

METODY WYZNACZANIA INFILTRACJI WODY Z ATMOSFERY
W OKRESACH BEZOPADOWYCH
(artykuł przeglądowy)*

Małgorzata Dawid

Instytut Kształtowania i Ochrony Środowiska, Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu
pl. Grunwaldzki 24, 50-363 Wrocław
e-mail: malgorzata.dawid@upwr.edu.pl

Streszczenie. W pracy dokonano przeglądu ilościowych metod wyznaczania natężenia infiltracji wody do wierzchniej warstwy gleby w okresach bezopadowych. Wykorzystano: metody lizymetryczne, kolektory rosy i czujniki osadów, aluminiowe przegrody i czujniki TDR oraz modele wykorzystujące empiryczne i fenomenologiczne formuły matematyczne. Wykazano, że najwięcej zalet ma metoda wykorzystująca czujniki osadów oraz metoda z zastosowaniem aluminiowych przegród. W obu technika TDR odgrywa zasadniczą rolę. Szacowanie infiltracji wody w okresach bezopadowych stanowi cenną informację w procesie nawadniania iniekcyjnego.

Słowa kluczowe: szacowanie, infiltracja wody z atmosfery w okresach bezopadowych, technika TDR, metody lizymetryczne, kolektory rosy, czujniki osadów

WSTĘP

Gdy para wodna zawarta w atmosferze podlega kondensacji na wychłodzonej powierzchni, powstaje rosa. To m.in. dzięki niej wierzchnia warstwa gleby może być zasilana wodą z atmosfery także wtedy, gdy opady nie występują. Warunkiem koniecznym jest to, aby temperatura powierzchni, na której dokonuje się kondensacja, była mniejsza bądź równa aktualnej temperaturze punktu rosy. Woda w wierzchniej warstwie gleby może pojawić się również na skutek adsorpcji pary wodnej z atmosfery (Atzema i in. 1990, Janik i in. 2014). To zjawisko zachodzi, gdy temperatura powierzchni jest wyższa od temperatury punktu rosy, a względna wilgotność powietrza w porach gleby jest mniejsza od wilgotności względnej powietrza atmosferycznego (Agam i Berliner 2006).

* Praca została sfinansowana przy wsparciu programu BIOSTRATEG Narodowego Centrum Badań i Rozwoju, w ramach projektu „Mobilny system iniekcyjnego, precyzyjnego nawadniania i nawożenia, zaspokajający indywidualne potrzeby rośliny” (BIOSTRATEG3/343547/8/NCBR/2017).

Od czego zależy natężenie infiltracji w okresach bezopadowych

O ilości powstałej rosy a następnie jej infiltracji decyduje zawartość pary wodnej w przypowierzchniowej warstwie atmosfery (Beysens i in. 2003, Alishaev 2013, Liu i in. 2006, Maestre-Valero i in. 2011). Wpływ pozostałych elementów środowiska został opisany w licznych pracach (Moratitel i in. 2016, Zhu i Jiang 2016, Kidron i Kronenfeld 2017, Kaseke i in. 2017). Na przykład Meissner i in. (2010) rozpatrywali wpływ rozkładu granulometrycznego, zaś Ucles i in. (2016), Zhang i in. (2015) oraz Luo i Goudriaan (2000) – wpływ temperatury wierzchniej warstwy gleby. Oprócz właściwości fizycznych wierzchniej warstwy gleby badacze poświęcili uwagę także wpływowi pozostałych elementów meteorologicznych:

- temperaturze powietrza (Alnaser i Barakat 2000, Brown i in. 2008, Kosmas i in. 2001, Zhang i in. 2015),
- promieniowaniu słonecznemu (Malek 2003),
- kierunkowi i prędkości wiatru (Alnaser i Barakat 2000, Malek 2003, Zhuang i Zhao 2014).
- Analizie poddano także czynniki fizjograficzne:
- szatę roślinną, którą porośnięta jest gleba (Fischer i in. 2012, Richards 2005, Kidron i in. 2014),
- oraz rzeźbę terenu (Brown i in. 2008, Kidron 2010).

Niektóre źródła podają sprzeczne informacje, choćby dotyczące wpływu rozkładu granulometrycznego części mineralnych. Na przykład wyniki badań przeprowadzonych w 1999 roku w półpustynnym regionie Chin wskazały, że nie ma istotnych różnic w intensywności rosy na żwirze, piasku czy suchej glebie lessowej (Li 2002). Natomiast Beysens (1995) oraz Agam i Berliner (2006) dowiedli, że intensywność rosy jest silnie uzależniona od właściwości danej powierzchni. Również na podstawie doświadczeń wykonanych w Polsce w 1953 roku Bac stwierdził, że ilość wody, która powstaje w wyniku kondensacji pary wodnej, zależy od rozkładu granulometrycznego części mineralnych ośrodka porowatego. W odniesieniu do dziesięciomiesięcznych okresów wegetacyjnych ilość powstałej rosy w przypadku żwiru wynosiła 47,4 mm, a piasku wydumowego jedynie 5,9 mm (Ermich 1958).

Należy podkreślić, że słabo rozpoznany czynnikiem wpływającym na intensywność infiltracji wody w okresach bezopadowych jest wilgotność objętościowa wierzchniej warstwy gleby. W literaturze można znaleźć nieliczne badania w tym zakresie. Katata i in. (2007) zaobserwowali, że gdy gleba jest dostatecznie sucha, prawie takie same ilości wody są wymieniane pomiędzy powietrzem a powierzchnią gleby przez odparowanie w ciągu dnia i adsorpcję w nocy. Również doświadczenia przeprowadzone przez Jacobsa w 1997 r. w Izraelu wykazały, że wilgotność w wierzchniej warstwie gleby ma znaczenie w procesie powstawania rosy (Jacobs

i in. 1999). Wobec tak nieprecyzyjnych i ogólnikowych informacji nie ulega wątpliwości, że badania nad wpływem wilgotności objętościowej wierzchniej warstwy gleby na intensywność infiltracji winny być kontynuowane (Pan i in. 2010).

Znaczenie osadów atmosferycznych

Osady atmosferyczne wpływają korzystnie na gospodarkę wodną roślin, skracając czas transpiracji w ciągu dnia, umożliwiając pobieranie wody przez glebę oraz bezpośrednio przez części nadziemne roślin (Ermich 1958, Janik i in. 2014, Kidron i in. 2014, Parczewski 1977, Polkowska i in. 2008). W okresach bez opadu atmosferycznego rosa pozostaje jedynym źródłem wody, która jest wykorzystywana przez rośliny, owady, a nawet ludzi. W wielu obszarach na świecie rosa jest również ważnym czynnikiem wzrostu mikroorganizmów i zarodników roślin. Przyspiesza tworzenie się skorupy biologicznej gleby, przyczyniając się do stabilizacji gruntu, z którego zbudowane są np. wydmy (Błaś i in. 2002, Beysens 1995, Kidron 2005, Maestre-Valero i in. 2011, Pan i in. 2010, Polkowska i in. 2008, Sharan 2011).

Zagadnieniem tym zajmowali się również Subramaniam i inni (1983), którzy określali znaczenie rosy dla roślin na wydmowych obszarach Indii. Badania prowadzono w trzech stacjach pomiarowych położonych w miejscowościach Bikaner, Jaisalmer i Ganganagar. Oznaczenia wykonano na czterech wysokościach nad ziemią: 5, 25, 50 i 100 cm, wykazując znaczącą rolę rosy jako czynnika rozwoju roślin stabilizujących zbocza w obszarach piaszczystych wydm. Wyniki uzyskane przez Moro i in. (2009) podkreślają, że choć wydajność rosy jest stosunkowo niewielka, to o jej znaczeniu decyduje fakt, że jest stałym źródłem wody w okresach suszy, gdy rośliny najdotkliwiej odczuwają jej brak.

Ilościowe dane dotyczące wydajności kondensacji na powierzchni gleby

Dostarczone przez badaczy dane, dotyczące dawek wody pojawiającej się na powierzchni gleby na skutek kondensacji pary wodnej zawartej w powietrzu atmosferycznym, również nie są spójne. Badania bowiem prowadzone są w różnych warunkach klimatycznych, glebowych, a także w zróżnicowanych okresach i rejonach. Na przykład Kosmas i inni (1998) zauważyli, że na górskich zboczach w rejonie Aten, w czasie siedmiu miesięcy, od lutego do sierpnia 1996 r., adsorpcja pary wodnej wynosząca 226 mm była większa od sumy opadów równej 179 mm. Podobne badania prowadzono w Parku Narodowym Balsa Blanca w miejscowości Cabo de Gata w Hiszpanii. Tam roczna dawka rosy w 2007 roku wyniosła 30,5 mm, co stanowiło jedynie 15% całkowitych opadów. Był to jednak stosunkowo mokry rok, w którym zanotowano sumę opadu 280 mm. A już w stosunkowo suchym 2008 roku, w którym dawka rosy wyniosła 15 mm, udział ten wyniósł 128% (Moro i in. 2009). Obserwacje w czterech rejonach Grecji (Spata, Thiva, Antissa oraz Vatousa) o półpustynnych

warunkach klimatycznych pozwoliły z kolei stwierdzić, że w suchym okresie w półsuchych warunkach klimatycznych para wodna adsorbowana przez glebę może do 70% zmniejszyć utratę wody spowodowaną odparowaniem (Kosmas i in. 2001). Prace badawcze na temat dawek wody zaadsorbowanej z atmosfery na powierzchni gleby w okresach bez opadów prowadzone były także w Holandii. Średnie roczne dawki w ciągu 11 lat, od 1994 do 2004 wynosiły 37 mm, co stanowiło jedynie 4,5% średniego rocznego opadu, który sięgał 830 mm (Jacobs i in. 2006). Natomiast na półpustynnych terenach położonych w północno-wschodniej Nevadzie (USA), na polu, na którym uprawiano lucernę, łączna dawka rosy i szronu wyniosła 24 mm·rok⁻¹ w roku 1994 i 31 mm·rok⁻¹ w roku 1996. (Malek i in. 1999). Jednak w pracy tej nie podano procentowego udziału w stosunku do opadów. Hutorowicz (1963) stwierdziła, że na terenie Polski zasilanie gleby wodą pochodzącą z rosy jest znaczne i może osiągnąć nawet 15% rocznej wartości opadów. Zróżnicowane są także wyniki badań dotyczące jednodobowych okresów. Jak wynika z analizowanej już pracy (Moro i in. 2009), w Cabo de Gata, w okresie od stycznia 2007 do maja 2008 r., średnia dobową dawka rosy wynosiła 15,6 g·m⁻²·h⁻¹, tj. 0,374 mm·doba⁻¹. Natomiast w południowej Hiszpanii zmierzona maksymalna intensywność adsorpcji pary na powierzchni ziemi kształtowała się w zakresie od 0,2 do 0,7 mm·doba⁻¹ (Verhoef i in. 2006). Heusinkveld i inni (2006) zaobserwowali w 2000 r. w pobliżu pustyni Negev w Izraelu wysoką zmienność dobowych dawek wartości rosy powstałej na zboczach wydm, które zmieniały się w zakresie od 0,1 do 0,4 mm. W Europie Środkowej ocenia się, że przeciętna dobową dawka rosy/szronu wynosi w granicach od 0,1 do 0,3 mm·doba⁻¹ (Kalbarczyk 2005). W Polsce największa liczba dni z rosą występuje na północy kraju oraz w Polsce południowo-zachodniej i południowo-wschodniej (Parczewski 1977). Na przykład średnia roczna ilość wody z rosy w rejonie Olsztyna, w odniesieniu do dziesięciolecia (1953–1962), wyniosła 53 mm przy 122 dniach z rosą (Hutorowicz 1963).

Różne są także dane dotyczące okresów, w których powstają osady atmosferyczne. Jest to istotne zagadnienie, ponieważ jak stwierdził Ermich (1958), najważniejsza jest nie ilość rosy, lecz czas, w którym się pojawia. Zauważył również, że maksymalne dawki rosy przypadają na środek pory bezdeszczowej. Obserwację tę potwierdziła Kalbarczyk (2005), która konkluduje, że powstawaniu rosy sprzyjają bezchmurne noce, duża wilgotność względna przygruntowej warstwy powietrza oraz słaby wiatr. W Bahrajnie natomiast okazało się, że najbardziej korzystne warunki do kondensacji rosy utrzymują się o świcie. Maksymalne dawki rosy występują w styczniu, a najmniejsze w sierpniu (Alnaser i Barakat 2000). Uzyskane wyniki dowodzą, że dobowe wahania wilgotności objętościowej gleby są największe w górnej warstwie gleby (0-5 cm) i zmieniają się w sposób analogiczny do dobowej zmienności wilgotności względnej powietrza (Kosmas i in. 1998). W swoich badaniach Jacobs i inni (1999) wykazali, że maksymalna ilość

wody w glebie pochodzącej z rosy lub mgły występuje między godzinami 7:00 a 9:15. Natomiast Brown i inni (2008) stwierdzili, że pojawianie się rosy prowadzi do wzrostu wilgotności wierzchniej warstwy gleby począwszy od godz. 17:20. Bernick odnotował, że zaleganie kropel rosy na liściach może trwać nieraz do godziny 11:00. W związku z tym okres transpiracji skrócony jest w tym przypadku prawie o pięć godzin w porównaniu z roślinami niezroszonymi (Ermich 1958). W badaniach prowadzonych w Polsce, na Pomorzu, w latach 1971-2000, rosa była najczęściej występującym osadem. Obserwowano ją przeciętnie 113 dni w roku, a maksymalnie w okolicach Kołobrzegu – nawet 160 dni w roku. Największą liczbę dni z rosą stwierdzono w sierpniu – średnio 19 dni, szron najczęściej występował w marcu – średnio 7,5 dnia, sadz – 2 dni w styczniu, a gołoledź przeciętnie – 1,6 dnia w grudniu (Kalbarczyk 2005).

METODY WYZNACZANIA INTENSYWNOŚCI INFILTRACJI WODY POCHODZENIA ATMOSFERYCZNEGO W OKRESACH BEZOPADOWYCH

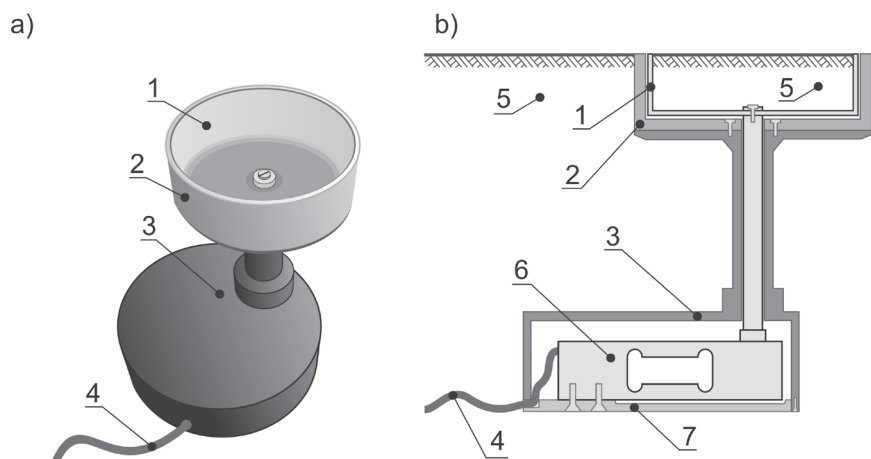
Do najczęściej stosowanych metod pozwalających szacować dynamikę procesu zasilania wodą wierzchniej warstwy gleby w okresach bezopadowych należą metody lizymetryczne oraz wykorzystujące pomiary wykonywane na kolektorach rosy. Jedną z nowszych metod opiera się na zastosowaniu porowatych czujników zaopatrzonych w pręty podobne do stosowanych w sondach TDR (Nakonieczna i in. 2015). W 2014 roku opracowana została metoda polegająca na użyciu aluminiowych przegród zaopatrzonych w czujniki TDR (Janik i in. 2014). Przydatne są także podejścia modelowe, w których zastosowane są empiryczne formuły matematyczne oraz modele fenomenologiczne.

Metody pozwalające szacować dynamikę procesu zasilania wierzchniej warstwy gleby przez wodę pochodzenia atmosferycznego, w okresach bezopadowych, scharakteryzowano poniżej, dzieląc je na sześć grup.

Mikrolizymetry

W mikrolizymetrach o wysokiej dokładności reprezentatywna próbka glebowa, będąca pionowym przekrojem profilu glebowego, pobierana jest do małego cylindra otwartego od góry. Całość wkładana jest z powrotem do gruntu, równo z powierzchnią gleby. Ciężar próbki oznaczony jest czułą wagą umieszczoną pod cylindrem. Zmiany masy odzwierciedlają przychody wody z atmosfery (Ninari i Berliner 2002). Jest to, pomimo wielu wad, najczęściej stosowana metoda. Wykorzystywano ją na przykład w badaniach przeprowadzonych w Grecji w warunkach półpustynnych (Kosmas i in. 1998). Zaś na pustyni Negev zainstalowano 16 okrągłych mikrolizymetrów o średnicy 6 cm i wysokości 3,5 cm (Jacobs i in. 1999, Jacobs i in. 2002). Podobnie jak podczas badań prowadzonych przez Kosmas'a i in. (2001) i tu

zainstalowano czujniki wilgotności. Mikrolizymetry ważono co godzinę z wysoką dokładnością, równą ± 1 mg. Odpowiada to dokładności $4 \cdot 10^{-4}$ mm H₂O. Dzięki tym doświadczeniom wykazano, że dobową dawkę rosy wynosiła od 0,1 do 0,2 mm i jej oddziaływanie było ograniczone jedynie do pierwszych, górnych 2-3 cm gleby. Powyższym badaniom poddano glebę bardzo suchą – wilgotność wierzchniej warstwy wynosiła jedynie od 1 do 1,5%. Podczas innych badań na pustyni Negev wykazano, że do pomiaru rosy mikrolizymetrami należy brać pod uwagę minimalną głębokość ich instalowania. Jest ona związana z dobową dynamiką temperatury gleby. W przypadku suchej gleby lessowej głębokość ta wynosi minimum 50 cm. Lizymetry w tym przypadku miały średnicę 18,6 cm, a ich rozdzielczość wynosiła $4 \cdot 10^{-3}$ mm H₂O (Ninari i Berliner 2002). Ramirez i inni (2007) w 2004 r. przeprowadzili doświadczenie mające na celu ocenę ilościowej retencji wody w glebie oraz wpływu warunków atmosferycznych na stosunki wodne na pól suchych łąkach *Stipa tenacissima*. Obiekt badań znajdował się tym razem w południowo-wschodniej Hiszpanii. Podczas eksperymentu użyto sześciu cylindrycznych, plastikowych mikrolizymetrów o średnicy wewnętrznej 15 cm i wysokości do 8,5 cm. Lizymetry zaopatrzone w czujniki TDR. Podczas badań stwierdzono, że adsorpcja pary wodnej zależy od rodzaju powierzchni gleby. Przeanalizowano intensywność adsorpcji na ugorze, powierzchni pokrytej żwirem lub ściółką, a także na skałach. Badania nad osadzeniem rosy podjęto również na obszarach zurbanizowanych. W Vancouver, w Kanadzie, porównano wyniki uzyskane z mikrolizymetrów zainstalowanych na trawniku oraz na dachu. Na trawie mikrolizymetry miały powierzchnię 0,11 m², były płytkie (0,10 m głębokości). Na dachu miały powierzchnię 0,156 m² i były zainstalowane 7,0 m nad poziomem gruntu. Ważenie odbywało się co 60 s i było uśredniane w okresach 15 min. Największą dawkę rosy ponad 0,2 mm·doba⁻¹ zmierzono na trawniku (Richards 2005). W badaniach przeprowadzonych od września do października 2000 r. na pustyni Negev do oceny intensywności powstawania rosy zastosowano zautomatyzowane mikrolizymetry (LCM – load cell microlysimeters). Charakteryzowały się one niewielkimi wymiarami (150 x 39 x 20 mm) oraz nieznaczną wagą (urządzenie wykonane z aluminium), natomiast masa próbki potrzebna do określenia intensywności infiltracji wynosiła zaledwie 1 kg. Umożliwiało to montaż w różnych warunkach, nie tylko na płaskich powierzchniach. Aby ocenić dokładność mikrolizymetrów automatycznych, wyniki porównano z danymi uzyskanymi z lizymetrów ręcznych (Heusinkveld i in. 2006). W celu poprawy dokładności uzyskanych wyników wprowadzono poprawkę temperaturową (Skierucha 2009). Podczas tych badań dzienna dawka rosy zmieniała się przeważnie od 0,1 do 0,2 mm. Jednak maksymalna wartość wyniosła nawet 0,4 mm. Również i tym razem stwierdzono, że kumulacja rosy pojawia się, zanim powierzchnia gleby osiągnie temperaturę punktu rosy. Zarówno dane z zautomatyzowanych i ręcznych mikrolizymetrów sugerują, że przy tworzeniu się rosy na gołej glebie decydujący wpływ mają właściwości gleb (Heusinkveld i in. 2006).



Rys. 1. a) mikrolizyometr, b) konstrukcja mikrolizymetru: 1 – cylinder glebowy o średnicy 140 mm, 2 – obudowa cylindra, 3 – obudowa modułu miernika, 4 – kabel sygnałowy, 5 – gleba, 6 – miernik wagowy 150 x 39 x 20 mm, 7 – podstawa obudowy (plastik lub aluminium) (Źródło: opracowanie własne na podstawie Heusinkveld i in. 2006)

Fig. 1. a) microlysimeter, b) construction of microlysimeter: 1 – soil cylinder with 140 mm diameter, 2 – cylinder casing, 3 – gauge module casing, 4 – signal wire, 5 – soil, 6 – balance gauge 150 x 39 x 20 mm, 7 – casing base (plastic or aluminium) (Source: own elaboration based on Heusinkveld *et al.* 2006)

Opisywany powyżej, zaprojektowany przez Heusinkvelda, mały, przenośny mikrolizyometr ma pewną wadę (rys. 1). Ze względu na ograniczoną głębokość naczynia załadunkowego urządzenie nie nadaje się do pomiarów w każdych warunkach. Na przykład podczas wystąpienia wysokich opadów atmosferycznych może nastąpić zalanie i w konsekwencji uszkodzenia mikrolizymetru (Kaseke i in. 2012). Przy użyciu tego typu mikrolizymetrów Verhoef i inni (2006) mierzyli adsorpcję pary na nieporośniętej glebie w południowej Hiszpanii. Doświadczenie zostało przeprowadzone w sadzie o powierzchni 0,5 ha, obsadzonym drzewami oliwnymi. Tym razem lizymetry miały wymiary 0,55 x 0,55 x 0,25 m, a dokładność pomiaru wynosiła 0,01 mm H₂O. Adsorpcja pary rozpoczynała się po południu i trwała do wczesnego wieczora. Maksymalna intensywność adsorpcji w gaju oliwnym kształtowała się w zakresie od 0,2 do 0,5 mm·doba⁻¹ w odniesieniu do większości punktów pomiarowych oraz maksymalnie do około 0,7 mm·doba⁻¹. Mikrolizymetry użyte przez Kaseke i in. (2012) są w pełni zautomatyzowane, a ponad to zasilane energią słoneczną. Zastosowano je m.in. do badań w zimie w Stellenbosch w Republice Południowej Afryki. Użyto wtedy czujnik wagowy Tedeo – Huntleigh 1004 zaprojektowany przez Heusinkvelda w 2006 roku. Lizyometr LCM o wymiarach 110 x 10 x 33 mm został zamontowany pod ziemią w komorze, której podstawa wykonana była z aluminiowej płyty, grubości 10 mm i boków z polichlorku winylu PVC o grubości 5 mm. Kalibracja urządzenia spowodowała, że stosowana w tych

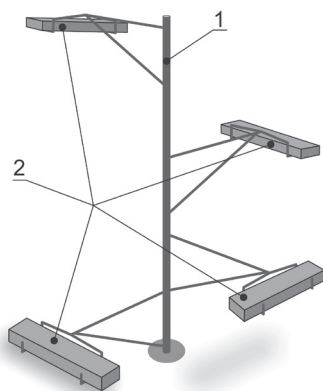
badaniach minimalna rozdzielczość wyniosła 0,038 g, co odpowiada dokładności $2,6 \cdot 10^{-3}$ mm H₂O. Mikrolizymetry zostały umieszczone w naczyniu wypełnionym piaskiem rzeczonym o średnicy ziaren nieprzekraczającej 2 mm. Wyniki rejestrowano co 10 minut. Wykazano, że adsorpcja pary (średnio 2,369 mm H₂O – 75% całkowitego wkładu) ma trzy razy większy udział niż osadzanie się rosy (średnio 0,785 mm – 25% całkowitego wkładu) w zasilaniu wierzchniej warstwy gleby.

Oprócz mikrolizymetrów stosowane są także lizymetry wielkogabarytowe, np. o wymiarach w rzucie 0,75 x 0,75 m. Całkowita masa gleby podczas doświadczenia wynosiła 200 kg. Pomiar wykonano z krokiem czasowym 15 s. W lizymetrach zainstalowano czujniki TDR pozwalające określić dynamikę wilgotności objętościowej gleby. Przez osiem miesięcy, od lutego do sierpnia 1996 r., suma opadów atmosferycznych wyniosła 179 mm, a łączna ilość pary wodnej zaadsorbowanej przez glebę – 226 mm. W pracy Meissnera zwrócono uwagę na wysokie koszty instalacji i konserwacji wielkogabarytowych lizymetrów, ale równocześnie podkreślono, że duże lizymetry są najlepszą metodą uzyskania wiarygodnych danych. W celu ich zastosowania opracowano nowe technologie do pobierania dużych monolitycznych kolumn glebowych o powierzchni 0,5-2 m² i głębokości od 1 do 3 m (Meissner i in. 2007). Wydaje się jednak, że tak duże głębokości w badaniach nad wpływem osadów atmosferycznym na wilgotność gleby nie są uzasadnione.

Metody lizymetryczne, zarówno mikro- jak i wielkogabarytowe, mają jednak szereg wad. Ich zastosowanie nie pozwala jednoznacznie stwierdzić, w której części badanej próbki umiejscowiła się woda. Ponadto, gdy gleba jest porośnięta, to nie można rozstrzygnąć, jaka część wody pozostaje na powierzchni roślin, jaka na powierzchni gleby, a jaka została wchłonięta przez rośliny (Ermich 1958). Wreszcie – jaka objętość została de facto wchłonięta przez glebę. W konsekwencji nie wiadomo, jaka objętość wody zasilila wierzchnią warstwę i do jakiej głębokości. Istnieje również zagrożenie interferencji zjawisk. Na przykład woda z porośniętego monolitu może być przekazywana przez roślinę do atmosfery i w tym samym czasie może powstać z niej rosa na powierzchni gleby, zasilająca jej wierzchnią warstwę (Jacobs i in. 1994, Luo i Goudriaan 2000). W takich przypadkach lizymetr może nie reagować. Ponadto eksperyment nigdy nie jest prowadzony w takich warunkach termicznych, w jakich realnie występuje badane zjawisko. Należy również pamiętać, że monolit glebowy wraz z roślinnością powinien mieć strukturę nie-naruszoną, a to jest warunek trudny do spełnienia. W metodach tych występuje także efekt brzegowy, który może być zminimalizowany poprzez zastosowanie lizymetrów o dużej powierzchni. Rozdzielczość i dokładność lizymetrów musi być bardzo wysoka. Niejednokrotnie dokładność 0,01 mm jest niewystarczająca (Rosenberg 1969, Agam i Berliner 2006).

Kolektory rosy

Do drugiej grupy metod pomiarowych należy zaliczyć tzw. kolektory rosy. Pomiar polega na ważeniu porowatej płytki kondensacyjnej lub na określeniu objętości wody, która powstała na powierzchni nieprzepuszczającej wodę. W przypadku kolektorów wyznacza się raczej potencjalną, a nie rzeczywistą zdolność do powstawania wody z kondensacji w okresach bezopadowych. Przyrząd pomiarowy Duvdevani (rys. 2.) jest jednym z pierwszych urządzeń w tej grupie. Specjalny drewniany blok o wymiarach 32 x 5 x 2,5 cm wystawiany jest o zachodzie słońca, ok. 1 m nad ziemią. O objętości skondensowanej wody informuje jego waga (Duvdevani 1947). Duży wpływ na wyniki uzyskane tą metodą, oprócz dokładności wagi, mają właściwości drewna – szczególnie zdolność do przewodzenia wody oraz kolor i chropowatość (Agam i Berliner 2006). Wyniki są przydatne jedynie do celów porównawczych, a nie do uzyskania wartości bezwzględnych. Z uwagi na brak automatyzacji podczas ważenia krok czasowy pomiarów wynosi najczęściej 1 raz na dobę.

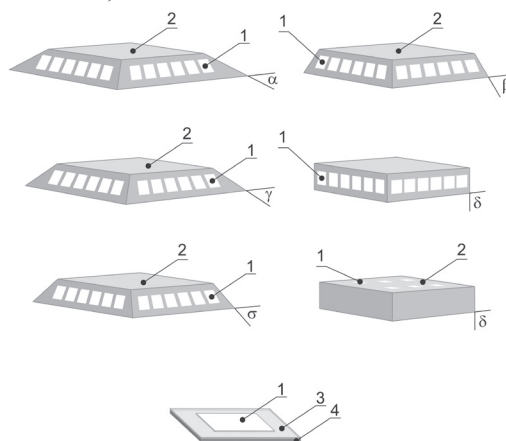


Rys. 2. Przyrząd pomiarowy Duvdevani: 1 – drążek metalowy $L = 1$ osadzony w glebie, 2 – blok drewniany 35 x 5 x 2,5 cm (Źródło: opracowanie własne na podstawie Duvdevani 1947)

Fig. 2. Duvdevani dew gauge: 1 – metal rod $L=1$ inserted in soil, 2 – wood block 35 x 5 x 2.5 cm (Source: own elaboration based on Duvdevani 1947)

Cloth Plate Method (CPM) (rys. 3) to urządzenie, w którym pomiar odbywa się ręcznie. Aparat wyposażony jest w płytę o wymiarach 10 x 10 x 0,2 cm, wykonaną ze szkła, a nie jak poprzednio z materiałów o strukturze porowatej. Do płyty przymocowane są chłonne tkaniny syntetyczne o wymiarach 6 x 6 cm (Kidron 1998). W metodzie tej określana jest całkowita dobowa dawka rosy. Urządzenie zastosowano m.in. na pustyni Negev w celu porównania intensywności pojawiającej się rosy na różnych wysokościach (Kidron 1999). Wykazano, że kondensacja występuje nawet około 1 h po wschodzie słońca (Kidron 2000). Natężenie kondensacji

w okresach bezopadowych badano w aspekcie wpływu właściwości podłoża i usłonecznienia na pustyni Nagev (Kidron 2010), a także wpływu kondensacji na wzrost porostów (Kidron i in. 2011).



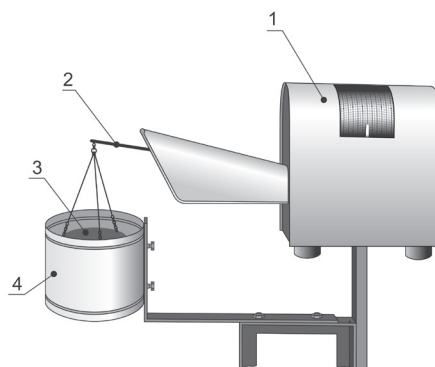
Rys. 3. Metoda chłonnych tkanin (CPM): 1 – tkaniny chłonne 6 x 6 x 0.15 cm, 2 – blok drewniany 50 x 50 x 10 cm, 3 – płyta szklana 10 x 10 x 0,2 cm, 4 – sklejka 10 x 10 x 0,5 cm, $\alpha - 30^\circ$, $\beta - 75^\circ$, $\gamma - 45^\circ$, $\delta - 90^\circ$, $\sigma - 60^\circ$ (Źródło: opracowanie własne na podstawie Kidron 2000, Kidron 2005)

Fig. 3. Cloth Plate Method (CPM): 1 – absorbing cloth 6 x 6 x 0.15 cm, 2 – wood block 50 x 50 x 10 cm, 3 – glass plate 10 x 10 x 0.2 cm, 4 – plywood board 10 x 10 x 0.5 cm, $\alpha - 30^\circ$, $\beta - 75^\circ$, $\gamma - 45^\circ$, $\delta - 90^\circ$, $\sigma - 60^\circ$ (Source: own elaboration based on Kidron 2000, Kidron 2005)

Ważenie odbywa się ręcznie jedynie we wczesnych godzinach rannych i podobnie jak w przypadku przyrządu opracowanego przez Samuela Duvdevaniego otrzymuje się jedynie dobowe dawki wody powstałej w wyniku kondensacji pary wodnej.

Pomiar kolektorem Hiltner Dew Balance (rys. 4) polega na ciągłym ważeniu sztucznej płyty kondensacyjnej, która wisi na belce 2 cm nad powierzchnią gleby (Zangvil i Druian 1980). Proste i wygodne w obsłudze urządzenie także ma swoje wady. Bilans energetyczny płyty kondensacyjnej różni się od bilansu na powierzchni gleby. Dlatego zmierzone wartości mogą być traktowane również tylko do porównania kondensacji w różnych warunkach. Uzyskane wartości są jedynie przybliżone, a na dokładność uzyskanych wyników wpływają warunki atmosferyczne.

Wadą jest także to, że w urządzeniu tym woda pochodząca z kondensacji gromadzi się na płycie, a w warunkach naturalnych woda powstała na powierzchni gleby przedostaje się w głąb profilu glebowego. W urządzeniu Hiltner Dew Balance wykrywane są większe porcje wody pochodzącej z kondensacji niż te, które rzeczywiście powstają na powierzchni gleby.



Rys. 4. Urządzenie Hiltnera do szacowania natężenia kondensacji: 1 – urządzenie rejestrujące (samopis) z bębnem i mechanizmem zegarowym, 2 – drążek równoważący, 3 – sito kondensacyjne (o powierzchni 100 cm²), 4 – osłona przeciwwiatrowa (Źródło: opracowanie własne na podstawie Zangvil 1996, Ninari i Berliner 2002)

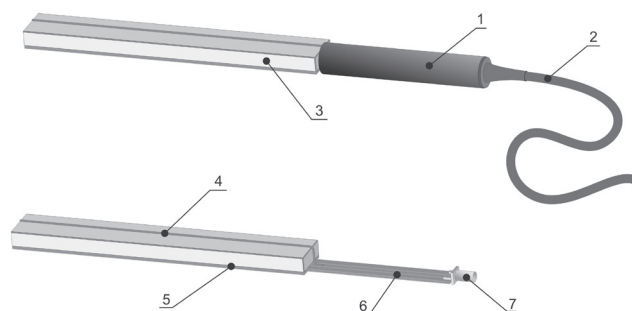
Fig. 4. Hiltner dew balance: 1 – recorder with drum and timer, 2 – balancing bar, 3 – condensation screen (with area of 100 cm²), 4 – wind shield (Source: own elaboration based on Zangvil 1996, Ninari and Berliner 2002)

W ocenie Agam i Berliner (2006) muszą być stosowane inne podejścia, jeżeli celem ma być wyznaczenie rzeczywistego osadzania rosy na powierzchni gleby. Korelacja między ilością rosy utworzonej na sztucznych powierzchniach oraz ilością rosy utworzonej na powierzchni gleby jest kwestionowana w wielu pracach. Agam i Berliner stwierdzili, że na obszarze pustyni Negev sztuczne płyty kondensacyjne nie mogą być używane do oceny wydajności rosy na nieporośniętej powierzchni gleby (Agam i Berliner 2004). Hiltner Dew Balance jest kosztowny i podatny na wiatr. Jego zastosowanie wymaga przestronnej, lecz osłoniętej powierzchni. Utrudnione są również pomiary w temperaturze poniżej zera. Potrzebne są urządzenia wolne od powyższych wad i zdolne do pomiaru ilości i czasu trwania osadów atmosferycznych (Kidron 1998).

Płytki porowate z czujnikami TDR

Trzecia metoda opracowana w 2015 roku polega na automatycznej rejestracji dynamiki wilgotności objętościowej porowatej płytki o wymiarach 19,20 x 2,90 x 0,87 cm (rys. 5) (Nakonieczna i in. 2015). Pomiar wilgotności jest możliwy, ponieważ płytka wyposażona jest w pręt działający tak, jak pręty w czujnikach TDR (Time Domain Reflectometry). Płytkę zbudowaną jest z materiału, który nie zmienia swoich właściwości w czasie. Pozwala to zapewnić wysoką powtarzalność uzyskanych wyników. Zaletą metody jest natychmiastowe uzyskanie wyników,

dzięki szybkiemu i równomiernemu pochłanianiu wody z osadów przez kapilary płytki. Stosowana technika TDR gwarantuje wysoką dokładność i rozdzielczość pomiarów, zwłaszcza po wprowadzeniu poprawki temperaturowej (Skierucha i in. 2008). Jest to wymagane do prawidłowego wykrycia natężenia infiltracji wody do płytki, ponieważ ilości powstałej wody na powierzchni są bardzo małe. Dokładność pomiaru podczas badań terenowych wynosi od $5,7 \cdot 10^{-4}$ do $1,3 \cdot 10^{-3}$ mm H₂O, w zależności od wymiarów płytki porowatej, które mogą być różne.

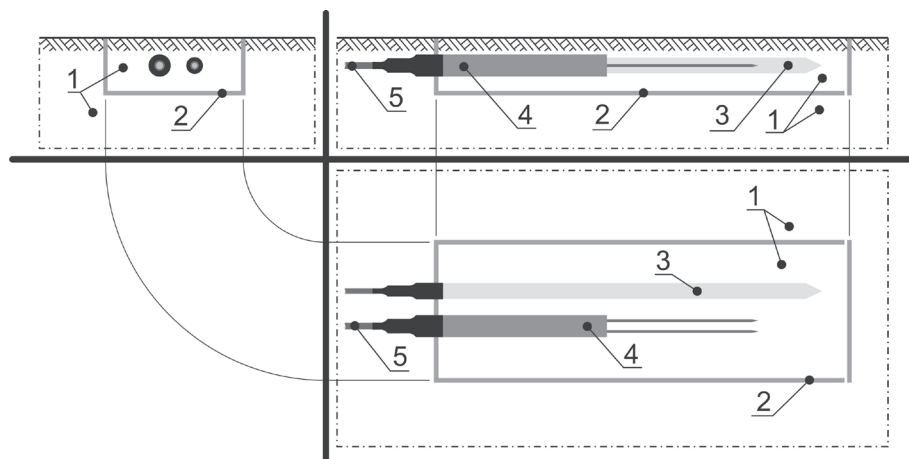


Rys. 5. Płytkę porowatą z mini czujnikami TDR: 1 – osłona linii mikroskopowej, 2 – kabel sygnałowy, 3 – płytkę porowatą 192 x 29 x 8,7 cm, 4 – górną elektrodę TDR, 5 – dolną elektrodę TDR, 6 – linię mikropaskową, 7 – złącze kabla sygnałowego (Źródło: opracowanie własne na podstawie Nakonieczna i in. 2015)

Fig. 5. Porous plate with mini TDR sensors: 1 – microscope line shield, 2 – signal wire, 3 – porous plate 192 x 29 x 8.7 cm, 4 – upper TDR electrode, 5 – lower TDR electrode, 6 – microstrip line, 7 – signal wire connector (Source: own elaboration based on Nakonieczna *et al.* 2015)

Odizolowana przestrzeń glebowa

Również niedawno, bo w 2014 r., opracowano metodę, która polega na pomiarze wilgotności objętościowej laboratoryjnym czujnikiem wilgotności (LP/ms) w przestrzeni glebowej, odizolowanej od reszty monolitu aluminiową barierą (rys. 6) (Janik i in. 2014). Obliczenia mogą być prowadzone z dowolnym, nawet jednogodzinnym krokiem czasowym. Zaletą metody jest pozostawienie gleby w stanie nienaruszonym. Ponadto nie otaczają jej żadne innowacyjne urządzenia pomiarowe, np. mini waga, która sprawia, że przepływ ciepła może być inny niż w warunkach naturalnych. Po raz pierwszy charakteryzowaną metodę zastosowano w badaniach przeprowadzonych na terenie Obserwatorium Zakładu Klimatologii i Ochrony Atmosfery Uniwersytetu Wrocławskiego. Wykazano, że maksymalny udział rosy i szronu w dziennym bilansie wodnym wierzchniej warstwy gleby wyniósł w okresie jesiennym około $0.3 \text{ mm} \cdot \text{doba}^{-1}$. W badaniach tych uwzględniono wpływ temperatury na odczyty aparatu TDR ustalonej wyłącznie na podstawie indywidualnego eksperymentu polowego.



Rys. 6. Odizolowana przestrzeń gleby zaopatrzona w czujniki TDR: 1 – gleba, 2 – bariera aluminiowa 15 x 5 x 2 cm, 3 – czujnik temperatury LP/t, 4 – czujnik wilgotności LP/ms, 5 – kabel sygnałowy (Źródło: opracowanie własne na podstawie Janiki i. in. 2014)

Fig. 6. Insulated soil space with TDR sensors: 1 – soil, 2 – aluminium barrier 15 x 5 x 2 cm, 3 – temperature sensor LP/t, 4 – moisture sensor LP/ms, 5 – signal wire (Source: own elaboration based on Janik *et al.* 2014)

Formuły matematyczne

Następnym sposobem szacowania infiltracji wody w okresach bezopadowych jest zastosowanie empirycznych formuł matematycznych. Trudność ich stosowania, a tym samym znalezienia skutecznych rozwiązań – wynika z konieczności określenia wielu danych wejściowych (Agam i Berliner 2004, Scanlon i Milly 1994). Na przykład w kompleksowym modelu matematycznym opisanym w pracy Katata i in. (2007) danymi wejściowymi są: T_s – temperatura gleby (K), λ – przewodność cieplna gleby ($W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$), l – utajone ciepło parowania ($J \cdot kg^{-1}$), θ – objętościowa zawartość wody glebowej ($m^3 \cdot m^{-3}$), D_w – współczynniki dyfuzji wody glebowej ($m^2 \cdot s^{-1}$), K – nienasycone przewodnictwo hydrauliczne ($m \cdot s^{-1}$), ρ_w – gęstość wody w stanie ciekłym ($kg \cdot m^{-3}$), D_v – współczynnik dyfuzji pary wodnej ($m^2 \cdot s^{-1}$), ρ – gęstość pary wodnej ($kg \cdot m^{-3}$). Natomiast w pracy Kosmas i in. (1998) zaprezentowano formułę empiryczną, w której danymi wejściowymi było E_r – adsorpcja pary wodnej (mm), RH_{min} – minimalna, dzienna wilgotność względna powietrza (%), A – dzienna amplituda wilgotności względnej. Niestety błędne rozwiązanie otrzymamy nawet wtedy, gdy choć jedna z danych wejściowych jest niedoszacowana lub przeszacowana (Reinhard i Reinhard 2005).

Inna grupa modeli matematycznych to takie, w których zjawisko formowania rosy opisywane jest za pomocą relacji między wielkościami fizycznymi. Ze względu na stopień skomplikowania większości procesów przyrodniczych również i tu wymagane jest wprowadzenie wielu danych wejściowych. Ponieważ zjawisko powstawania rosy zachodzi na granicy dwóch ośrodków: gleby i atmosfery, to obydwa muszą zostać dokładnie scharakteryzowane. Niemniej jednak podejścia empiryczne i fenomenologiczne są obecnie krytycznie oceniane (Varado i in. 2006, Agam i Berliner 2006).

WNIOSKI

1. Do szacowania infiltracji wody z atmosfery w okresach bezopadowych stosuje się mikro- i makrolizymetry. Wykonanie pomiarów tymi urządzeniami nie pozwala jednoznacznie stwierdzić, jaka objętość skondensowanej wody pozostaje na powierzchni roślin, jaka na powierzchni gleby, jaka zostaje wchłonięta przez rośliny, a jaka przez glebę. W metodzie tej istnieje niebezpieczeństwo niedokładności wynikającej z niewłaściwej interpretacji procesów fizycznych, zaś warunki termiczne, w których przebiega eksperyment, odbiegają od naturalnych.

2. W przypadku użycia kolektorów rosy wyznacza się raczej potencjalną zdolność do powstawania wody na powierzchni gleby w wyniku kondensacji, a nie natężenie infiltracji. Metoda ta nie pozwala w zasadzie stosować krótszych niż jednodobowe kroki czasowe.

3. Korzystanie z płytek porowatych w połączeniu z czujnikami TDR eliminuje wady występujące w eksperymentach mikrolizymetrycznych i wykorzystujących kolektory. Należy przy tym mieć na uwadze, iż materiał porowaty płytki ma inne właściwości fizyczne niż gleba.

4. W metodzie z zastosowaniem odizolowanych przestrzeni glebowych wyposażonych w czujniki TDR wyeliminowane są niemal wszystkie wady. Dalsze badania powinny być prowadzone jedynie nad wpływem urządzeń pomiarowych na właściwości fizyczne gleby.

5. Z uwagi na mnogość danych wejściowych koniecznych w formułach matematycznych, empirycznych i fenomenologicznych poprawa predykcji jest mało prawdopodobna. Modele matematyczne mogą jednak być przydatne do formalnego opisu rozpatrywanych tu zjawisk.

PIŚMIENNICTWO

- Agam N., Berliner P.R., 2004. Diurnal water content changes in the bare soil of a coastal desert. *J. Hydrometeorol.*, 5(5), 922-933.
- Agam N., Berliner P.R., 2006. Dew formation and water vapor adsorption in semi-arid environments – A review. *J. Arid. Environ.*, 65(4), 572-590.

- Alishaev M.G., 2013. On condensation and precipitation of atmospheric moisture in the surface layer. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 38(8), 522-530.
- Alnaser W.E., Barakat A., 2000. Use of condensed water vapour from the atmosphere for irrigation in Bahrain. *Appl. Energy*, 65(1-4), 3-18.
- Atzema A.J., Jacobs A.F.G., Wartena L., 1990. Moisture distribution within a maize crop due to dew. *Neth. J. Agr. Sci.*, 38(2), 117-129.
- Beysens D., 1995. The formation of dew. *Atmos. Res.*, 39(1-3), 215-237.
- Beysens D., Milimouk I., Nikolayev V., Muselli M., Marcillat J., 2003. Using radiative cooling to condense atmospheric vapor: a study to improve water yield. *J. Hydrol.*, 276(1-4), 1-11.
- Błaś M., Sobik M., Quiel F., Netzel P., 2002. Temporal and spatial variations of fog in the Western Sudety Mts., Poland. *Atmos. Res.*, 64, 19-28.
- Brown R., Mills A., Jack C., 2008. Non-rainfall moisture inputs in the Knersvlakte: Methodology and preliminary findings. *Water SA*, 34(2), 275-278.
- Duvdevani S., 1947. An optical method of dew estimation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 73(317-318), 282-296.
- Ermich K., 1958. An attempt at the determination of the contribution of so-called horizontal precipitations in the water cycle in nature (in Polish). *Wiadomości Botaniczne*, 2(4), 219-236.
- Fischer T., Veste M., Bens O., Huttl R.F., 2012. Dew formation on the surface of biological soil crusts in central European sand ecosystems. *Biogeosciences*, 9(11), 4621-4628.
- Heusinkveld B.G., Berkowicz S.M., Jacobs A.F.G., Holtslag A.A.M., Hillen W.C.A.M., 2006. An automated microlysimeter to study dew formation and evaporation in arid and semiarid regions. *J. Hydrometeorol.*, 7(4), 825-832.
- Hutorowicz H., 1963. Dew measurements at Olsztyn. *Assoc. Int. Hydrol. Scient.*, 65, 352-359.
- Jacobs A.F.G., Heusinkveld B.G., Berkowicz S.M., 1999. Dew deposition and drying in a desert system: a simple simulation model. *J. Arid. Environ.*, 42(3), 211-222.
- Jacobs A.F.G., Heusinkveld B.G., Berkowicz S.M., 2002. A simple model for potential dewfall in an arid region. *Atmos. Res.*, 64(1-4), 285-295.
- Jacobs A.F.G., Heusinkveld B.G., Kruit R.J.W., Berkowicz S.M., 2006. Contribution of dew to the water budget of a grassland area in the Netherlands. *Water Resour. Res.*, 42(3).
- Jacobs A.F.G., Van Pul A., El-Kilani R.M.M., 1994. Dew formation and the drying process within a maize canopy. *Bound.-Lay. Meteorol.*, 69(4), 367-378.
- Janik G., Skierucha W., Błaś M., Sobik M., Albert M., Dubicki M., Zawada A., 2014. TDR technique for estimating the intensity of effective non rainfall. *Int. Agrophys.*, 28(1), 23-37.
- Kalbarczyk E., 2005. Multi-year variation of occurrence of atmospheric precipitation in Pomerania (in Polish). *Scientific Review Engineering and Environmental Sciences*, 1(31), 224-233.
- Kaseke K.F., Mills A.J., Brown R., Esler K.J., Henschel J.R., Seely M.K., 2012. A Method for Direct Assessment of the "Non Rainfall" Atmospheric Water Cycle: Input and Evaporation From the Soil. *Pure Appl. Geophys.*, 169(5-6), 847-857.
- Kaseke K.F., Wang L., Seely M.K., 2017. Nonrainfall water origins and formation mechanisms. *Sci. Adv.*, 3(3), e1603131.
- Katata G., Nagai H., Ueda H., Agam N. and Berliner P.R., 2007. Development of a land surface model including evaporation and adsorption processes in the soil for the land-air exchange in arid regions. *J. Hydrometeorol.*, 8(6), 1307-1324.
- Kidron G.J., 1998. A simple weighing method for dew and fog measurements. *Weather*, 53(12), 428-433.
- Kidron G.J., 1999. Altitude dependent dew and fog in the Negev Desert, Israel. *Agr. Forest Meteorol.*, 96(1-3), 1-8.

- Kidron G.J., 2000. Analysis of dew precipitation in three habitats within a small arid drainage basin, Negev Highlands, Israel. *Atmos. Res.*, 55(3-4), 257-270.
- Kidron G.J., 2005. Angle and aspect dependent dew and fog precipitation in the Negev desert. *J. Hydrol.*, 301(1-4), 66-74.
- Kidron G.J., 2010. The effect of substrate properties, size, position, sheltering and shading on dew: An experimental approach in the Negev Desert. *Atmos. Res.*, 98(2-4), 378-386.
- Kidron G.J., Kronenfeld R., 2017. Assessing the effect of micro-lysimeters on NRWI: Do micro-lysimeters adequately represent the water input of natural soil? *J. Hydrol.*, 548, 382-390.
- Kidron G.J., Starinsky A., Yaalon D.H., 2014. Cyanobacteria are confined to dewless habitats within a dew desert: Implications for past and future climate change for lithic microorganisms. *J. Hydrol.*, 519, 3606-3614.
- Kidron G.J., Temina M., Starinsky A., 2011. An investigation of the role of water (rain and dew) in controlling the growth form of lichens on cobbles in the Negev Desert. *Geomicrobiol. J.*, 28(4), 335-346.
- Kosmas C., Danalatos N.G., Poesen J., van Wesemael B., 1998. The effect of water vapour adsorption on soil moisture content under Mediterranean climatic conditions. *Agr. Water Manage.*, 36(2), 157-168.
- Kosmas C., Marathianou M., Gerontidis St., Detsi V., Tsara M., Poesen J., 2001. Parameters affecting water vapor adsorption by the soil under semi-arid climatic conditions. *Agr. Water Manage.*, 48(1), 61-78.
- Li X., 2002. Effects of gravel and sand mulches on dew deposition in the semiarid region of China. *J. Hydrol.*, 260(1-4), 151-160.
- Liu L., Li S., Duan Z., Wang T., Zhang Z., Li X., 2006. Effects of microbiotic crusts on dew deposition in the restored vegetation area at Shapotou, northwest China. *J. Hydrol.*, 328(1-2), 331-337.
- Luo W., Goudriaan J., 2000. Dew formation on rice under varying durations of nocturnal radiative loss. *Agr. Forest Meteorol.*, 104(4), 303-313.
- Maestre-Valero J.F., Martinez-Alvarez V., Baille A., Martin-Gorriiz B., Gallego-Elvira B., 2011. Comparative analysis of two polyethylene foil materials for dew harvesting in a semi-arid climate. *J. Hydrol.*, 410(1-2), 84-91.
- Malek E., 2003. Microclimate of a desert playa: Evaluation of annual radiation, energy, and water budgets components. *Int. J. Climatol.*, 23(3), 333-345.
- Malek E., McCurdy G., Giles B., 1999. Dew contribution to the annual water balances in semi-arid desert valleys. *J. Arid. Environ.*, 42(2), 71-80.
- Meissner R., Rupp H., Weller U., Vogel H.-J., Seyfarth M., 2010. Lysimeter research in Europe – technological developments and research strategies. 19th World Congress of Soil Science. Soil Solutions for Changing World, 1-6 August, Brisbane, Australia.
- Meissner R., Seeger J., Rupp H., Seyfarth M., Borg H., 2007. Measurement of dew, fog, and rime with a high-precision gravitation lysimeter. *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, 170(3), 335-344.
- Moratiel R., Martinez-Cob A., Tarquis A.M., 2016. Soil water balance correction due to light rainfall, dew and fog in Ebro river basin (Spain). *Agr. Water Manage.*, 170, 61-67.
- Moro M.J., Were A., Morillas L., Villagarcía L., Cantón-Castilla M.Y., Lázaro-Suau, R., Serrano-Ortiz P., Kowalski A.S., Domingo-Poveda F., 2009. Dew contribution to the water balance in a semiarid coastal steppe ecosystem (Cabo de Gata, SE Spain). Ediciones de la Universidad de Murcia, Spain, ISBN: 978-84-8371-888-9.
- Nakonieczna A., Kafarski M., Wilczek A., Szyplowska A., Janik G., Albert M., Skierucha W., 2015. Detection of atmospheric water deposits in porous media using the TDR technique. *Sensors*, 15(4), 8464-8480.
- Ninari N., Berliner P.R., 2002. The role of dew in the water and heat balance of bare loess soil in the Negev Desert: quantifying the actual dew deposition on the soil surface. *Atmos. Res.*, 64(1), 323-334.

- Pan Y., Wang X., Zhang Y., 2010. Dew formation characteristics in a revegetation-stabilized desert ecosystem in Shapotou area, Northern China. *J. Hydrol.*, 387(3-4), 265-272.
- Parczewski W., 1977. Materials for lectures on meteorology and climatology (in Polish). Wydaw. Politechniki Warszawskiej, 246.
- Polkowska Ż., Błaś M., Sobik M., Klimaszewska K., Małek S., Namieśnik J. 2008. Various forms of a tmospheric precipitation and deposits as a measure of environmental pollution in different geographic regions of Poland – part II – Dew (in Polish). *Ecol. Chem. Eng.*, 15(4), 529-560.
- Ramirez D.A., Bellot J., Domingo F., Blasco A., 2007. Can water responses in *Stipa tenacissima* L. during the summer season be promoted by non-rainfall water gains in soil? *Plant Soil*, 291(1-2), 67-79.
- Reinhard T., Reinhard A., 2005. The choice of time step in the calculation of soil moisture by means of a mathematical model simulating drip irrigation (in Polish). *Zesz. Nauk. AR Wroc.*, 520, 95-105.
- Richards K., 2002. Hardware scale modelling of summertime patterns of urban dew and surface moisture in Vancouver, BC, Canada. *Atmos. Res.*, 64(1-4), 313-321.
- Richards K., 2005. Urban and rural dewfall, surface moisture, and associated canopy-level air temperature and humidity measurements for Vancouver, Canada. *Bound.-Lay. Meteorol.*, 114(1), 143-163.
- Rosenberg J., 1969. The application of ternary semigroups to the study of n-valued Sheffer functions. *Notre Dame Journal of Formal Logic*, 10, 90-94.
- Scanlon B.R., Milly P.C.D., 1994. Water and heat fluxes in desert soils. 2. Numerical simulations. *Water Resour. Res.*, 30(3), 721-733.
- Sharan G., 2011. Harvesting dew with radiation cooled condensers to supplement drinking water supply in semi-arid coastal northwest India. *International Journal for Service Learning in Engineering*, 6(1), 130-150.
- Skierucha W., 2009. Temperature dependence of time domain reflectometry - measured soil dielectric permittivity. *J. Plant Nutr. Soil Sc.*, 172(2), 186-193.
- Skierucha W., Wilczek A., Alokina O., 2008. Calibration of a TDR probe for low soil water content measurements. *Sensor. Actuat. A-Phys.*, 147, 544-552
- Subramaniam A.R., Kesava-Rao A.V.R., 1983. Dew fall in sand dune areas of India. *Int. J. Biometeorol.*, 27(3), 271-280.
- Ucles O., Villagarcia L., Canton Y., Domingo F., 2016. Partitioning of non rainfall water input regulated by soil cover type. *Catena*, 139, 265-270.
- Varado N., Braud I., Ross P.J., Haverkamp R., 2006. Assessment of an efficient numerical solution of the 1D Richards' equation on bare soil. *J. Hydrol.*, 323(1-4), 244-257.
- Verhoef A., Diaz-Espejo A., Knight J.R., Villagarcía L., Fernández J.E., 2006. Adsorption of water vapor by bare soil in an olive grove in southern Spain. *J. Hydrometeorol.*, 7(5), 1011-1027.
- Zangvil A., 1996. Six years of dew observations in the Negev Desert, Israel. *J. Arid. Environ.*, 32(4), 361-371.
- Zangvil A., Druian P., 1980. Measurements of dew at a desert site in southern Israel. *Geographical Research Forum*, 2, 26-34.
- Zhang Q., Wang S., Yang F.-L., Yue P., Yao T., Wang W.-Y., 2015. Characteristics of dew formation and distribution, and its contribution to the surface water budget in a semi-arid region in China. *Bound.-Lay. Meteorol.*, 154(2), 317-331.
- Zhu Q.L., Jiang Z.B., 2016. Using stable isotopes to determine dew formation from atmospheric water vapor in soils in semiarid regions. *Arab. J. Geosci.*, 9(1).
- Zhuang Y., Zhao W., 2014. Dew variability in three habitats of a sand dune transect in a desert oasis ecotone, Northwestern China. *Hydrol. Processes*, 28(3), 1399-1408.

METHODS OF DETERMINATION OF WATER INFILTRATION
FROM THE ATMOSPHERE IN NON-RAINFALL PERIODS (A REVIEW)

Małgorzata Dawid

Institute of Environmental Protection and Management
Wrocław University of Environmental and Life Sciences
pl. Grunwaldzki 24, 50-363 Wrocław, Poland
e-mail: malgorzata.dawid@upwr.edu.pl

Abstract. The paper presents a review of quantitative methods of determination of the intensity of water infiltration to the surface horizon of soil in non-rainfall periods. The review includes the following: lysimetric methods, methods using dew collectors and sediment gauges, method using aluminium barriers and TDR gauges, and models using empirical and phenomenological mathematical formulae. It is demonstrated that the method using sediment gauges and the method using aluminium barriers have the most advantages. In both of these methods the TDR technique plays a fundamental role. Estimation of water infiltration in non-rainfall periods provides valuable information in the process of dosage determination, e.g. in injection irrigation.

Keywords: water infiltration from the atmosphere in non-rainfall periods, TDR technique, lysimetric methods, dew collectors, sediment gauges