

地中レーダーを用いた鳥取砂丘の地下水分布の解明 Investigation of groundwater distribution using a ground penetrating radar in the Tottori sand dunes

齊藤 忠臣*・河合 隆行**・西本 貴之***・猪迫 耕二*・安田 裕****・塩崎 一郎*****

*鳥取大学農学部（〒680-8550 鳥取県鳥取市湖山町南 4-101）

**鳥取大学乾燥地研究センター（〒680-0001 鳥取県鳥取市浜坂 1390）

***キタイ設計株式会社西日本支社（〒671-2214 兵庫県姫路市西夢前台 2-49）

****鳥取大学教育支援・国際交流推進機構（〒680-8550 鳥取県鳥取市湖山町南 4-101）

*****鳥取大学大学院工学研究科（〒680-8550 鳥取県鳥取市湖山町南 4-101）

SAITO Tadaomi*, KAWAI Takayuki**, NISHIMOTO Takayuki***,

INOSAKO Koji*, YASUDA Hiroshi****, SHIOZAKI Ichiro*****

*Faculty of Agriculture, Tottori University (4-101 Koyama-cho Minami, Tottori, 680-8550)

**Arid Land Research Center, Tottori University (1390 Hamasaka, Tottori, 680-0001)

***Kitai Sekkei Co.,Ltd. Nishi-Nihon Branch (2-49 Nishiyumesakidai, Himeji, 671-2214)

**** (Organization for Educational Support and International Affairs, Tottori University (4-101 Koyama-cho Minami, Tottori, 680-8550)

*****Graduate school of Engineering, Tottori University (4-101 Koyama-cho Minami, Tottori, 680-8550)

(Received 4 December 2020, Accepted 22 February 2021)

Abstract

The Tottori Sand Dunes, located along a special protection zone of Sanin Kaigan National Park, are a UNESCO Global Geopark and popular tourist attraction with millions of visitors every year. As one of the beautiful sceneries of the Tottori sand dunes, there is a pond which is called “oasis” at the foot of the largest dune. The oasis does not always exist throughout a year. Near the oasis, there is a spring which continuously springs throughout a year. The purpose of this paper was to investigate the groundwater distribution which affects to the oasis using a ground penetrating radar (GPR). GPR investigations using a low frequency (35 MHz) antenna and ground surface surveys using a total station were carried out in an area the size of 300 m x 400 m around the oasis. The results showed that volcanic ash layers existed at various depths and deep groundwater was partially stored in the ground. In particular, an aquifer more than 10 m thickness was found at upper area of the spring; this is the reason why the spring continuously springs throughout a year. A dividing ridge of groundwater on the volcanic ash layer was found at the south of the oasis. This means that rainfall falls only on the north side of this ridge can flow as groundwater toward the oasis.

Key words: groundwater, oasis, spring, ground penetrating radar, GPR

要 旨

鳥取砂丘は山陰海岸国立公園、世界ジオパークネットワークの一部であり、また有名な観光地としても知られる。砂丘の美しい景観のひとつに、最大比高を持つ砂丘列の麓で発生・消滅するオアシスがある。オアシスの近くには年中涸れることのない湧水も存在する。本研究では、オアシス周辺で GPR 探査を実施し、オアシス形成に関与する地下水分布を解明することを目的とした。砂丘内の 300m×400m の範囲において、低周波アンテナを用いた GPR 探査と地表面測量を実施した。結果より、砂丘内の地下において火山灰層が様々な深度に存在しており、湧水上流域には厚さ 10m 以上の帯水層が存在していることがわかった。また、地中に火山灰層の高まりに起因する地下水の尾根があり、この尾根の北側の降水のみが地下水としてオアシス方向に流れている事が明らかとなった。

キーワード: 地下水, オアシス, 湧水, 地中レーダー, GPR

1. はじめに

鳥取砂丘は鳥取県鳥取市に位置し、東西 16 km、南北 2.4 km に広がる日本最大級の海岸砂丘である。山陰海岸国立公園の特別保護地区に指定されており、1955 年に国の天然記念物に、2007 年に日本の地質百選に選定され、2010 年には鳥取砂丘を含む山陰海岸国立公園が UNESCO の世界ジオパークネットワークにと登録されるなど、観光地として知られるだけでなく、地質的にも非常に貴重な自然資源である。鳥取砂丘の代表的な観光スポットの一つとして“馬の背”が挙げられる。馬の背は鳥取砂丘に存在する三本の砂丘列のうち最大比高（約 50 m）を有する第二砂丘列である。この馬の背の麓には時として通称“オアシス”と呼ばれる小規模な池が現れ、砂と水の美しいコントラストを織り成し人々を魅了している。オアシスは鳥取砂丘の地下水が成因と考えられているが、年中存在しているわけではない。主に冬から春にかけて存在し初夏には消滅してしまうが、消滅後も降水の影響により短期的に発生と消滅を繰り返す。またオアシス発生場所の近くには湧水が存在する。この湧水は少雨年に一時途絶えることもあるものの、例年はオアシスの有無に関係なく年中存在し、川を作ってオアシス方向へ流れている（以下、流入川）。オアシス消滅時において流入川は途中で砂に浸透し尻無川のようになるが、オアシス発生時においてはそのままオアシスに流れ込んでいる。

鳥取砂丘における「オアシス」は愛称であり、学術的に分類するならば、「砂丘湖 (sand dune lake)」に当てはまると考えられる (Horie, 1962; Hutchinson, 1957)。我が国においては砂丘湖の定義は確定していないものの、福原ら (2008) は砂丘湖を「砂丘からの湧水により涵養される砂丘列の背後に形成された水体」と定義している。福原ら (2009) は、砂丘湖はある一定の環境のもとで形成されるきわめて成因的に珍しい存在でその数の少なさや局地的に制限されていること、成因が特殊であることから、陸水的、地学的に貴重な自然であると述べている。鳥取砂丘のオアシスのように発生・消滅を繰り返す砂丘湖については、その規模の小ささから地図・地形図上に掲載されない事もあり、国内での報告はされていないものの、やはり陸水的、地学的に非常に希少な存在であると考えられる。

オアシスがどのように発生消滅しているか、また湧水が如何なる水であるかは古くからの学術的関心事となっているものの、国立公園内・観光地として機器を設置した観測などが困難なことから、十分な調査が行われていない。しかし、オアシスの主な水源としては砂丘内への降水が挙げられており、例えば、砂丘に降った雨水が地下水となり、一部が泉となって地表に表れる（馬の背の下の岩盤と砂丘との境に集まった地下水が湧出する）という考え方（赤木, 1991）や、保水性の良くない砂丘砂に浸透した雨水が、水を通さない基盤岩の不透水性の火山灰層の付近に地下水として貯留し、これが湧水となるという考え方（財団法人自然美化管理財団, 1995）がある。一方で、星見 (2009) は鳥取砂丘の南東約 600 m にある多鯨ヶ池とオアシスの関係性を示唆している。多鯨ヶ池は谷の水が砂丘によって堰き止められてできた池で、面積は 0.22 km² と規模は小さいものの、最大水深は 17.3m で中国地方最深を誇る池である。このような中、笹津ら (2016) はオアシス湖底面やオアシス周辺に水位計を設置して水文観測を行い、オアシスの形成の仕方は春夏・秋冬によって異なること、またオアシス湖底面の水位は、上昇量・ピーク時間ともに降水量と強い正の相関があり、両者とも降水量に比例して線形的に増大することなどを明らかにしている。

以上のように、オアシスの発生消滅に対して、降水の寄与や地下水・火山灰層の影響が示唆されているものの、広い砂丘のどの範囲に降った降水がどのようにオアシスまで到達するかは十分に解明されていない。そこで本研究では、広域の地下水分布把握を可能とする地中レーダー (Ground Penetrating Radar : GPR) に着目した。GPR は、アンテナから地中に向けて放射された電磁波が地中の誘電率の変化する部分で反射し、その反射波がアンテナに帰ってくるまでの時間を求めることによって地下構造や

異常物までの深度を調査するものである。探査時に非破壊・安全かつ迅速に地下構造を推定できるため、鳥取砂丘のような国立公園内・観光地においても地表面のかく乱や観光の妨害をすることなく調査を実施することが可能である。本研究では、鳥取砂丘のオアシス周辺で GPR 探査を実施し、オアシス周辺の地下構造を推定し、オアシス形成に関与する地下水の範囲を特定することを目的とした。

2. 研究方法

2.1 調査地の概要

本研究の調査地である鳥取砂丘の概略図と GPR 探査の測線（後述）を Fig.1 に示す。多くの観光客が利用する出入口から鳥取砂丘に入ると、正面には最大比高（50m）を有する第二砂丘列「馬の背」があり、その麓の凹地においてオアシスが発生・消滅を繰り返している。オアシス発生場所から約 100m 離れたところには、オアシスの重要な水源の一つであり、地下から水がしみ出ている「湧水」がある。湧水は極度の少雨年には一時的に水が途絶えることがあるものの、例年はオアシスの有無に関係なく年中存在する。オアシス発生時、湧水は川を形成しオアシスに流れ込んでいるが、オアシス消滅時には砂に浸透して、尻無川のようになる。また、1999 年にオアシスの形成箇所でもボーリング調査が行われている。そのコア試料によると、深度約 7-8 m にかけて約 5 万年前の大山火山の噴火により堆積した大山倉吉軽石（DKP）層を含むシルト層（以下火山灰層）が 2 m 程度の厚さで堆積している。また、この火山灰層の上部には新砂丘砂、下部に古砂丘砂と呼ばれる砂層が分布している（岡田ら、2004）。さらにオアシスから南西 300m 程の場所の地表部には、大きく露出した火山灰層がみられる。

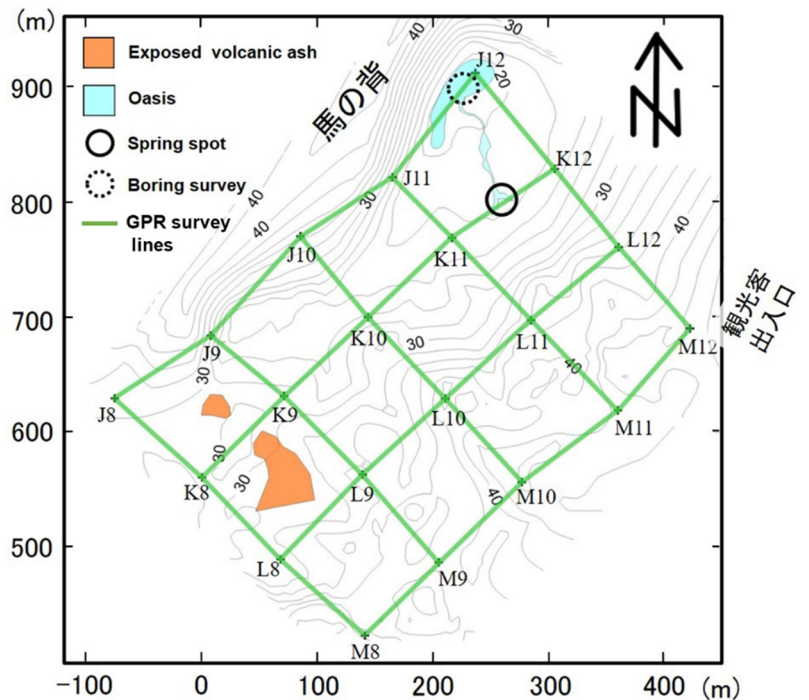


Fig.1 鳥取砂丘の概略図と GPR 探査の測線

調査が行われている。そのコア試料によると、深度約 7-8 m にかけて約 5 万年前の大山火山の噴火により堆積した大山倉吉軽石（DKP）層を含むシルト層（以下火山灰層）が 2 m 程度の厚さで堆積している。また、この火山灰層の上部には新砂丘砂、下部に古砂丘砂と呼ばれる砂層が分布している（岡田ら、2004）。さらにオアシスから南西 300m 程の場所の地表部には、大きく露出した火山灰層がみられる。

2.2 地中レーダー（GPR）の原理と使用機器

地中レーダー（Ground Penetrating Radar : GPR）の原理の概略は以下の通りである。GPR は電磁波を放射するアンテナとデータ収録装置から構成される。アンテナから地中に向けて放射された電磁波は球面上に広がって伝播し、その一部が地中の比誘電率の変化する境界面で反射・屈折し、アンテナに戻ってくる。この電磁波の往復走時から地下構造や異常物までの深度を推定する。地中における電磁波の伝播速度 V は次の式で表される。

$$V = \frac{c}{\sqrt{\epsilon}} \quad (1)$$

ここで、 C : 真空中の電磁波伝播速度 ($=3 \times 10^8$ m/s), ϵ : 媒質の比誘電率である。すなわち、電磁波伝播速度 V は媒体の比誘電率 ϵ に依存している。比誘電率とは媒体の誘電率と真空の誘電率の比として定義されている。土層中に含まれる物質の比誘電率値の例を Table 1 に挙げる。水の比誘電率が大きいことから、地下水面や地下水を帯水させている火山灰層で土層の比誘電率が変化するため、電磁波の反射が顕

著に表される。また、アンテナから放射される電磁波の周波数が低いほど電波の浸透深度が深くなるという特徴がある。

本研究では GSSI 社製の GPR（データ収録装置 SIR-3000）を使用した。SIR-3000 には周波数帯の異なるアンテナが接続可能であるが、本研究ではより深くまでの探査を目指し、最も周波数の低い中心周波数 35 MHz の低周波アンテナ（SUBECHO-40）を使用した。装置および実際の探査の様子を Fig.2 に示す。GPR による実際の探査可能深度（明瞭な反射波の得られる深度）は対象となる現地の地下構造やその水分状態によって大きく異なるが、鳥取砂丘においては 35MHz のアンテナを用いた場合、地表面下約 20 m までの探査が可能であった。

Table 1 土層中に含まれる物質の比誘電率値の例 (Geophysical Survey Systems, Inc., 2017)

物質	比誘電率(ϵ)
空気	1
水（淡水）	81
水（海水）	81
砂（乾燥）	3-6
砂（湿潤）	25-30
シルト（湿潤）	10
粘土（湿潤）	8-15

2.3 探査方法および土層の誘電率推定

鳥取砂丘内には約 100 m 間隔で調査杭と呼ばれる杭が立てられている。2014 年 11 月に Fig.1 に示す調査杭（アルファベットと数字は杭名を表す）を用いて約 300m×400m の範囲でメッシュ状の計 9 測線を設定し、GPR 探査を行った。GPR 探査のデータ収録方法には、時間計測法を用いた。時間計測法は、アンテナを等速で動かし、経過時間に対応する距離（位置情報）を記録する手法である。砂丘内の GPR 探査では、調査杭間をメジャーで一直線に結び、10 m 毎に目印をおき、秒速 0.5 m / s となるように秒読みをしながらアンテナを移動させ探査を行った。



Fig.2 GPR 装置と探査の様子

一般的に、GPR 探査の探査方法としては電磁波の送信部と受信部の間隔を一定に保ちながらアンテナを動かすプロファイル測定と、送信部と受信部の間隔を可変として測定を行うワイドアングル (Common Midpoint : CMP) 測定がある。式(1)が示すように、電磁波伝播速度は溶媒体の比誘電率に応じて変化するが、CMP 測定をすることで、プロファイル測定では得られない地中の電磁波伝播速度分布（比誘電率の分布）を推定することができ、電磁波の往復走時間を深度として表記することが可能となる。しかし、本探査で使用したアンテナ（SUBECHO-40）は送信部と受信部が一体型のアンテナであるため CMP 測定は行えず、地中の比誘電率が不明の場合には反射波の得られた深度を正確に求めることができない。そこで、土層の平均的な比誘電率を決定するため、鳥取砂丘に隣接する鳥取大学乾燥地研究センター内の砂丘地において GPR 探査を実施することとした。この研究センター内砂丘地には観測井があるため、地下水深が既知であり、実測の地下水位と GPR により地下水から反射波が得られた深度が比較可能である。観測井 2ヶ所を利用し、その 2ヶ所を通過する測線（100 m）において探査を行い、得られた探査結果による地下水深が実際の地下水深と合致する比誘電率を求めた。

2.4 地形測量およびデータ解析

GPR 探査の結果は、地表面標高を基準として地下構造までの相対的な深度が表示される。そのため、地下水面等の絶対標高を知るには、地表面の標高データが必要となる。そこで、トータルステーションを用い、砂丘内の 1117 点で地形測量を行った。測量結果は等高線作成ソフト (Surfer 9, Golden software 社) を用いて処理し、等高線図・三次元の地形図を作成した。なお等高線図の内挿方法は Natural neighbor 法を使用した。

取得された GPR データは、データ処理用ソフトウェア RADAN7 (GSSI 社) を用いて解析した。信号処理 (差分処理, デコンボリューション) を施し、記録データの分解能を向上させた。また、地形測量によって得られた測線上の地表面標高を追加して解析することで、測線毎に海拔表記での地下水位・火山灰層の断面図を作成した。断面図上の反射波を元に地下水面や火山灰層を判定する際には、岡田ら (2004) のボーリング調査の結果を利用しつつ、他測線からの地下構造物のつながりを考慮しながら判定を行った。ただし、反射が不明瞭な場合や他測線とのつながりが不明な場合においては、構造の種類を断定しなかった。さらに、全測線から得られた地下水位データを元に、測線内の地下水の流向図と地下水位の三次元分布図を作成した。

3. 結果と考察

3.1 土層誘電率決定のための GPR 探査結果

鳥取砂丘における地下水までの土層の平均的な誘電率を決定するために実施した、鳥取大学乾燥地研究センター内のプロフィール探査の結果を Fig.3 に示す。なお図の上段にはデータ処理用ソフトウェア RADAN7 からの出力結果をそのまま示し、下段には地表面、地下水面の線を加筆したものを示している。探査結果の色の濃淡は、反射波の振幅が正を白色、負を黒色で表している。地表面下約 10 m の位置に地下水面による明瞭な反射波が見られ、またさらに 10 m ほど下には火山灰層と推定される反射波も見て取れる。図中の地下水観測井戸 2 ヶ所で地下水深を実測し、GPR 結果で地下水面と推定される反射波の深度が実水深と一致するような比誘電率を求めたところ、比誘電率は 6.61 となった。そのため、この値を鳥取砂丘の不飽和層と飽和層を合わせた土層の平均的な比誘電率とし、以後に示される全ての GPR 探査結果についてもこの値を用いて深度の補正を行ったものとなっている。なお、この値を Table 1 と照らし合わせると、乾燥した砂の比誘電率 (3-6) よりはやや高い値となっており、下部に地下水の存在する砂層の比誘電率として妥当な値と思われる。

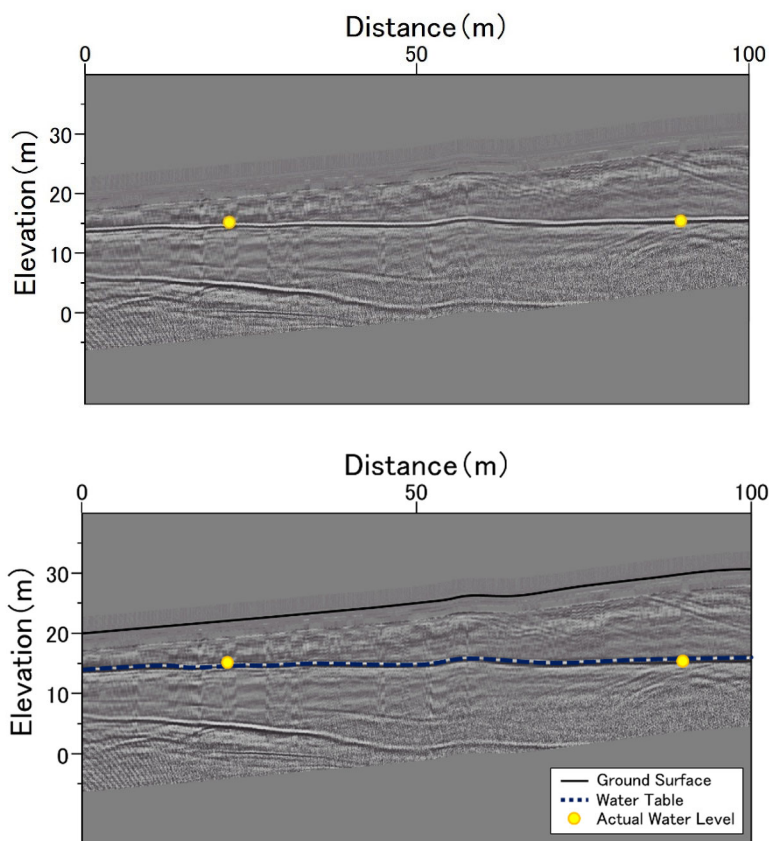


Fig.3 鳥取大学乾燥地研究センター内における GPR 探査結果

3.2 鳥取砂丘内の測線における GPR 探査結果

Fig.1 に示した鳥取砂丘における計 9 測線の GPR 探査結果のうち、特徴的な 2 つの測線の結果を以下に示す。なお各図の上段にはデータ処理用ソフトウェア RADAN7 からの出力結果をそのまま示し、下段には地表面、地下水面、火山灰層の線を加筆したものを示している。Fig.4 は探査範囲内で一番北東側の測線名 12 ライン (J12-K12-L12-M12 ライン) における GPR 探査結果である。この測線のうち、J12 はオアシスの発生地点であり、また K12 の近くには湧水が存在する。結果より、M12, L11 地点では深くにある地下水面が、K12 地点で地表面に接近しており、これにより K12 の近くに湧水が発生していることが伺える。また、オアシス発生地点である J12 では、地下水面がほぼ地表面にあると同時に、深さ約 10 m の所に火山灰層が存在し、これがオアシスに溜まった水を下方の砂層 (古砂丘) に浸透させることなく支えていることが示唆される。岡田ら (2004) が J12 付近で実施したボーリング調査の結果では、地表面から約 7-8 m の深さに DKP (大山倉吉軽石) とロームを含む火山灰層が存在することも確認されており、この結果とも良く合致している。

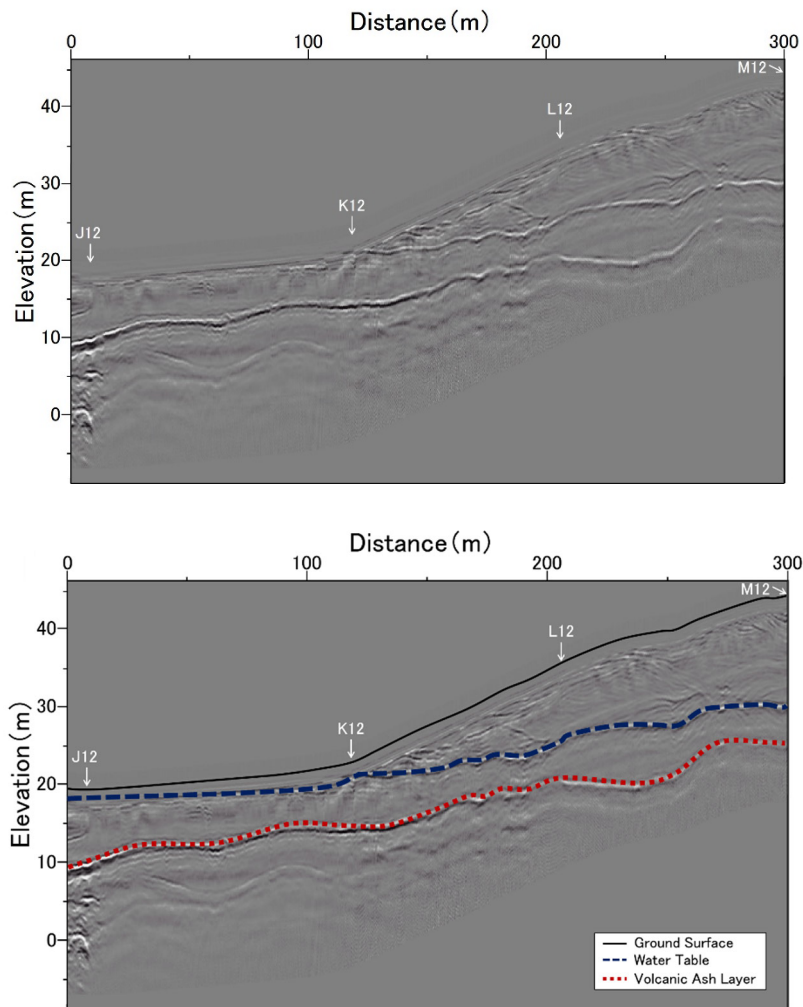


Fig.4 12 ライン (J12-K12-L12-M12 ライン) における GPR 探査結果

Fig.5 は探査範囲内の中央を北東方向に横断する測線 L ライン (L8-L9-L10-L11-L12 ライン) における GPR 探査結果である。測線全体にわたり、地下水が海拔約 25 m の位置で存在していることがわかる。また、L11~L12 の地中では地下水の下に火山灰層の反射が見られ、火山灰層の上に厚さ 10 m 以上の地下水が貯留されていることがわかる。L11~L12 地点は湧水点である K11~L12 の上流域にあたる。この

湧水は極度の渇水時を除き1年中涸れることが無いが、このように湧水が涸れない理由は、上流部のL11～L12の地中に地下水が厚く貯留されているためと考えられる。一方、L8～L11の範囲においては、地下水の下に明確な火山灰層の応答が見られなかった。これは、L8～L11の範囲では火山灰層が存在しないというわけではなく、火山灰層が浅い部分に存在しその上に地下水が薄く存在しているため、地下水と火山灰層の反射が分離できず一つの線として見えるためと考えられる。L8～L9の間では地下水（および火山灰層）が非常に浅いことが伺えるが、実際このL8～L9の近傍では火山灰層が地上に露出している地点があり（Fig.1）、さらに降雨時にはこの火山灰層に沿って雨水が流下する様子が観察できる。以上のように、鳥取砂丘内の地下においては、火山灰層が場所により浅いところから深いところに存在し、また地下水もその上に薄く分布している領域と厚く溜まっている領域が存在することがわかった。

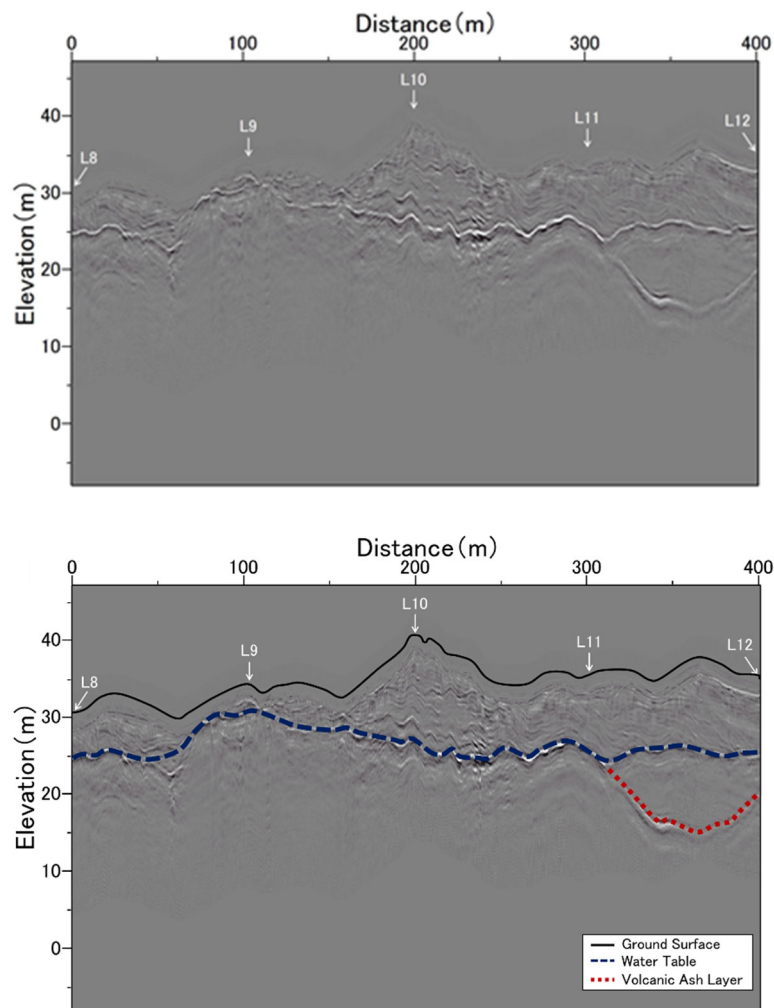


Fig.5 Lライン（L8-L9-L10-L11-L12ライン）におけるGPR探査結果

3.3 地下水分布と流向

Fig.6に全測線から得られた地下水位データを元に作成した地下水位の三次元分布図とトータルステーション測量より得られた地表面標高を示す。また、Fig.7には測線内の地下水の流向図を示す。なお、火山灰層上に地下水が薄く存在し、地下水と火山灰層の反射が分離できない箇所においては、火山灰層の位置を地下水として図示している。Fig.6bより鳥取砂丘の地下水は一樣に分布しておらず、最大で15mもの高低差がみられることがわかる。特に、Fig.6bに示す線Zのライン付近には地中の火山灰層の高まりに起因する地下水の尾根があることがわかった。興味深いことに、線Zより南側（図手前側）にお

いて地下水面（および火山灰層標高）が急激に低下する一方、**Fig.6a** に示された地表面標高においては、線 Z より南側において標高が上がり続けていることがわかる。一般に、ある流域に対して降水を集める集水域を決定する場合には、地表面標高の高まりを元に分水嶺を判定するが、鳥取砂丘の地下水に対する集水域を決定する場合には、地表面標高ではなく、地中の火山灰層の標高を元に分水嶺を決定する必要があることがわかる。

Fig.7 に示された通り、地下水の流向についても線 Z で明確に分かれており、Z 以南の降水・地下水はオアシスの発生に寄与せず、Z 以北の降水が地下水としてオアシス方向に流れていることがわかる。また、ベクトルの大きさから線 Z 付近では地下水の勾配が大きいため流れが速く、オアシス付近の下流では流れが緩やかであることもわかる。さらに、測線 10 ライン (J10-K10-L10-M10) より南西側の地下水の流れも最終的にはオアシスに到達せずに馬の背の地中方向に流去しており、10 ラインより北東側の地下水のみがオアシスの発生に寄与していることが明らかとなった。

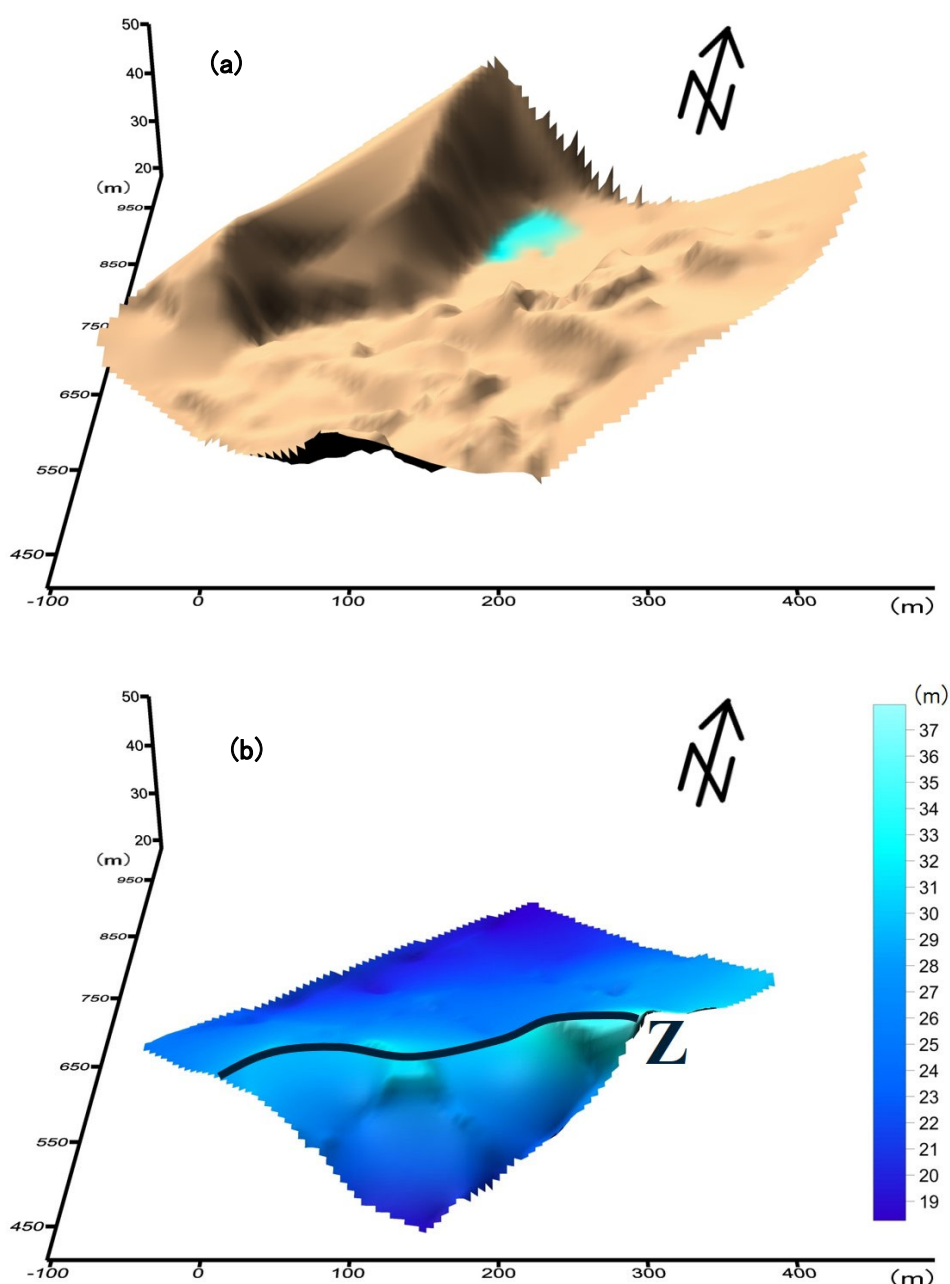


Fig.6 三次元表示した地表面標高 (a) と地下水位標高 (b)

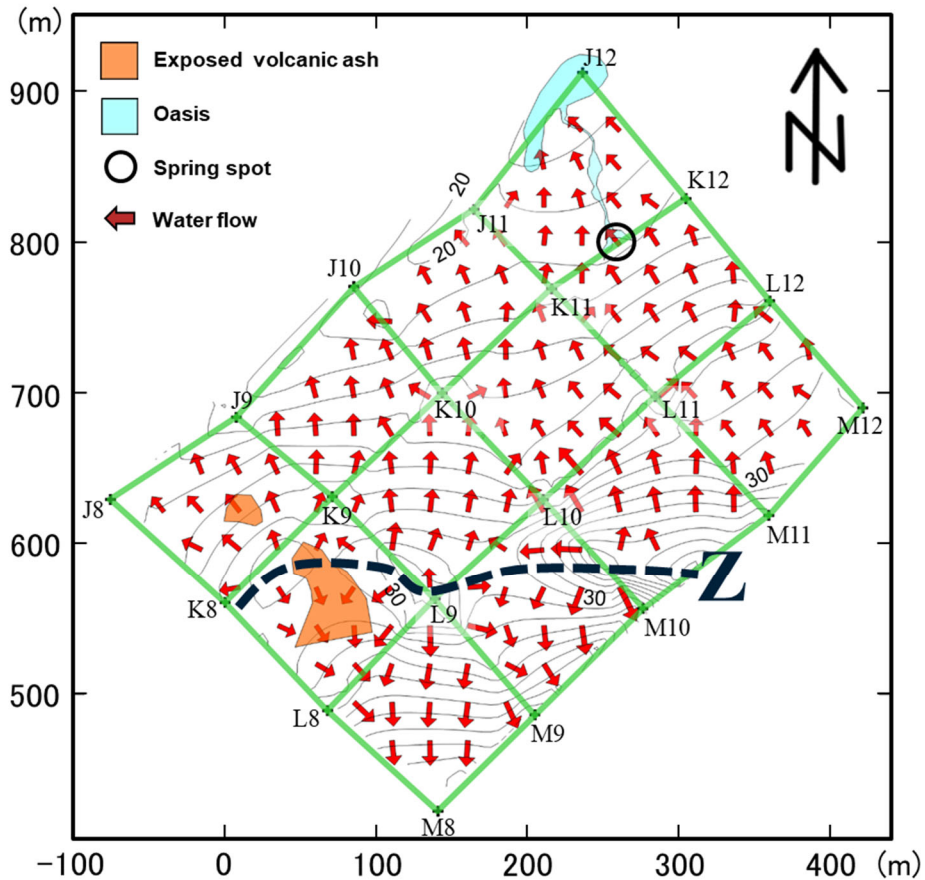


Fig.7 地下水分布を元に作成した地下水の流向図。
図中のベクトルの方向と大きさは流向と流速を表す

4. 結論

鳥取砂丘における GPR 探査より明らかになったことを以下にまとめる。

- ① オアシスの重要な水源の一つである湧水は、上流部で深くにあった地下水面が地表と接近する場所で発生している。この湧水は極度の渇水時を除き 1 年中涸れることが無いが、この理由は、上流部の地中に地下水が厚く貯留されているためと考えられる。
- ② オアシス発生地点では深さ約 10 m の所に火山灰層が存在し、これがオアシスに溜まった水を下方の砂層（古砂丘）に浸透させることなく支えていることが示唆される。
- ③ 砂丘内の地下において火山灰層の深度は場所により大きく異なり、地下水も薄く分布している領域と厚く溜まっている領域が存在する。
- ④ 砂丘内の地中には火山灰層の高まりに起因する地下水の尾根があり、この尾根の北側の降水のみが地下水としてオアシス方向に流れている。さらに、測線 10 ラインより南西側の地下水の流れも最終的にはオアシスに到達せずに馬の背の地中方向に流れており、10 ラインより北東側の地下水のみがオアシスの発生に寄与している。

本研究の探査範囲内における地下水分布は明らかとなったものの、地中の火山灰の稜線により決定される分水嶺とオアシスの集水域はまだ一部しか解明されていない状況である。今後、より広範囲での GPR 探査の実施とこの結果を用いた砂丘地下構造の 3 次元モデル化、そして数値計算による水移動解析

等を行うことにより、オアシスの発生・消滅メカニズムの更なる解析が望まれる。

謝辞：本研究の遂行にあたり、鳥取大学地域貢献支援事業、鳥取大学地域価値創造研究教育機構・地域価値創造研究教育推進プログラム、およびの鳥取大学国際乾燥地科学研究教育機構の助成を受けた。また、現地での機器の設置等に関して鳥取県生活環境部・砂丘レンジャーの皆様にご助言を頂いた。ここに記して謝意を表す。

引用文献

赤木三郎 (1991) : 砂丘のひみつ, 170 p, 青木書店.

福原春夫, 木村直哉, 根本富美子, 戸田任重, 野原精一, 大高明史 (2008) : 新潟県における砂丘湖の形状, 新潟大学教育学部研究紀要, 第1巻, 第1号, pp.13-29.

Geophysical Survey Systems, Inc. (2017) : SIR-3000 manual, 72p, Geophysical Survey Systems, Inc., New Hampshire.

福原春夫, 根本富美子, 竹内蓉子, 高木直子, 村井麻子, 斉藤梓, 新野恵美 (2009) : 砂丘湖. 上佐潟 (新潟市赤塚) における水質の季節変化について—新潟県湖沼の陸水生態学的研究 XIII—, 新潟大学教育学部研究紀要, 第2巻 第2号, pp.31-42.

Horie, S. (1962) : Morphometric features and the classification of all the lakes in Japan. Memories of the College of Science, University of Kyoto, Series B, 29, 191–262.

Hutchinson, G. E. (1957) : A Treatise on Limnology, voll., 1015 p, Wiley, New York.

星見清晴 (2009) : 多鯰ヶ池の水位変化について, 鳥取地学会誌, 第13号, pp.37-58.

籠津杏奈, 齊藤忠臣, 河合隆行, 西本貴之, 糟谷哲史, 猪迫耕二, 安田 裕, 塩崎一郎 (2016) : 鳥取砂丘におけるオアシス発生・消滅と地下水位の変動, 応用水文, 第28号, pp.21-29.

岡田昭明, 小玉芳敬, 前田修司, 入口大志, 長畑佐世子 (2004) : ボーリングコアからみた鳥取砂丘の砂粒組成と形成初期の古環境, 鳥取地学会誌, 第8号, pp.27-37.

財団法人自然公園美化管理財団 (1995) : 鳥取砂丘, 新・美しい自然公園 13, 17 p, 財団法人自然公園美化管理財団.