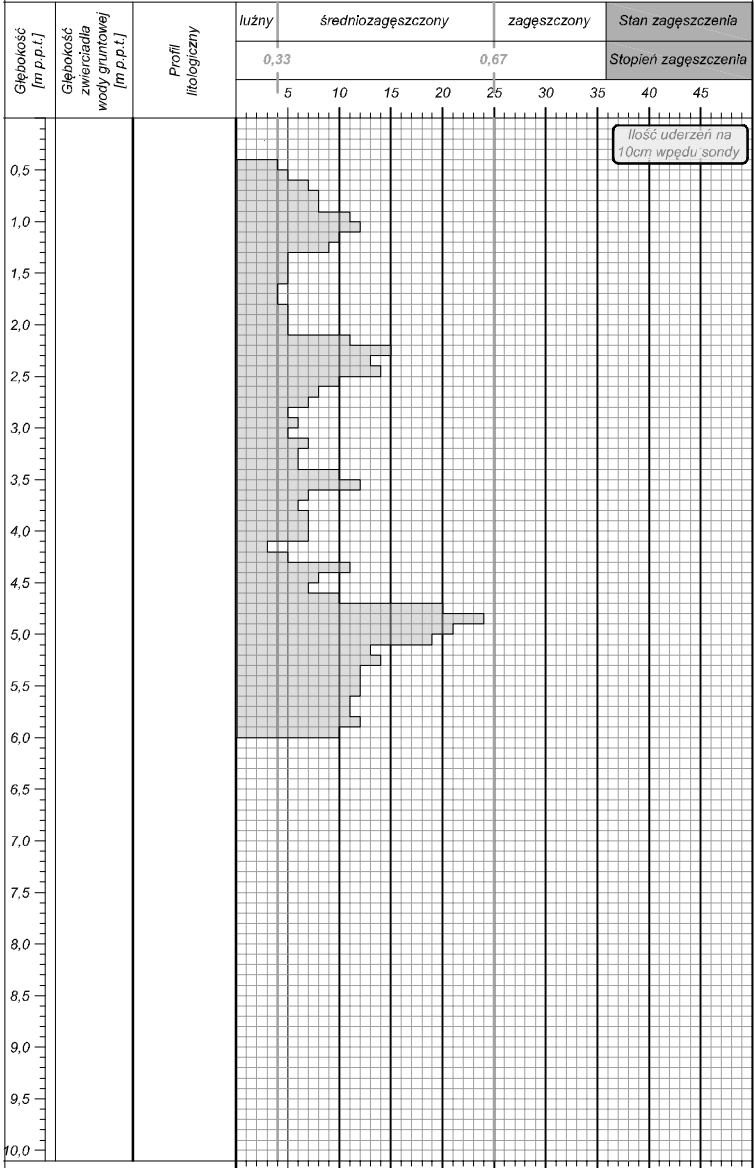


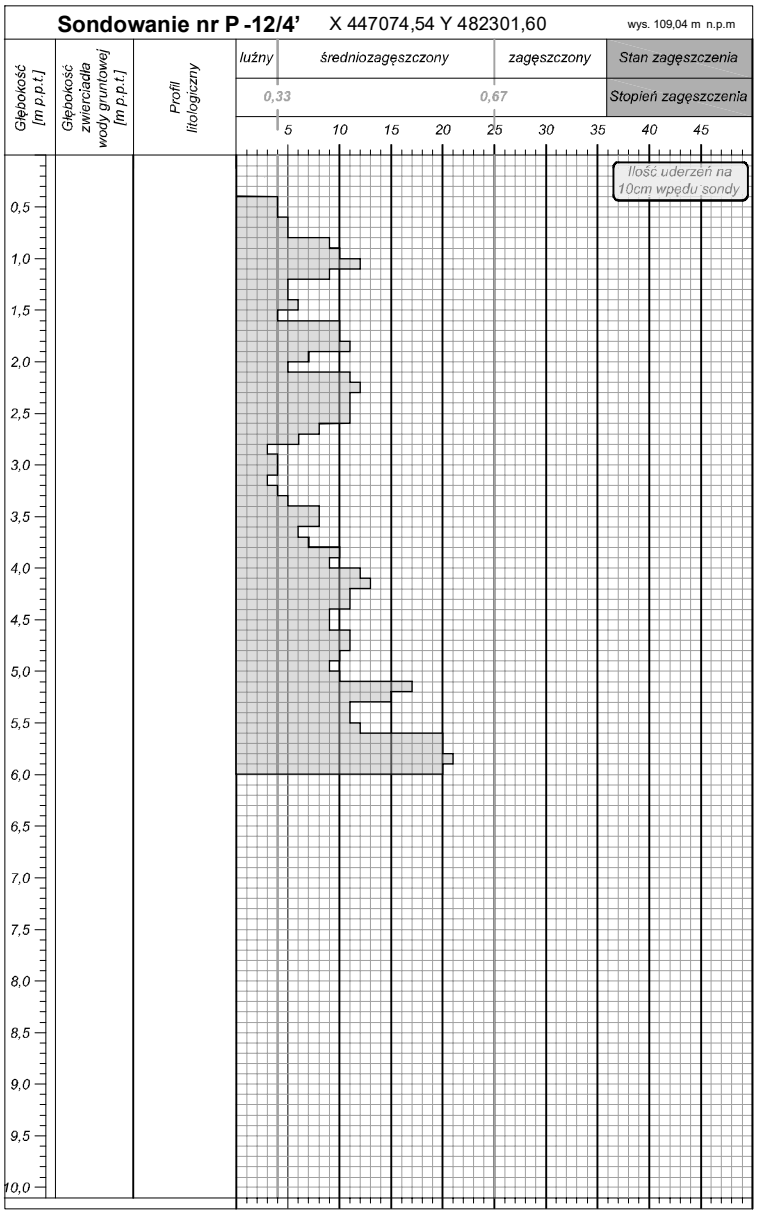
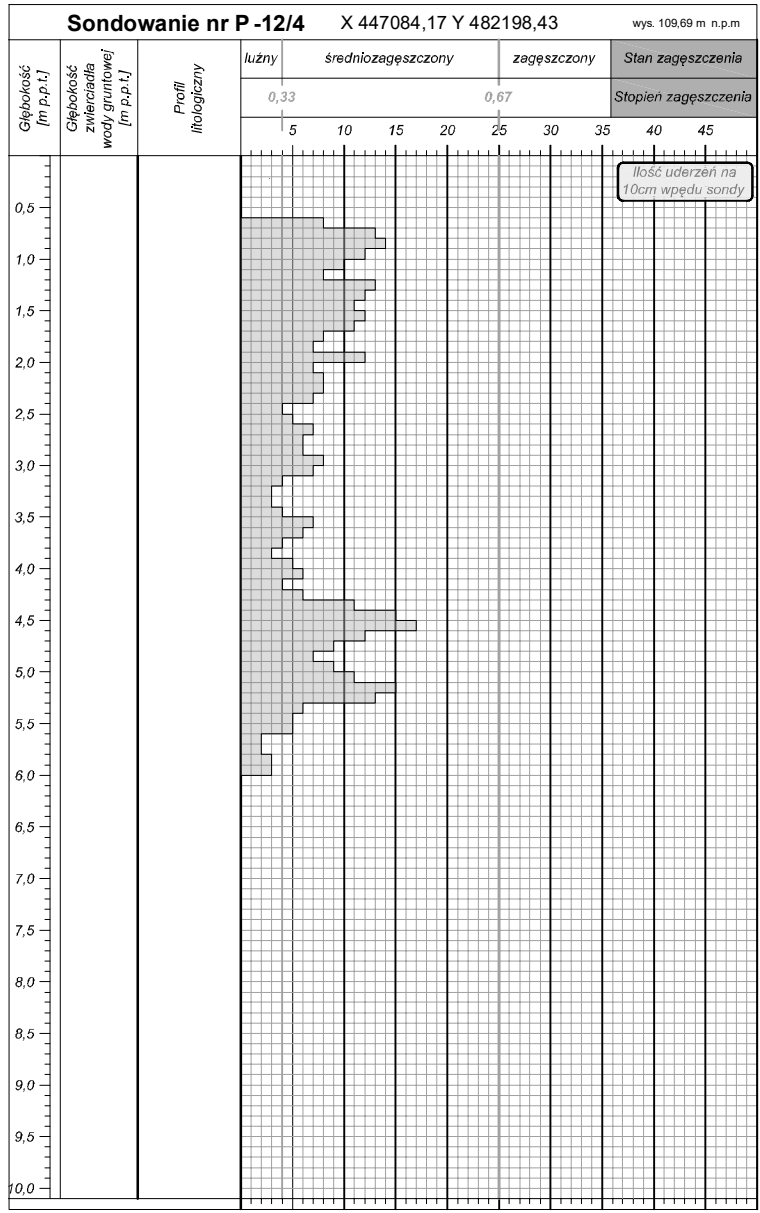


Sondowanie nr P-12/3 X 447041,53 Y 482201,72 wys. 110,26 m n.p.m

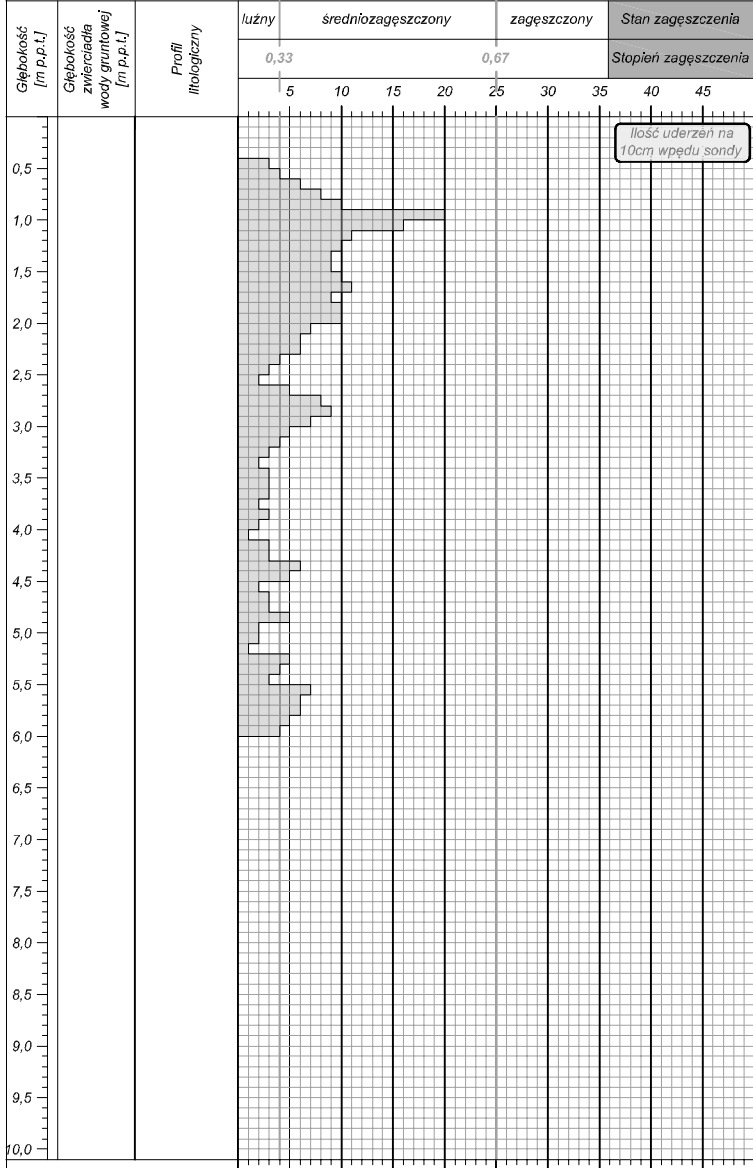


Sondowanie nr P-12/3' X 447041,20 Y 482294,60 wys. 109,25 m n.p.m

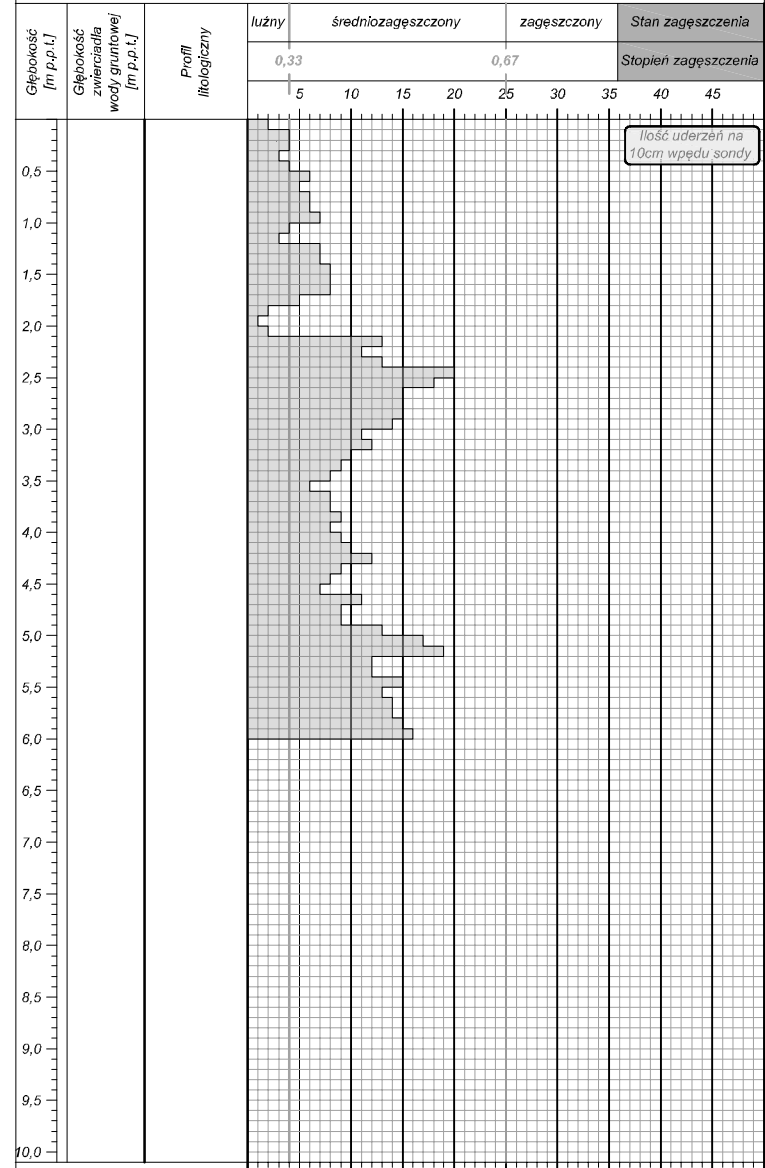


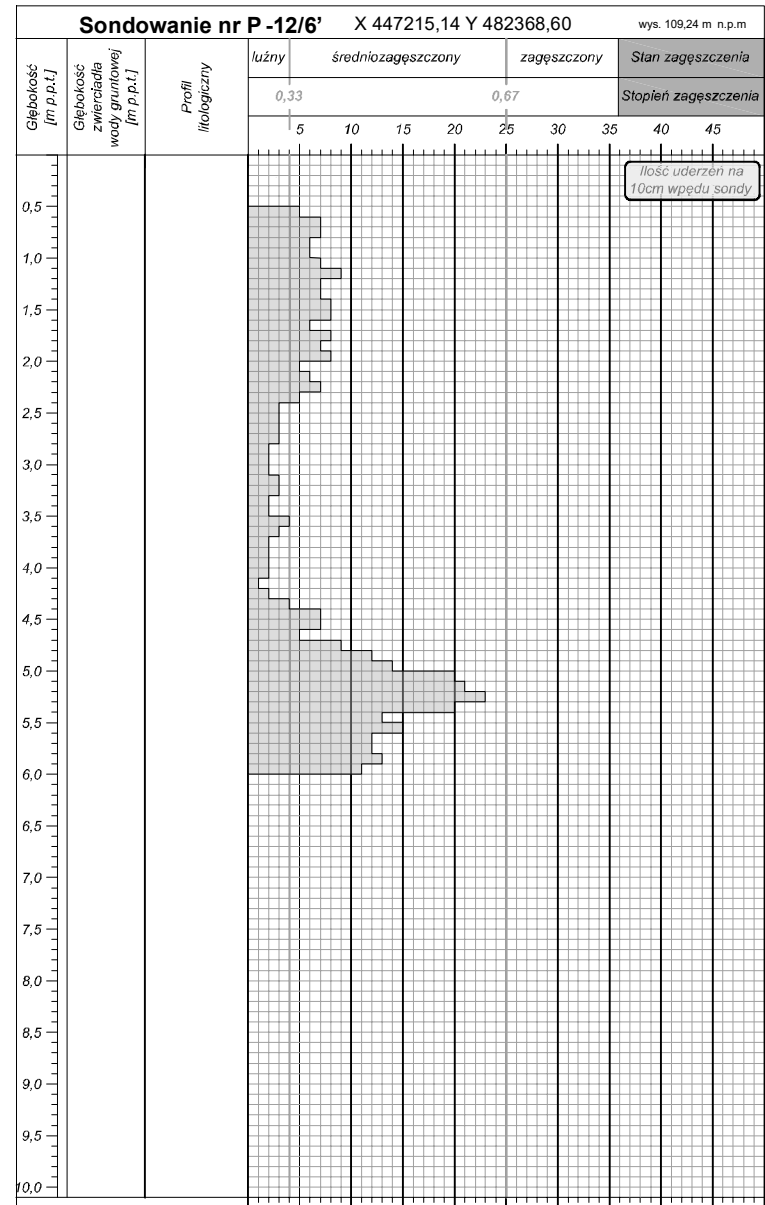
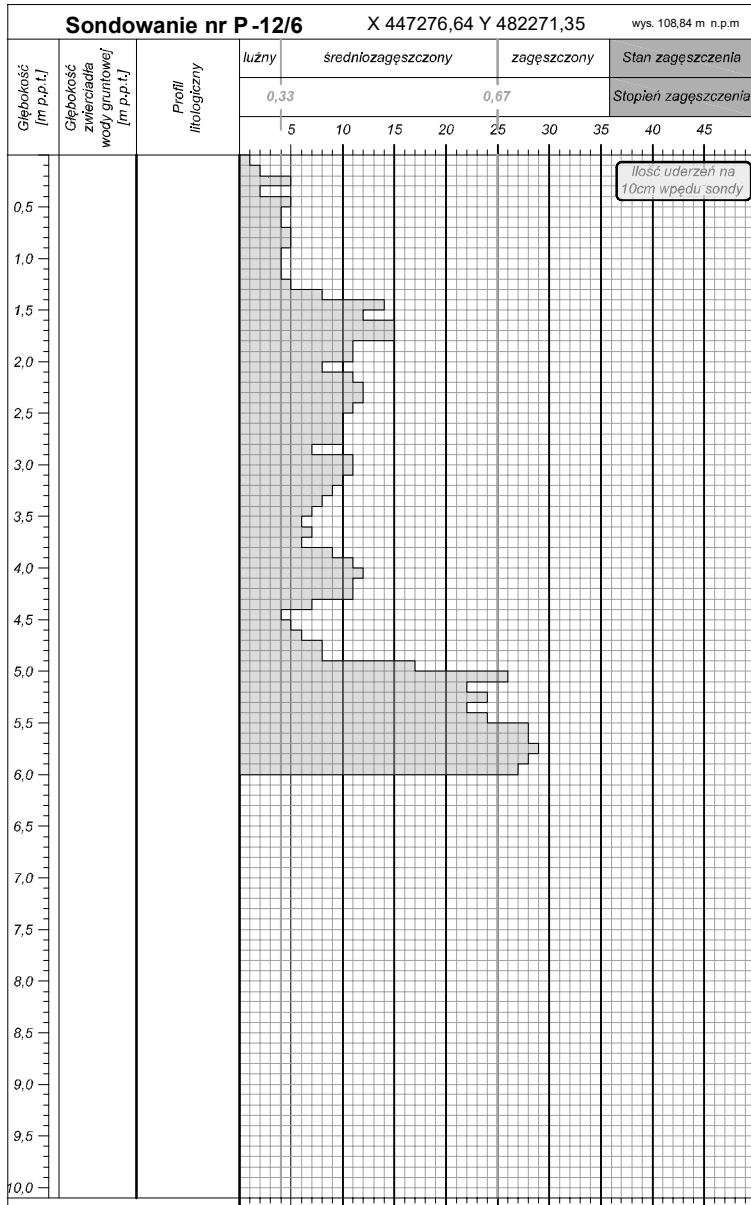


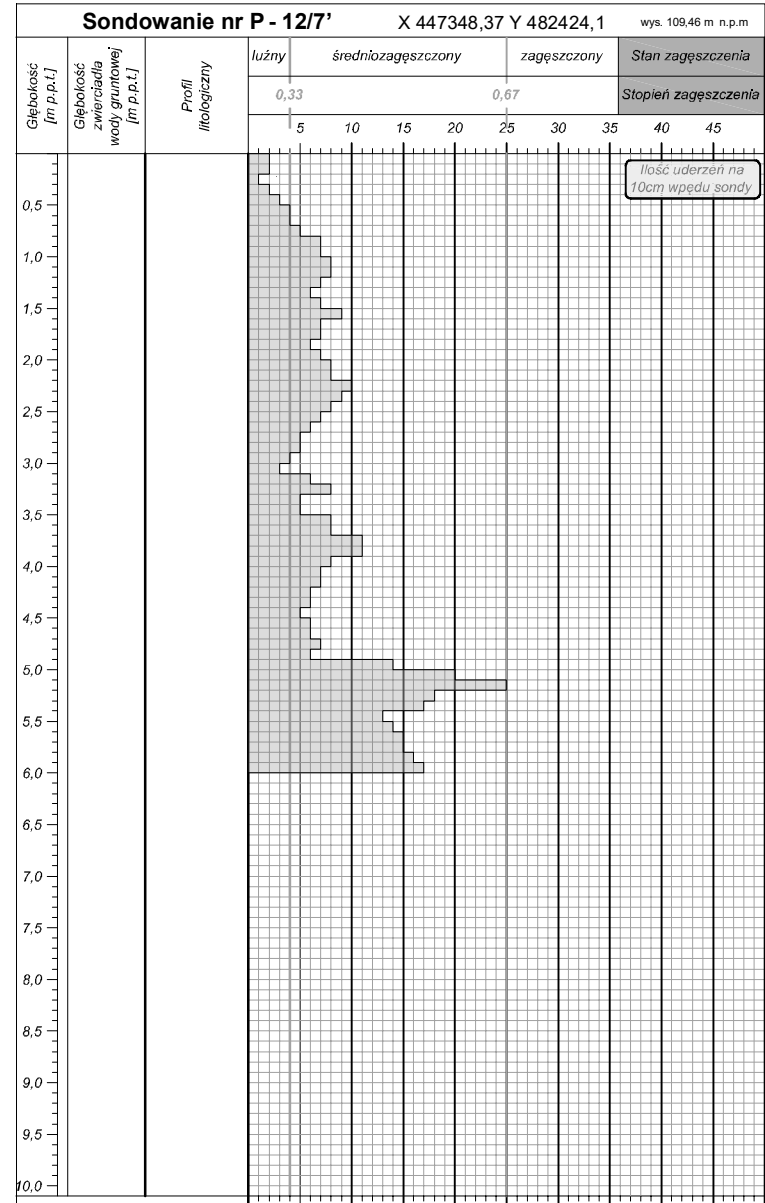
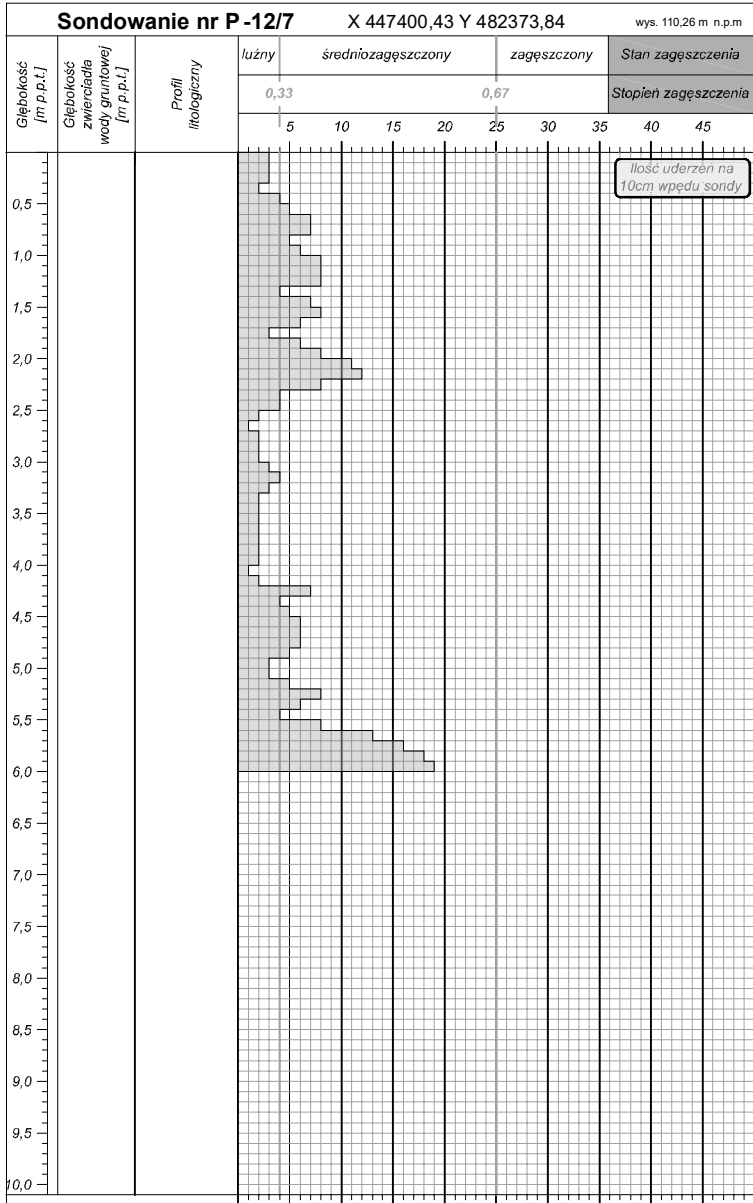
Sondowanie nr P. -12/5 X 447163,76 Y 482223,94 wys. 109,62 m n.p.m

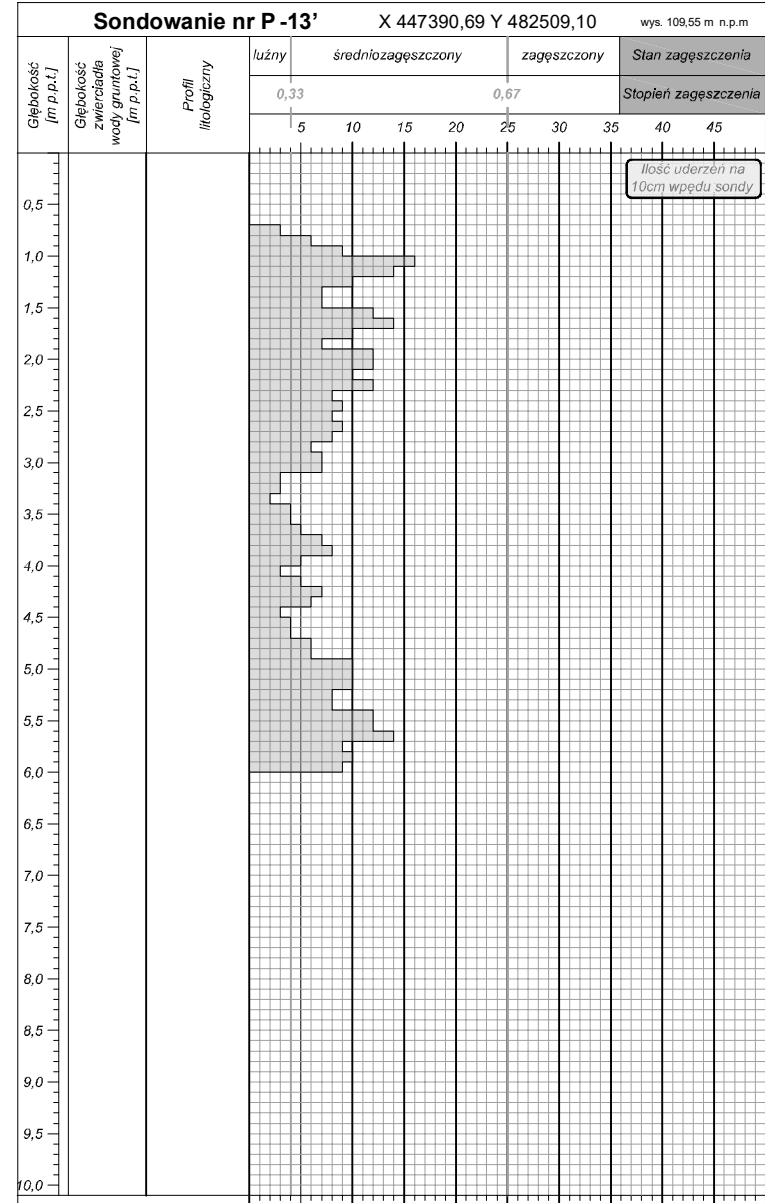
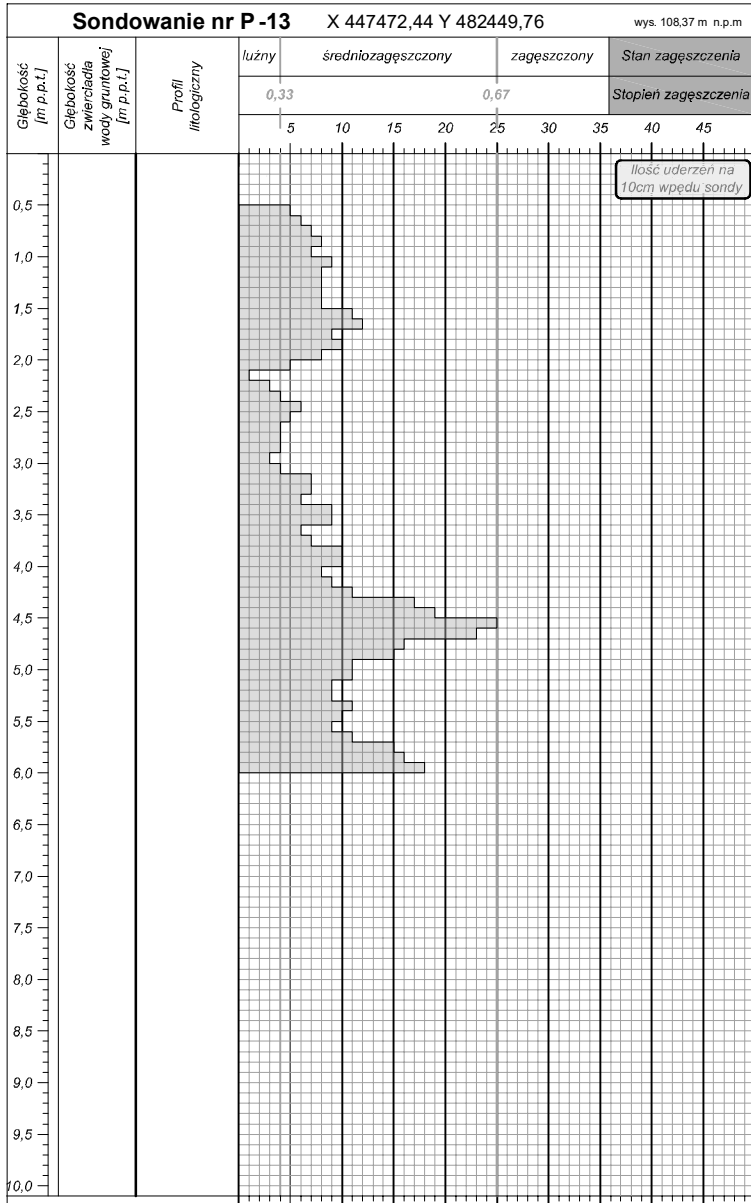


Sondowanie nr P - 12/5' X 447163,46 Y 482309,94 wys. 109,76 m n.p.m









ZAŁĄCZNIK NR 3

ZESTAWIENIE DANYCH

DO MODELU TEMPA EROZJI DNA KORYTA RZEKI

ZAŁĄCZNIK 3

Zestawienie danych do modelu tempa erozji dna koryta rzeki

przekrój	lata	E [m/r]	Id [-]	Q [m3/s]	d50 [mm]	d90 [mm]	qt [MPa]	σ' [kPa]	Qt [-]	Fr [%]	Id [-] model 3D	Qt [-] model 3D
pr4	2009/2010	0,20	0,34	43,60	0,55	5,25	8,75	62,03	137,46	1,17	-	-
12/6	2009/2010	0,35	0,26	43,60	0,55	5,25	7,98	61,55	121,81	1,14	0,42	107,63
12/7	2009/2010	0,05	0,35	43,60	0,55	5,25	9,83	60,01	159,06	0,95	0,39	-
11/3	2009/2010	0,29	0,56	43,60	0,52	1,25	4,28	59,82	72,51	1,22	0,58	103,31
11/4	2009/2010	0,49	0,56	43,60	0,52	1,25	4,58	63,66	68,43	1,30	0,56	90,17
11/5	2009/2010	0,41	0,51	43,60	0,52	1,25	4,89	62,89	74,98	1,29	0,54	74,31
12	2009/2010	0,61	0,52	43,60	0,52	1,25	4,07	59,43	65,48	1,21	0,55	71,41
12/1	2009/2010	0,48	0,51	43,60	0,52	1,25	4,63	58,08	77,95	1,19	0,56	105,34
PR4-6	2006/2007	0,10	0,30	46,30	0,65	1,25	9,22	54,34	166,82	1,22	-	-
PR4-6	2006/2007	0,18	0,45	46,30	0,65	1,25	6,34	64,92	97,92	1,17	-	-
PR4-6	2007/2008	0,65	0,48	47,50	0,48	18,00	7,67	63,76	119,33	1,19	-	-
PR4-6	2009/2010	0,22	0,51	43,60	0,55	5,25	7,56	67,22	111,53	1,19	-	-
PR4-6	2009/2010	0,16	0,50	43,60	0,55	5,25	9,25	54,34	166,82	1,22	-	-
PR4-5	2006/2007	0,68	0,44	46,30	0,65	1,25	7,65	60,69	124,17	1,20	-	-
PR4-5	2006/2007	0,37	0,32	46,30	0,65	1,25	7,92	56,84	138,43	1,21	-	-
PR4-5	2007/2008	0,58	0,48	47,50	0,48	18,00	8,93	62,61	139,86	1,18	-	-
PR4-5	2007/2008	0,62	0,33	47,50	0,48	18,00	7,99	56,46	139,90	1,22	-	-
PR4-5	2008/2009	0,29	0,55	38,60	0,32	0,70	8,45	69,72	119,45	1,20	-	-
PR4-5	2008/2009	0,17	0,42	38,60	0,32	0,70	7,68	60,49	130,41	1,16	-	-
PR4-5	2009/2010	0,28	0,54	43,60	0,55	5,25	8,15	70,49	111,11	1,19	-	-