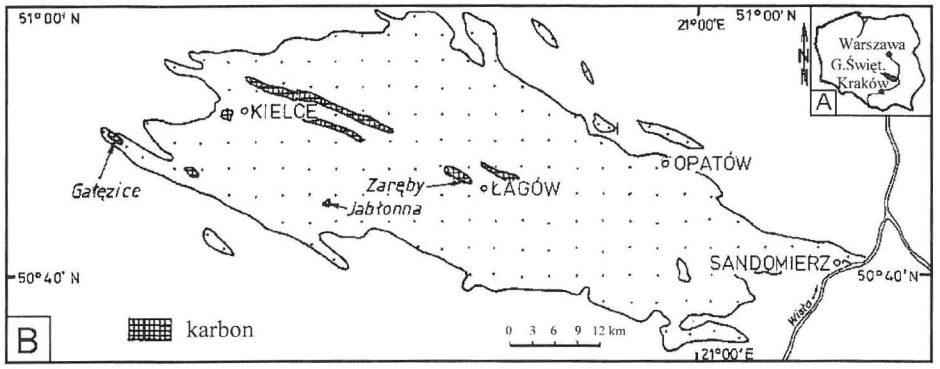
Występowanie skał piroklastycznych w utworach karbonu dolnego Gór Świętokrzyskich

Zdzisław Migaszewski*

Badania petrograficzne skał piroklastycznych i pokrewnych, występujących w utworach karbonu dolnego Gór Świętokrzyskich (ryc. 1), wykonano w ramach rewizji podziału litostratygraficznego karbonu świętokrzyskiego (Żakowa, Migaszewski, w opracowaniu). Ogółem przebadano ponad 2000 próbek archiwalnych, reprezentujących różne litotypy karbońskie. W niniejszym opracowaniu wykorzystano również wyniki badań petrograficzno-litologicznych skał piroklastycznych, zawartych w publikacjach [1, 3, 4, 6, 8, 9]. Podziału skał piroklastycznych o nieznacznym stopniu przeobrażenia dokonano na podstawie klasyfikacji Pettijohna, Pottera i Sievera [5] oraz Schmidta [7]. Klasyfikacja ich odpowiedników przeobrażonych jest propozycją autora.



Ryc. 1. Wychodnie utworów karbonu na obszarze trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich
Fig. 1. Carboniferous outcrops in the area of the Holy Cross Mts Paleozoic inlier

Podział i charakterystyka petrograficzna skał piroklastycznych

Skały piroklastyczne koncentrują się głównie w dolnym odcinku profilu karbonu Gór Świętokrzyskich, w obrębie formacji zarębiańskiej, tworząc wkładki i przerosty grubości około kilku–kilkudziesięciu centymetrów, lokalnie (rejon Jabłonny) do około 2 m [9]. Barwa ich jest zmienna od jasnoszarej, poprzez seledynową i brunatnoszarą do ciemnoszarej.

Uzyskane wyniki pozwoliły na wyróżnienie następujących skał piroklastycznych:

1) o stosunkowo nieznacznym stopniu przeobrażenia:

a) tufy popiołowe krystaloklastyczne, rzadziej litokrystaloklastyczne,

b) tufy popiołowe i drobnopopiołowe witrokrystaloklastyczne i witroklastyczne,

c) tufity (piaskowce i mułowce tufitowe);

2) silnie przeobrażone, odpowiadające pierwotnie tufom popiołowym i drobnopopiołowym witrokrystaloklastycznym i witroklastycznym:

a) tufy chalcedonowo-kwarcowe — zaliczane często do łupków krzemionkowych,

b) bentonity,

c) tufy węglanowe (kalcytowe lub dolomitowe) — opisywane strefowo jako wkładki lub przerosty łupków krzemionkowych i krzemionkowo-ilastych marglistych oraz margli, wapieni i dolomitów.

Tufy popiołowe krystaloklastyczne i litokrystaloklastyczne są złożone ze szkliwa wulkanicznego, często wykształconego w postaci sztyletowatych reliktów o różnym stopniu przeobrażenia w chalcedon/kwarc autigeniczny lub w montmorillonity i minerały mieszanopakietowe typu M/I. Liczne składniki ziarniste są na ogół ostrokrawędziste i odpowiadają rozmiarom frakcji drobnopsamitowej (ryc. 2). Reprezentowane są one głównie przez skalenie potasowe (ryc. 2) i lokalnie (szczególnie na obszarze zachodnim Gór Świętokrzyskich) przez kwarc. W ilościach na ogół podrzędnych występują łyszczyki ciemne i jasne, okruchy lamprofirów, turnejskich tufów, łupków krzemionkowych i ilastych oraz plagioklazy (albit i oligoklaz). W rejonie Gałęzic miejscami wśród składników ziarnistych dominują zdecydowanie łyszczyki ciemne (ryc. 3). Skalenie ujawniają niekiedy znaczny stopień przeobrażenia w kaolinit, chalcedon/kwarc autigeniczny i węglany, natomiast łyszczyki ciemne odpowiednio w chloryt. W krańcowych przypadkach notuje się obecność ziarn chalcedonowych z przerostami chlorytów, stanowiącymi pseudomorfozy po skaleniach i łuszczykach ciemnych. Spektrum minerałów ciężkich obejmuje cyrkon, turmalin, rutyl i apatyt [1, 3, 6, 8, 9]. Obserwuje się, że opisana matriks zawiera często zróżnicowaną domieszkę rozsianych skupień pirytu, tlenków i wodorotlenków żelaza, niekiedy manganu oraz dolomitu i kalcytu.

Tufy popiołowe i drobnopopiołowe witrokrystaloklastyczne i witroklastyczne różnią się od wyżej opisanych podwyższoną zawartością ilasto-krzemionkowej matriks (reprezentującej podległe transformacji szkliwo wulkaniczne) w stosunku do składników ziarnistych.

Tufity (mułowce i piaskowce tufitowe) składają się głównie z ilastej matriks z domieszką hydrołyszczyków lub strefowo z chalcedonu/kwarcu autigenicznego afanitowego do mikrokrystalicznego. Relikty szkliwa wulkanicznego występują w obrębie matriks tylko sporadycznie i z tego też powodu trudno jest określić udział materiału wulkanicznego. Składniki ziarniste wykazują skład petrograficzny zbliżony do tufów popiołowych krystaloklastycznych i litokrystaloklastycznych.

Tufy chalcedonowo-kwarcowe są złożone z afanitowej do drobnokrystalicznej matriks, w obrębie której występują często sztyletowate relikty szkliwa wulkanicznego.

*Oddział Świętokrzyski Państwowego Instytutu Geologicznego, ul. Zgoda 21, 25-953 Kielce

Partiami notuje się obecność radiolarii, igieł gąbek, dolomitu i kalcytu. Węglany tworzą zarówno przerosty, jak i formy rozsiane. Miejscami stwierdzono pseudomorfozy węglanowe po fragmentach szkliwa wulkanicznego. W ilościach na ogół podrzędnych występują skalenie potasowe o różnym stopniu przeobrażenia (ryc. 4).

Bentonity składają się głównie z minerałów ilastych, wykazujących na ogół obecność mikrotekstur pierzastowstęgowych i robaczkowych (ryc. 5). Ilasta matriks nie zawiera domieszek łyszczyków i kwarcu pochodzenia terygenicznego, typowych dla łupków ilastych formacji z Lechówka. Dość liczne są mikroprzerosty i rozproszone skupienia kalcytu, dolomitu, chalcedonu i kwarcu autigenicznego oraz tlenków i wodorotlenków żelaza, niekiedy manganu (ryc. 5). Sporadycznie występują relikty szkliwa wulkanicznego o różnym stopniu przeobrażenia, jak również skalenie, kwarc, okruchy lamprofirów (otwór Zaręby IG-3, głęb. 162,5–165,3 m), radiolarie (ryc. 6) i siarczki (otwór Zaręby IG-3, głęb. 188,0–191,0m).

Tufy węglanowe (dolomitowe i kalcytowe) występują sporadycznie i składają się głównie z drobno/średniokrystalicznej matriks węglanowej, w obrębie której występują pigmentowane sztyletowate kontury, stanowiące pozostałość po całkowitym rozkładzie szkliwa wulkanicznego (ryc. 7). W zależności od zawartości węglanów, opisane skały tworzą szereg odmian przejściowych zarówno w stronę tufów witrokrystaloklastycznych i witroklastycznych, jak również bentonitów. Największe nagromadzenie tufów węglanowych notuje się w spągowych partiach formacji zarębiańskiej.

Pozycja stratygraficzna i warunki tworzenia się skał piroklastycznych

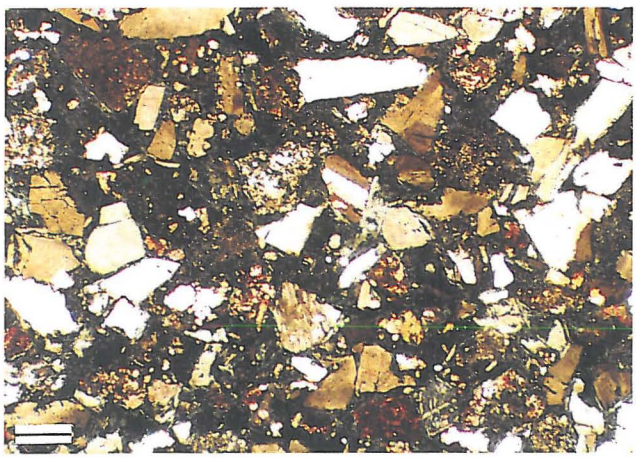
Opisane skały piroklastyczne występują głównie w obrębie formacji zarębiańskiej, obejmującej turnej, a lokalnie sięgający nawet po najniższy wizen górny — V3a (*vide* Żakowa — w opracowaniu). Zdaniem autora jest to najbogatsza w skały piroklastyczne formacja osadowa paleozoiku Gór Świętokrzyskich. Materiał piroklastyczny występuje tu niemal we wszystkich próbkach reprezentujących łupki krzemionkowe i ilaste. Nadległa, a w partiach spągowych lokalnie diachroniczna, terygeniczna formacja z Lechówka (wizen) nie zawiera znaczących, z wyjątkiem jej stref przyspągowych, wkładek tufów i tufitów [3, 9]. Dodatkowo notuje się w nich zmianę frakcji ziarnowej psamitowej do aleurytowej [9], w porównaniu z podścielającą formacją zarębiańską, co również świadczy o stopniowym wygasaniu działalności wulkanicznej w wizenie.

Najbardziej kompletny rozwój formacji zarębiańskiej, reprezentowanej w klasycznym wykształceniu przez głębokomorską fację krzemionkowo-ilastą, zaznaczył się w półrowach (i rowach?) tektonicznych, zlokalizowanych w środkowej strefie kielecko-łagowskiej. Z okresem depozycji tej facji była związana działalność wulkaniczna, zarówno w obrębie basenu, jak również na obszarach przyległych.

Erupcje lokalne podmorskie reprezentowały przypuszczalnie typ gazowo-popiołowy, związany z magmatyzmem kwaśnym, ubogim w kwarc (lamprofiry syenitowe). Z powyższymi procesami należy wiązać obecność wkładek tufów, tufitów i ich odpowiedników przeobrażonych, bezkwarcowych (lub z niewielką domieszką kwarcu). Klasycznym ich przedstawicielem jest tuf opisany przez Kardymowicz [1] (ryc. 2). Charakterystyczną cechą tych skał piroklastycznych jest obecność skaleni, łyszczyków ciemnych oraz okruchów lamprofirów i łupków krzemionkowych i ilastych. Pojawienie się ostrokrawędzistych okruchów wymienionych łupków oraz dodatkowo starszych tufów i tufitów, związanych genetycznie z formacją zarębiańską, może świadczyć w omawianym przypadku o pochodzeniu materiału piroklastycznego z wulkanów podmorskich, przebijających wcześniej zdeponowane osady krzemionkowo-ilaste z wkładkami skał piroklastycznych.

Skały piroklastyczne (głównie tufy popiołowe krystaloklastyczne) ze znaczną domieszką kwarcu występują przeważnie w zachodniej części Gór Świętokrzyskich [3, 6, 8, 9]. Reprezentują one kwaśny typ erupcji, pochodzący przypuszczalnie z wulkanów zlokalizowanych na obszarach przyległych do karbońskiego basenu świętokrzyskiego.

Zdaniem autora, lamprofiry młodszej fazy, tzn. związanej z wulkanizmem karbońskim, reprezentują końcową fazę rozwoju magmatyzmu paleozoicznego na obszarze Gór Świętokrzyskich. Świadczy o tym brak znaczących domieszek plagioklazów w składzie mineralnym badanych skał



Ryc. 2. Tuf popiołowy krystaloklastyczny. Matriks — krypto/mikrokrystaliczny chalcedon/kwarc. Składniki ziarniste — skalenie, w ilościach śladowych łyszczyki ciemne. Zaręby, studnia B; nikole skrzyżowane, skala = 0,1 mm

Fig. 2. Tuff ashy crystalloclastic. Matrix — crypto/microcrystalline chalcedony/quartz. Grains — feldspars; biotite present in traces. Zaręby, dug well B; crossed nicols, scale bar = 0.1 mm



Ryc. 3. Tuf popiołowy krystaloklastyczny. Matriks — ilasta. Składniki ziarniste — łyszczyki ciemne (żółte) i kwarc (jasnoszary–czarny), sporadycznie skalenie (jasnoszary-czarny z łupliwością). Otwór Gałęzice IG-3, głęb. 183,0–184,5 m; nikole skrzyżowane, skala=0,1 mm

Fig. 3. Tuff ashy crystalloclastic. Matrix — clayey. Grains — biotite (yellow) and quartz (light gray to black); scarce are feldspars (light gray to black with cleavage). Borehole Gałęzice IG-3, depth 183.0–184.5 m; crossed nicols, scale bar=0,1 mm

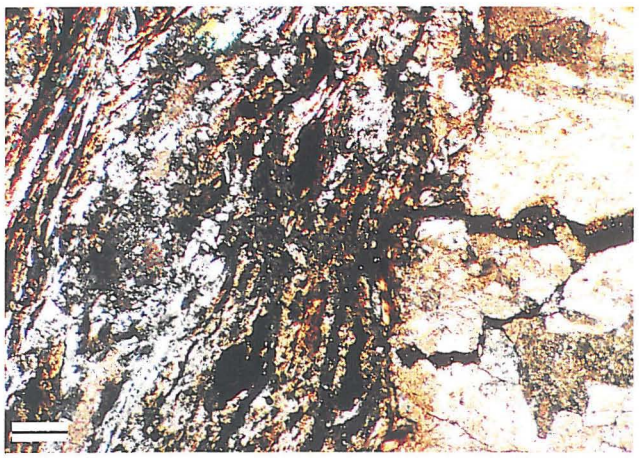
piroklastycznych. Diabazy młodszej fazy [2] były związane przypuszczalnie z wczesnym etapem karbońskiego cyklu diastroficzno-sedymentacyjnego (dewon). Przedstawiony obraz komplikuje dodatkowo redepozycja materiału piroklastycznego i terygenicznego, lokalnie rozwijająca się na dużą skalę [9].

Nie rozwiązany dotychczas pozostaje problem udziału roztworów hydrotermalnych w procesach tworzenia się niektórych wkładek krzemionkowych, dolomitowych i kalcytowych. Obecność żyłek kwarcowo-chalcedonowych, kalcytowo-kwarcowych, dolomitowych i kwarcowych w osadach karbonu dolnego i częściowo dewonu górnego świadczy o takiej możliwości. Nie ustalono, czy ten proces był związany z przemieszczaniem się roztworów podczas diagenezy lub też z ich dopływem z głębiej zakorzenionych źródeł.



Ryc. 4. Łupek krzemionkowy piroklastyczny (przeobrażony tuf ?). Matriks — krypto/mikrokrystaliczny chalcedon/kwarc z reliktami radiolarii i igieł gąbek. W środkowej partii zdjęcia ziarno skalenia. Otwór Gałęzice IG-4, głęb. 103,5–105,0 m; nikole skrzyżowane, skala=0,1 mmm

Fig. 4. Pyroclastic siliceous shale (altered tuff ?). Matrix — crypto/microcrystalline chalcedony/quartz with radiolarian and sponge spicule remains. In the central part of the photo — a grain of feldspar. Borehole Gałęzice IG-4, depth 103.5–105.0 m; crossed nicols, scale bar=0,1 mmm



Ryc. 5. Bentonit. Matriks ilasto (szaro-żółto-brunatna)-krzemionkowa (jasnoszaro–szara) z rozproszonymi skupieniami tlenków i wodorotlenków żelaza i manganu. Strefowo występują przerosty kalcytu blokowego. Otwór Zręby IG-3, głęb. 234,2–238,5 m; nikole skrzyżowane, skala=0,1 mm

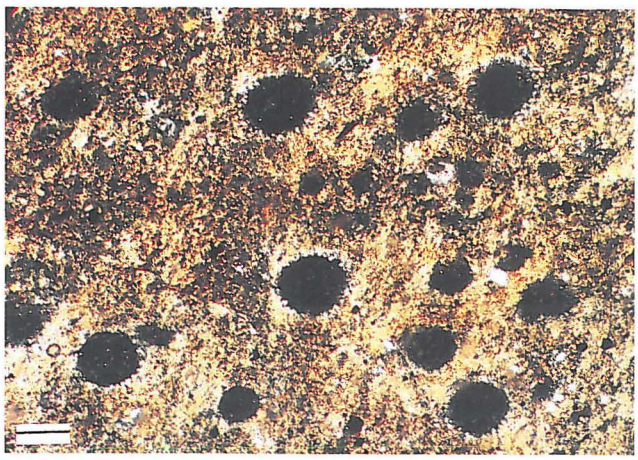
Fig. 5. Bentonite. Matrix — clayey (gray-yellow-brown)-siliceous (light gray to gray) with scattered concentrations of iron/manganese oxides and hydrooxides. At some places block calcite intercalations occur. Borehole Zaręby IG-3, depth 234.2–238.5 m; crossed nicols, scale bar=0,1 mm

Należy również przypuszczać, że koloidalna krzemionka uwalniana w wyniku transformacji składników piroklastycznych na etapie depozycji — wczesnej diagenezy sprzyjała rozwojowi radiolarii i gąbek (ryc. 4, 6), co potwierdza wcześniejsze sugestie Chlebowskiego [9].

Wnioski końcowe

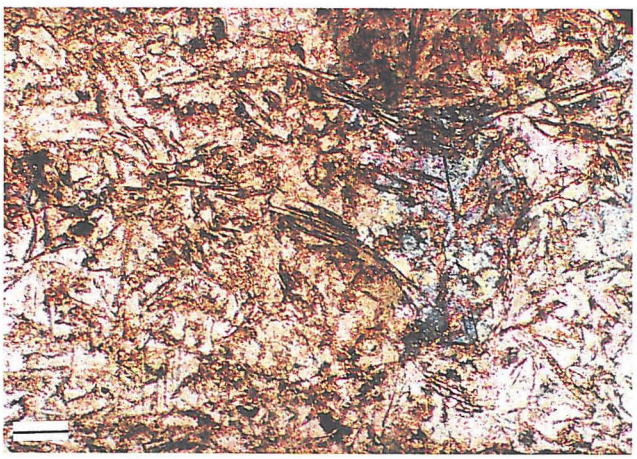
Wyniki wykonanych badań petrograficznych wskazują, że zdecydowana większość łupków krzemionkowych, krzemionkowo-ilastych i ilastych oraz sporadycznie cienkich wkładek utworów węglanowych, występujących w profilu formacji zarębiańskiej, reprezentuje swoistą hybrydę osadowo-wulkaniczną, a strefowo prawdopodobnie też osadowo-wulkaniczno-hydrotermalną.

Nałożenie się na etapie rozwoju basenu procesów osadowych, wulkanicznych i przypuszczalnie hydrotermalnych, sprzężonych z tektoniką synsedymentacyjną, prowadziło między innymi do nierównomiernego rozkładu facji krzemionkowo-ilastej, różnicowania się miąższości osadów, przerw w



Ryc. 6. Bentonit. Matriks ilasta z licznymi reliktami radiolarii. Otwór Zaręby IG-3, głęb. 183,0–188,0 m; nikole skrzyżowane, skala=0,1 mm

Fig. 6. Bentonite. Matrix — clayey with many radiolarian remains. Borehole Zaręby IG-3, depth 183.0–188.0 m, crossed nicols, scale bar=0,1 mm



Ryc. 7. Tuf dolomityczny. Matriks — dolomit drobnokrystaliczny z licznymi pigmentowanymi reliktami szkliwa wulkanicznego i fauny. Otwór Jabłonna IG-1, głęb. 22,9 m; nikole skrzyżowane, skala=0,1 mm

Fig. 7. Dolomitic tuff. Matrix — finecrystalline dolomite with many pigmented relics of volcanic glass and fauna. Borehole Jabłonna IG-1, depth 22.9 m; crossed nicols, scale bar=0,1 mm

sedymentacji (związanych z prądami i źródłami podmorskimi) oraz redepozycji osadów.

O dominującej roli wulkanizmu podmorskiego, szczególnie w niższym karbonie dolnym Gór Świętokrzyskich, świadczy nie tylko obecność w badanym profilu dużej ilości skał piroklastycznych, lecz przede wszystkim diachronizm ich macierzystej formacji zarębiańskiej. Tak wyjątkowo diachroniczny rozkład facjalny mógł powstać tylko w przypadku silnie zróżnicowanego batymetrycznie zbiornika oraz jednoczesnego rozmieszczenia centrów erupcji w obrębie synsedymentacyjnych półrowów (rowów?) tektonicznych. Układ taki ograniczał również rozprzestrzenianie się emitowanych produktów gazowo-popiołowych na większe odległości. Jednocześnie brak znaczących wkładek skał piroklastycznych w obrębie dolnokarbońskich facji węglanowych, reprezentujących progowe warunki sedymentacji, świadczy o niewielkim wpływie wulkanizmu ryolitowego i nieco bardziej ubogiego w kwarc, znanego na Lubelszczyźnie, Dolnym i Górnym Śląsku i Niżu Polskim.

Autor składa podziękowanie pracownikom Oddziału Świętokrzyskiego PIG w Kielcach — prof. dr hab. H. Żakowej za udostępnienie materiałów archiwalnych i cenne wskazówki oraz doc. dr hab. Z. Kowalczewskiemu za przejrzenie maszynopisu i dyskusję. Omówione zagadnienie przedstawiono na posiedzeniu naukowym w Oddziale Świętokrzyskim PIG w Kielcach w dniu 23.03.1994 r. i w związku z powyższym, autor dziękuje również osobom uczestniczącym w dyskusji (mgr J. Malcowi, mgr A. Romankowi i mgr inż. T. Wróblewskiemu) za krytyczne uwagi, które wpłynęły na końcową redakcję niniejszego artykułu.

Literatura

1 KARDYMOWICZ I. 1961 — Kwart. Geol., 5: 789–800.
2 KOWALCZEWSKI Z. 1974 — Biul. Inst. Geol., 275: 11–62.
3 ŁYDKA K., ŻAKOWA H. 1975 — Ibidem, 283: 101–150.
4 PAWŁOWSKA J. 1971 — Ibidem, 242: 29–56.
5 PETTIJOHN F.J., POTTER P.E., SIEVER R. 1972 — Sand and Sandstone. Springer, Berlin.
6 RYKA W., ŻAKOWA H. 1964 — Kwart. Geol., 8: 721–736.
7 SCHMIDT R. 1981 — Geology, 9: 41–43.
8 ŻAKOWA H., CHLEBOWSKI R. 1984 — Kwart. Geol., 28: 317–340.
9 ŻAKOWA H., SZULCZEWSKI M., CHLEBOWSKI R. 1983 — Biul. Inst. Geol., 345: 5–134.

Summary

The diachronous Zaręby Formation spannig the Tornaisian and at some places even to the lowermost Upper Visean (V3a) is the pyroclastic rock richest lithostratigraphic unit within the whole Paleozoic profile of the Holy Cross Mts. The pyroclastic rocks are represented by lots of varieties of tuffs and tuffites, as well as their altered derivatives — especially chalcedony-quartz tuffs, bentonites and carbonate tuffs (Figs 2–7). The siliceous-clayey sequence of the Zaręby Formation is actually "saturated" in pyroclastic rocks, and may be regarded as a synsedimentary-volcanic hybrid, apparently influenced by hydrothermal action (calcitization, dolomitization, silification etc.). Based upon petrographic and lithologic investigations, the synsedimentary block-faulting model for the Holy Cross Mts Carboniferous bassin coupled with volcanic activity within small half-troughs (troughs ?) seems to be correct. This inference is supported by the presence of the thickest and the most developed volcanic-sedimentary rock association within these half-troughs, and simultaneously, by the lack of considerable tuff and tuffite interbeds within carbonate facies from uplifted blocks.