

## رابطه بین اشکال مختلف آهن و پذیرفتاری مغناطیسی با تکامل خاکهای منطقه رامهرمز، استان خوزستان

یونس عبدلی<sup>۱</sup> - سیروس جعفری<sup>۲\*</sup> - عباس بشکار<sup>۳</sup>

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۸/۱۷

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۸/۰۵

### چکیده

این تحقیق به منظور بررسی رابطه بین اشکال مختلف آهن و پذیرفتاری مغناطیسی با تکامل خاک های گچی استان خوزستان صورت گرفت. برای این منظور ۱۴ خاکرخ تشریح و نمونه برداری شده و مقادیر آهن و پذیرفتاری مغناطیسی آن اندازه گیری شد. موقعیت خاکها طوری انتخاب شد که از لحاظ توپوگرافی در موقعیت های مختلف شیب قرار داشته باشند. نتایج نشان داد که میانگین آهن پدوژنیک ( $Fe_d$ ) و آهن بلوری ( $Fe_o - Fe_d$ ) به ترتیب در خاکرخ های دشت مرتفع با کاربری زارعی، تپه و اراضی پست افزایش یافت که با میزان تکامل آنها هماهنگی دارد. کمترین و بیشترین مقدار اکسیدهای آهن فعال ( $Fe_o/Fe_d$ ) به ترتیب مربوط به تپه یا اینسیلرگ قدیمی و واحدهای اراضی پست با زه کشی ضعیف بود. مقایسه میانگین آهن فعال نشان داد که بین واحدهای دشت مرتفع و تپه به دلیل تکامل و سن بیشتر، اختلاف معنی داری وجود نداشت اما در اراضی پست اختلاف معنی داری بین آنها وجود داشت که نشان دهنده تکامل کم این خاکها بود. میزان پذیرفتاری مغناطیسی آهن در خاکهای تپه، بیشترین و در اراضی پست با شرایط زه کشی ضعیف و کاربری زراعی حداقل بود. پذیرفتاری مغناطیسی مینروژیک در خاکرخ های متأثر از گچ، پس از حذف آنها افزایش یافت که با مجموع کربنات کلسیم، گچ، مواد آلی و درصد شن رابطه مثبت و معنی دار و با درصد سیلت و رس رابطه معکوس و معنی داری داشت. این روند تاثیر مواد مادری را بر میزان پذیرفتاری مغناطیسی مینروژیک آشکار نموده و نشان می دهد که پذیرفتاری مغناطیسی مینروژیک، ارتباط مثبتی با تکامل پدوژنیک ندارد. همچنین همبستگی بین پذیرفتاری مغناطیسی و مینروژیک با  $Fe_o$  رابطه منفی و معنی دار و پذیرفتاری مغناطیسی با میزان  $Fe_d - Fe_o$  رابطه مثبت و معنی دار نشان داد. این پژوهش نشان داد که کاربری، زه کشی و مواد مادری بیشترین اثر را بر مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی و آهن دارند که سبب تغییر خصوصیات ژنتیکی و تکامل خاکهای گچی مورد مطالعه گردیده است.

واژه های کلیدی: افق، خاک گچی، رس، زه کشی، کاربری اراضی

### مقدمه

مغناطیسی نیز در مطالعات مختلف خاکشناسی از جمله تشخیص شدت فرایندهای خاکساز ( $40$ )، مطالعه اثرات مواد مادری ( $26$ )، درک فرایندهای رسوب گذاری ( $7$ )، مطالعه شرایط زه کشی خاک ( $26$  و  $28$ ) و آلودگی خاک ( $4$  و  $23$ ) کاربرد دارد. شرایط اشیاعی یا اکوییک یکی از عوامل موثر بر فرایندهای اکسایش - کاهش به ویژه بر تغییر شکل شیمیایی ترکیبات آهن و به دنبال آن اثر بر خصوصیات مغناطیسی در خاک است.

در اغلب خاکها، میزان و نسبت اشکال مختلف آهن پدوژنیک و میزان رس، برای تخمین سن نسبی خاکها استفاده می شود ( $12$ ). مهمترین شکل های آهن که در مطالعه تکامل خاک مورد توجه است آهن دی تیونایتی ( $Fe_d$ ) است که به آن آهن پدوژنیک یا آزاد گفته می شود ( $12$ ) و آهن بی شکل یا فعال است که با اکسالات آمونیم ( $Fe_o$ ) عصاره گیری می شود. اختلاف این دو ( $Fe_o - Fe_d$ ) نشان دهنده ترکیبات بلوری آهن و میزان  $Fe_o/Fe_d$  بیانگر آهن فعال

ترکیبات گوناگون آهن در خاک به میزان زیادی بوسیله ماهیت مواد مادری، اقلیم، فرایندهای خاکساز، چرخه های زیستی، نوسانات فصلی آب های زیرزمینی، پتانسیل اکسایش و کاهش، مواد آلی و برهم کنش سایر عناصر غذایی تعیین می گردد. امروزه تجمعات آهن علاوه بر مطالعات پیدایش خاک، از دیدگاه محیط زیست نیز مورد توجه می باشد. از دیدگاه پیدایش خاک، تجمع رنگدانه های آهن در خاک های با زه کشی ضعیف یافت شده و به عنوان شاخصی برای شرایط هیدرومورفی خاک تلقی می شوند ( $15$ ،  $34$  و  $46$ ). پذیرفتاری

۱، ۲ و ۳- به ترتیب دانش آموخته کارشناسی ارشد، دانشیار علوم خاک و دانش آموخته کارشناسی ارشد، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی خوزستان  
(\*) نویسنده مسئول: (Email: Siroosjafari@yahoo.com)  
DOI: 10.22067/jsw.v32i6.68206

می‌باشد (۱۹).

پذیرفتاری مغناطیسی به این دلیل که روشی سریع، غیرمخرب، ساده و نسبتاً ارزان است، در دامنه گسترده‌ای از مطالعات مربوط به خاک، رسوب و سنگ استفاده می‌شود. همچنین این ویژگی در رابطه با تکامل خاک‌ها مورد توجه قرار گرفته است. این روش به عنوان یکی از شاخص‌های سنجش تکامل خاکرخ، متأثر از عوامل خاک ساز است که در فهم بسیاری از فرایندهای خاک ساز، مفید و مؤثر می‌باشد (۲۰ و ۳۳).

رفتارهای مغناطیسی در اجسام به پنج دسته تقسیم می‌شوند که بر حسب میزان پذیرفتاری مغناطیسی و به ترتیب نزولی شامل فرومغناطیس (مانند آهن خالص با حداکثر میزان پذیرفتاری مغناطیسی)، فری مغناطیس (مانند مگنتیت و ماگنمیت)، آنتی فرومغناطیس (مانند هماتیت و گئوتیت)، پارامغناطیس (مانند بیوتیت و پیریت) و دیامغناطیس (مانند، کوارتز، آهک، گچ و ماده آلی) هستند (۳۱).

افزایش پذیرفتاری مغناطیسی خاک‌ها اساساً به دلیل تشکیل کانی‌های فری - مگنتیت (در اثر فعالیت‌های خاکساز) می‌باشد که به میزان زیادی به عوامل خاکساز شامل مواد مادری، آب و هوا، پستی و بلندی و پوشش گیاهی بستگی دارد (۱۳). فرضیه مطرح در مورد افزایش پذیرفتاری مغناطیسی، بیشتر به تغییر شکل در جای آهن غیرمغناطیس به ریز بلورهای مگنتیت و مگنمیت اشاره دارد (۳۱). آبشویی کربنات‌ها و گچ و همچنین تجمع ماده آلی در سطح خاک و یا سایر تغییرات شدید در توده خاک می‌تواند میزان پذیرفتاری مغناطیسی در یک افق را نسبت به سایر افق‌ها تغییر دهد که به افزایش یا کاهش غلظت ترکیبات مغناطیسی در خاک مربوط می‌باشد. تغییرات ناشی از انتقال ترکیبات آهن در نیمرخ خاک و یا آزادسازی اکسیدها از داخل سیلیکات‌های حاوی آهن به عنوان تغییرات مطلق<sup>۱</sup> در نظر گرفته می‌شوند.

عواملی مانند مقدار و نوع مواد دیامگنتیک، نوع مواد مادری و فرایندهای خاکساز بر میزان پذیرفتاری مغناطیسی مؤثر هستند که نقش هریک از عوامل را باید جداگانه در تفسیر نتایج در نظر گرفت (۱۰ و ۱۷). علاوه بر تکامل خاک، نوع کاربری زمین از عوامل اصلی تأثیرگذار در توزیع پذیرفتاری مغناطیسی در خاکرخ می‌باشد. تفاوت‌های معنی‌داری در میانگین پذیرفتاری مغناطیسی کاربری‌های مختلف وجود دارد. خاک‌های زراعی اغلب به طور معنی‌داری میانگین پذیرفتاری مغناطیسی پایین‌تری نسبت به کاربری‌های بکر و طبیعی دارند (۳۱ و ۳۰).

در بین مواد دیامغناطیس، گچ و کربنات‌ها به دلیل تحرکی که در جریان فرایندهای خاک سازی در خاک دارند، باعث رقیق شدن تأثیر

مواد دیامغناطیسی شده و اثر فرایندهایی که سبب تغییر پذیرفتاری مغناطیسی می‌شوند را کم رنگ می‌کنند. صرف نظر از فرایندهایی که باعث تغییر در پذیرفتاری مغناطیسی می‌شوند، نوع مواد مادری به شدت بر میزان پذیرفتاری مغناطیسی مؤثر است (۳). گستره وسیعی از خاکهای گچی در بخش‌های شمال شرقی استان خوزستان در شهرستان‌های رامهرمز، بهبهان و هفتکل وجود دارند. این خاکها از رسوبات آبرفتی حاصل از هوادیدگی و فرسایش سازند گچساران در ارتفاعات بالادست تشکیل شده است. از بین این منطقه، اراضی رامهرمز دارای شرایط مختلفی از پستی و بلندی است، بطوریکه از اراضی مرتفع با تجمع گچ تا اراضی پست با چشمه های آب شیرین، بیشترین تنوع را در اشکال پستی و بلندی دارد. این تنوع در اشکال مختلف پستی و بلندی سبب شده است که خاکهای با درجات مختلفی از کاربری و زهکشی پدید آید که به همین دلیل دارای خاکهای با مقادیر متفاوتی از گچ می‌باشند. به عبارتی اگرچه همه این خاکها در ابتدا از مواد مادری گچی برخوردار بوده اند با این وجود به دلیل شرایط متفاوت زهکشی در حال حاضر دارای مقادیر متفاوتی از گچ هستند. با توجه به اطلاعات محدود در مورد همبستگی بین ویژگی‌های فیزیکی شیمیایی خاک با اشکال مختلف آهن و پذیرفتاری مغناطیسی در برخی از خاک های مورد مطالعه و رابطه درونی بین آنها با برخی عوامل اثرگذار بر تکامل خاک این مطالعه صورت گرفت.

## مواد و روش‌ها

### موقعیت و مشخصات منطقه

منطقه مورد مطالعه، محدوده هایی از شهرستانهای رامهرمز و هفتکل در استان خوزستان است که بین طول‌های جغرافیایی  $21^{\circ}$  تا  $49^{\circ}$  شرقی و عرض‌های  $31^{\circ}$  تا  $26^{\circ}$  شمالی قرار دارد که بیشترین وسعت خاک‌های گچی در این استان را دارا می‌باشند (شکل ۱). رژیم رطوبتی و حرارتی به ترتیب یوستیک و هایپرترمیک است (۲). مواد مادری خاکهای مورد مطالعه همگی از رسوبات آبرفتی سازندهای گچساران و آجاجاری با مقدار زیادی گچ است که در بخشی از منطقه در اثر آبیاری و یا آبشویی گچ از خاک شسته شده است. واحدهای فیزیوگرافی بالادست، تپه و دشت مرتفع با حداکثر شیب ۱۵-۲ درصد و در بخش‌هایی از دشت حداکثر دارای شیب ۵-۲ درصد است. بخشی از منطقه نیز اراضی پست با شیب کمتر از ۲ درصد تشکیل شده که محل خروج آب اضافه منطقه است. در بخش‌هایی از این اراضی نیز چشمه‌هایی جاری است که از آب با کیفیت مناسبی برخوردار است (جدول ۱). تپه ها، بخش های بجا مانده از فرسایش خندقی شدید دشت در قدیم بوده‌اند که با متعادل شدن شیب های جانبی به تپه تبدیل شده اند. بنابراین قله این تپه ها، بیشترین سن را در بین سایر خاکهای نمونه برداری شده دارند. با

ترسیب در استن (۳۲)، ظرفیت تبادل کاتیونی به روش چاپمن (۸) اندازه گیری شد. سپس بر اساس ویژگی های مورفولوژیکی و خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاکها، افق های مشخصه تعیین شده و همراه با رژیم های رطوبتی و حرارتی، مطابق کلید جامع طبقه بندی خاک آمریکایی (۴۲) تا سطح تحت گروه و همچنین بر اساس سیستم جهانی (WRB, 2014) طبقه بندی گردید. همچنین بر اساس واحد فیزیوگرافی، کاربری، زهکشی و تنوع افق های مشخصه و خاکها، ۷ خاکرخ از این تعداد انتخاب شد (شکل ۱). در این خاکرخ ها آهن بی شکل و آلی (Fe<sub>o</sub>) با عصاره گیری به وسیله اکسالات آمونیوم با پهاش ۳ در تاریکی و آهن دی تیوناتی (Fe<sub>d</sub>) با عصاره گیری توسط سترات - بیکرنات - دیتیونایت سدیم (CBD) استخراج گردید (۲۹). تفاضل این مقادیر، آهن بلوری خاک فرض شد (۲۰).

توجه به الگوی رسوبگذاری، سن خاک در قسمت های مرتفع بیشتر و با توجه به اینکه قسمت پست این رسوبات اخیراً بجای گذاشته شده اند از سن کمتری نسبت به سایر خاکها برخوردارند. محل خاکرخ ها با استفاده از نقشه های DEM، توپوگرافی و تصاویر ماهواره ای لندست ETM<sup>+</sup> تعیین و پس از حفر ۱۴ خاکرخ، با استفاده از روش استاندارد این خاکرخ ها تشریح و نمونه برداری شد (۴۱).

### مطالعات آزمایشگاهی

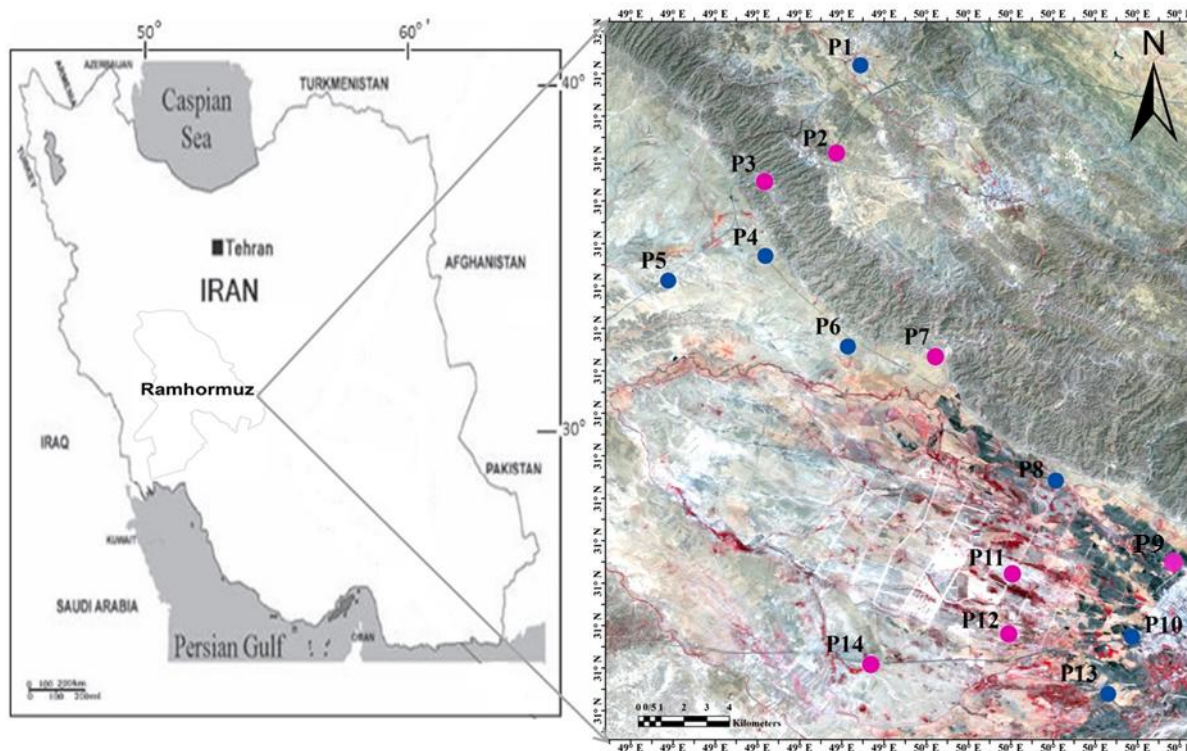
در کلیه نمونه های خاک، قابلیت هدایت الکتریکی در عصاره اشباع خاک (ECe) و pH خاک در گل اشباع (۴۴)، بافت خاک به روش هیدرومتر (۶)، ماده آلی به روش وایکلی و بلاک (۴۵)، کربنات کلسیم به روش خنثی سازی با اسید کلریدریک (۱)، گچ به روش

جدول ۱- مشخصات عمومی و رده بندی خاکرخ های منطقه مورد مطالعه

Table 1- General characteristics and classification of the pedons in the studied area

خاکرخ Soil profile	ارتفاع (متر) Elevation (m)	فیزیوگرافی Physiography	شیب (درصد) Slope (%)	زهکشی Drainage	کاربری landuse	زیر گروه خاک* Subgroup	WRB, 2014
1	244	تپه Hill	3-5	مناسب Well	زراعی Cultivated	Typic Haplustepts	Calcaric Cambisols
2	215	تپه Hill	5-8	مناسب Well	بایر uncultivated	Gypsic Haplustepts	Haplic Gypsisols
3	125	تپه Hill	12-15	مناسب Well	بایر Uncultivated	Typic Ustifluvents	Haplic Gypsisols
4	78	دشت آبرفتی Alluvial plain	5-8	مناسب Well	بایر Uncultivated	Gypsic Haplustepts	Haplic Gypsisols
5	71	دشت آبرفتی Alluvial plain	3-5	مناسب Well	بایر Uncultivated	Typic Haplosalids	Haplic Solonchak
6	91	دشت آبرفتی Alluvial plain	3-5	مناسب Well	زراعی Cultivated	Typic Haplustepts	Calcaric Cambisols
7	106	دشت مرتفع Plateau	3-5	مناسب Well	زراعی Cultivated	Gypsic Haplustepts	Haplic Gypsisols
8	120	دشت آبرفتی Alluvial plain	3-5	مناسب Well	زراعی Cultivated	Gypsic Haplustepts	Haplic Gypsisols
9	155	دشت مرتفع Plateau	1-3	مناسب Well	زراعی Cultivated	Typic Haplostepts	Calcaric Cambisols
10	145	دشت مرتفع Plateau	1-3	مناسب Well	زراعی Cultivated	Typic Haplostepts	Calcaric Cambisols
11	122	اراضی پست Lowland	3-5	نسبتاً ضعیف Slightly Poor	بایر Uncultivated	Aquic Haplosalids	Gypsic Solonchak
12	118	اراضی پست Lowland	1-3	ضعیف Poor	بایر Uncultivated	Aquic Haplostepts	Haplic Gypsisols
13	132	دشت آبرفتی Alluvial plain	1-3	نسبتاً ضعیف Slightly poor	زراعی Cultivated	Aridic Ustorthents	Calcaric Regosols
14	104	دشت آبرفتی Alluvial plain	1-3	نسبتاً ضعیف Slightly poor	زراعی Cultivated	Gypsic Haplostepts	Haplic Gypsisols

\* بر اساس (Soil Survey Staff (2014)



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و محل حفر خاکرخوا در منطقه مورد مطالعه  
Figure 1- Geographic and soil profile locations in the studied region

رابطه ۲ حساب شد (۳):

$$\% \chi_{fd} = 100 * (\chi_{lf} - \chi_{hf}) / \chi_{lf} \quad (2)$$

در این رابطه  $\chi_{fd}$  پذیرفتاری وابسته به فرکانس،  $\chi_{lf}$  پذیرفتاری در فرکانس پایین و  $\chi_{hf}$  در فرکانس بالا است. سپس با استفاده از نرم افزار SPSS و روش پیرسون، همبستگی بین اشکال آهن و پذیرفتاری مغناطیسی تعیین و از آزمون دانکن نیز برای مقایسه میانگین‌ها در خاکها در واحدهای فیزیوگرافی و درجه تکامل مختلف استفاده گردید.

## نتایج و بحث

### موقعیت و ویژگی خاکرها

برخی مشخصات عمومی خاکرها مطالعه شده در جدول ۱ نشان داده شده است. این خاکرها در کلاس‌های زه‌کشی ضعیف تا مناسب و کاربری زراعی و مرتع با واحدهای فیزیوگرافی تپه تا دشت‌های مرتفع و پست قرار گرفته‌اند. این تپه‌ها در اثر فرسایش خندقی شدید که در سازندهای مارنی بسیار متداول است، پدید آمده اند. سپس لبه‌های دره‌ها صاف شده و به صورت تپه در آمده است. خاکرها مورد مطالعه در سه راسته انتی سولز، اینسپتی سولز و اریدی سولز قرار داشتند که نشان دهنده درجه تنوع کافی از خاکها در

پذیرفتاری مغناطیسی نمونه‌های پودری خاک به وسیله دستگاه MS2 Meter Bartington Dual Frequency در دو فرکانس کم (۰/۴۶ کیلوهرتز) و زیاد (۴/۶ کیلوهرتز) اندازه‌گیری گردید. برای این منظور حدود ۱۰ گرم خاک خشک شده (دمای ۱۰۵ درجه سانتی‌گراد) در نمونه‌گیر دستگاه ریخته شد. قرائت‌های شاهد در ظروف خالی در ابتدا و انتهای قرائت نمونه خاک، جهت تصحیح اثرات احتمالی ظرف بر میزان پذیرفتاری مغناطیسی انجام گرفت. واحد پذیرفتاری مغناطیسی جرمی  $m^3 kg^{-1}$  می‌باشد که به دلیل بزرگ بودن در ضریب  $10^{-8}$  ضرب و گزارش شد. به منظور حذف اثرات مواد دیامگنتیک مانند آهنک، گچ و ماده آلی بر روی پذیرفتاری مغناطیسی از رابطه ۱ استفاده شد (۳):

$$(2)$$

$$\chi_{minero} = (\chi_{oven\ dry} \times 100) / [100 - (OM + CCE + Gypsum)]$$

در رابطه (۱)  $\chi_{minero}$ : میزان پذیرفتاری مغناطیسی بر مبنای مینروژنیک (مطلق)،  $\chi_{ovendry}$ : میزان پذیرفتاری مغناطیسی خاک خشک شده در دمای ۱۰۵ درجه سانتی‌گراد، OM: ماده آلی (%)، CCE: کربنات کلسیم معادل (%). میزان گچ (%). در نمونه خاک می‌باشد. محاسبه مشابهی نیز برای تعیین مقادیر اشکال مختلف آهن برای حذف عوامل بدون اثرگذاری صورت گرفت. همچنین پذیرفتاری مغناطیسی وابسته به فرکانس نیز با استفاده از

میزان گچ از مقادیر ناچیز تا ۷۸/۷ درصد در نوسان بوده که نشان از وجود مقادیر متفاوتی از گچ در مواد مادری این خاکها و اثرات فاکتورهای تکاملی بر این خاکها می باشد. بیشترین درجه تکامل خاک مربوط به تشکیل افق کمبیک در خاکرخ شماره ۹ و جوانترین خاک نیز به خاکرخ شماره ۱۳ مربوط بود که بجز اپی-پدون اکریک فاقد سایر افق های مشخصه دیگر بود.

منطقه مورد مطالعه است (۴۲). جدول ۲ نیز برخی خصوصیات فیزیکی و شیمیایی این خاکها را نشان می دهد. میزان رس در نمونه خاکها بین ۱۵ تا ۵۹ درصد، پهاش بین ۷/۱ تا ۸/۵، هدایت الکتریکی از ۰/۶ تا ۵۸/۱ دسی زیمنس بر متر، ظرفیت تبادل کاتیونی از ۴/۲ تا ۲۲/۴ سانتی مول در کیلوگرم خاک، ماده آلی از مقادیر ناچیز تا ۲/۴ درصد، میزان کربنات کلسیم معادل بین ۲۱/۲ تا ۳۹/۷ درصد و

جدول ۲- خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاکهای مورد مطالعه  
Table 2- Physical and chemical properties of the studied soils

افق Horizon	عمق Depth (cm)	توزیع اندازه ذرات Particle size distribution (%)			بافت Texture	ECe dS/m	pHe	CCE	OM (%)	Gyps.	CEC cmol/kg
		Sand	Silt	Clay							
<b>Profile 1- Typic Haplustepts</b>											
Ap	0-15	29	53	18	SiL	0.7	7.9	39.4	0.64	0.3	10.2
Bw	15-60	24	52	24	SiL	0.6	7.9	39.6	0.39	0.3	15.3
C1	60-93	27	53	20	SiL	1.7	7.6	39.7	0.28	0.6	14.2
C2	93-150	26	50	24	SiL	1.6	7.7	38.6	0.24	0.5	16.4
<b>Profile 2- Gypsic Haplustepts</b>											
A	0-24	39	33	28	CL	2.8	7.7	37.3	0.40	0.1	12.3
By1	24-48	46	32	22	L	2.6	7.6	35.5	0.24	27.2	9.0
By2	48-90	52	22	26	SCL	4.5	7.3	36.6	0.29	37.6	5.5
2C	90-150	27	48	25	L	2.8	7.7	36.8	0.10	22.4	6.7
<b>Profile 3- Typic Ustifluvents</b>											
A	0-20	42	30	28	CL	8.1	7.5	33.5	0.20	44.2	7.7
Cy	20-92	40	35	25	L	4.9	7.7	32.3	0.12	46.3	8.0
2Byb	92-160	34	42	24	L	2.9	7.5	38.9	0.11	9.9	6.5
<b>Profile 4- Gypsic Haplustepts</b>											
A1	0-30	39	42	19	L	13.6	7.5	33.7	0.42	25.9	8.2
A2	30-58	36	44	18	L	15	7.4	30.5	0.25	63.9	6.4
By	58-98	37	38	25	L	10.6	7.5	29.7	0.14	66.5	9.0
C	98-150	32	39	29	CL	5.5	7.6	34.4	0.18	45.6	9.0
<b>Profile 5- Typic Haplosalids</b>											
A	0-23	19	46	35	SiCL	2.8	7.7	38.0	0.65	21	9.0
Bz	23-80	23	42	35	CL	58.1	7.8	36.0	0.28	12.8	7.5
Bw	80-109	22	44	34	CL	7.8	7.7	37.0	0.17	14.3	8.0
Cz	109-150	19	46	35	SiCL	41.5	7.6	38.5	0.18	8.8	5.5
<b>Profile 6- Typic Haplustepts</b>											
A	0-10	23	48	29	CL	10.9	7.9	37.0	0.34	0.6	12.1
Bw	10-30	37	39	24	L	17.2	8.2	35.7	0.31	9.9	8.7
C1	30-51	40	35	25	L	24.5	8	37.5	0.16	12	10.5
C2	51-150	32	44	24	L	3.1	7.5	37.3	0.10	9.4	11.4
<b>Profile 7- Gypsic Haplustepts</b>											
A	0-24	39	40	21	CL	2.9	7.7	34.8	0.51	6.1	12.4
By	24-58	31	41	28	CL	3.0	8	34.7	0.35	17.9	7.0
Cy1	58-92	33	43	24	L	3.0	7.6	33.6	0.19	21.4	8.2
Cy2	92-150	36	37	27	CL	3.2	7.6	32.8	0.22	20.3	9.6
<b>Profile 8- Gypsic Haplustepts</b>											
Ap	0-28	31	44	25	L	19.7	7.5	32.6	0.76	22.4	9.3
By1	28-53	63	22	15	SL	2.65	7.7	23.2	0.12	78.7	6.4
By2	53-88	72	12	16	SL	23.7	7.4	21.2	0.18	78.4	7.3
Cyym	88-150	50	36	14	L	21.6	7.9	26.5	0.15	65.9	6.0

Profile 9- Typic Haplustepts											
A	0-23	15	40	45	C	4.2	7.5	39.4	0.75	1.8	15.2
Bw1	23-90	14	48	40	SiCL	7.8	7.8	39.4	0.46	3.4	12.0
Bw2	90-132	10	44	46	SiC	7.2	7.8	39.3	0.63	1.6	13.2
Bw3	132-150	13	44	43	SiC	9.7	7.7	39.3	0.54	1.4	9.0
Profile 10- Typic Haplustepts											
Ap	0-39	9	38	53	C	1.0	7.7	39.4	1.53	0.2	15.8
Bw1	39-83	7	34	59	C	4.2	7.4	39.5	0.54	0.9	12.6
Bw2	83-150	7	36	57	C	5.4	7.1	39.6	0.25	2.8	10.2
Profile 11- Aquic Haplosalids											
A	0-23	50	29	21	L	32.5	8.4	39.0	0.63	37.5	6.8
Byz	23-80	46	32	22	L	33.1	8.5	38.2	0.20	46.5	12.8
Cgz	80-150	44	35	21	L	39.5	8.4	38.7	0.20	40.6	10.0
Profile 12- Aquic Haplustepts											
Ay	0-38	25	50	25	SiL	13.9	7.7	39.4	2.4	6.2	22.4
Bw	38-78	21	42	37	Cl	7.6	7.7	39.5	2.1	3.4	14.6
Bg1	78-100	15	45	40	SiL	7.3	7.7	39.5	1.8	2.0	14.2
Bg2	100-150	15	48	37	SiCL	5.6	7.8	39.5	1.0	1.2	11.6
Profile 13- Aridic Ustorthents											
Ap	0-25	8	54	38	SiCL	5.0	7.4	39.2	1.24	0.5	12.4
C1	25-55	10	53	37	SiCL	2.9	7.5	39.3	0.62	1.4	15.5
C2	55-100	8	54	38	SiCL	3.6	7.5	39.4	0.42	0.9	12.4
C3	100-150	20	50	30	CL	2.5	7.7	39.5	0.25	0.8	8
Profile 14- Gypsic Haplustepts											
Ay	0-10	44	37	19	L	25.0	8.4	39.5	0.89	37.1	4.2
By	10-38	47	35	18	L	25.1	8.1	39.4	0.49	38.5	12.6
Cy1	38-65	44	33	23	L	16.9	8.4	39.3	0.35	35.6	9.6
Cy2	65-150	43	40	17	L	12.9	7.9	39.5	0.20	10.5	12

ECe : هدایت الکتریکی در عصاره اشباع (Electrical Conductivity): OM ماده آلی (Organic Matter): CCE : کربنات کلسیم معادل (Calcium Carbonate) : CEC Equivalent: ظرفیت تبادل کاتیونی (Cation Exchange Capacity), gypsum: میزان گچ

### توزیع اشکال اکسیدهای آهن در خاکرها

نتایج مقدار آهن استخراج شده با عصاره گیری‌های مختلف در جدول ۳ ارائه شده است. مقادیر آهن بی شکل ( $Fe_o$ ) در خاک‌های مطالعه شده از ۰/۱۴ تا ۰/۷۷ گرم بر کیلوگرم متغیر است. حداکثر میزان آن در خاکرخ ۱۱ با زه کشی ضعیف (اراضی پست) و در مقابل خاکرخ ۲ با واحد فیزیوگرافی تپه و شرایط مناسب زه‌کشی با حداکثر سن خاک، دارای حداقل میزان آهن بی شکل بود. به عبارتی میزان آهن بی شکل ( $Fe_o$ ) در نواحی با زه‌کشی ضعیف، حداکثر و در نواحی با زه‌کشی مناسب (هر دو در اراضی بایر) حداقل بود.

در همه خاکرها، بیشترین میزان آهن بی شکل ( $Fe_o$ ) مربوط به افق‌های سطحی بود (جدول ۳). روندی از کاهش میزان آهن بی شکل ( $Fe_o$ ) با عمق در اراضی دشت با کاربری زراعی مشاهده شد اما در خاکرخ‌های ۱۱ و ۱۲ با شرایط زه‌کشی ضعیف و نسبتاً ضعیف و خاکرخ‌های ۲ و ۳ به علت وجود انقطاع سنگی و مدفون شدن رسوبات قدیمی، تغییرات منظمی با عمق ملاحظه نشد. افزایش آهن بی شکل ( $Fe_o$ ) در سطح نسبت به عمق را می‌توان به امکان هوادیدگی بیشتر کانی‌های اولیه و رس‌ها و وجود ماده آلی و در نتیجه

ایجاد شرایط اسیدی بیشتر ناشی از تجزیه مواد آلی در افق‌های سطحی دانست که مانع تبلور آهن اکزالات می‌شود (۳۹). این روند تقریباً با تغییرات میزان ماده آلی خاک همخوانی دارد. کاهش مقدار ماده آلی به همراه کاهش فعالیت میکروبی در عمق خاک، از دلایل کاهش میزان تبدیل آهن بی شکل به شکل بلوری است (۵). کاهش آهن بی شکل ( $Fe_o$ ) در خاکرخ‌های ۲ و ۳ (واحد تپه) به دلیل شرایط زه‌کشی مناسب و کمبود ماده آلی در این خاکرخ‌ها بود. در خاکرخ‌های ۷ و ۹ (دشت مرتفع)، مقدار آهن بی شکل ( $Fe_o$ ) نسبت به خاکرخ تپه افزایش یافته است که می‌تواند به دلیل افزایش مقدار ماده آلی در این واحد فیزیوگرافی نسبت به تپه باشد. حداکثر مقدار آهن بی شکل ( $Fe_o$ ) در خاکرخ‌های ۱۱ و ۱۲ در اراضی پست و شرایط زه‌کشی ضعیف و نسبتاً ضعیف ملاحظه شد. در این خاکرخ‌ها، شرایط احیایی از یک سو و تجمع ماده آلی، املاح و گچ مانع از تبلور آهن شده است. در این شرایط امکان تبدیل اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن غیر بلورین به اشکال بلورین به حداقل می‌رسد. اسکارسیگا و همکاران (۳۶) نیز شرایط مشابهی را تشریح نمودند. نتایج بررسی همبستگی بین اشکال مختلف آهن با خواص فیزیکی و

معنی داری نشان داد (جدول ۵). مقایسه میانگین آهن دی تیونایتی ( $Fe_d$ ) در واحدهای مختلف نشان داد که بین واحدهای مختلف، اختلاف معنی داری وجود دارد. کمترین میانگین مقدار در واحد اراضی پست با زه‌کشی ضعیف و نسبتاً ضعیف و بیشترین مقدار آن مربوط به دشت مرتفع با کاربری زراعی و زه‌کشی مناسب بود که به درجه تکامل بیشتر خاک تحت شرایط مناسب زه‌کشی مربوط می‌شد (جدول ۶).

دامنه تغییرات آهن دی تیونایتی ( $Fe_d - Fe_o$ ) بعنوان اکسیدهای آهن بلوری است که با افزایش درجه تکامل و سن خاک افزایش می‌یابد (۳۵). مقدار این اکسیدهای آهن به صورت ( $Fed-Feo/Fed$ ) استاندارد می‌شود (۲۰). اکسیدهای آهن بلوری از ۰/۲۰ تا ۲/۶۹ و نسبت استاندارد شده آن ( $Fed-Feo/Fed$ ) از ۰/۲۱ تا ۱/۰۶ متغیر است. این دو فاکتور در خاک‌های ۲، ۳ و ۹ با زه‌کشی مناسب و تکامل بیشتر از میزان بیشتری برخوردار است ولی در خاک‌های ۱۱ و ۱۲ با زه‌کشی ضعیف که فرصت کریستال شدن آهن را ندارد، کمتر است. مقدار آهن بلوری در خاک‌های مطالعه شده با شوری ( $r = -0/۶۳۶^{**}$ ) رابطه منفی و معنی داری نشان داده است که با نتایج پژوهان نیا و همکاران (۳۴) مطابقت دارد.

همچنین مقادیر آهن مینروژیک بی شکل ( $Fe_o^{m}$ ) (این عبارت اولین بار در این مقاله پیشنهاد می‌گردد) که با استفاده از حذف آهنک، گچ و مواد آلی محاسبه شده است، به بیشترین میزان در افق Byz خاک‌های ۱۱ و کمترین آن در افق Byb به میزان ۰/۲۹ گرم در کیلوگرم ملاحظه شد. در حالیکه بیشترین میزان آهن دی تیونایتی مینروژیک ( $Fe_d^m$ ) در افق Cy خاک‌های ۳ به میزان ۹/۲۱ و کمترین آن به میزان ۱/۵۴ گرم در کیلوگرم در افق Bgz خاک‌های ۱۲ ملاحظه شد. این میزان به استثناء خاک‌های ۱۲ در افق‌های میانی خاک‌ها، بیشتر از افق‌های سطحی و عمقی بود که می‌تواند به اثرات تجمعی آن در اثر آبشویی از افق‌های سطحی باشد. نسبت  $Fe_o/Fe_d$  در خاک‌ها بیان‌گر عواملی چون شرایط اکسایش - کاهش، حضور لیگاند‌های آلی، شرایط تکامل خاک و درجه هوادیدگی می‌باشد (۲۷). مقدار آن در سطوح جوان، بالا بوده و با افزایش تکامل خاک کاهش می‌یابد. این نسبت به طور معمول در بیشتر خاک‌ها از سطح به عمق کاهش یافته است.

میزان  $Feo/Fed$  از ۰/۰۷ تا ۰/۸ متغیر بود. کمترین نسبت در خاک‌های ۲ به واحد تپه یا اینسلیبرگ مربوط بود که دارای سن بیشتری است. حداکثر نسبت نیز در خاک‌های ۱۱ (اراضی پست) بود. این نسبت  $Feo/Fed$  در سه خاک‌های ۲، ۳ و ۷ تقریباً مشابه و از سطح به عمق تفاوت چندانی نداشته و نسبت به سایر خاک‌ها کمترین میزان را دارد. این تغییرات در خاک‌های ۱۱ و ۱۲ به حداکثر میزان خود می‌رسد که از سطح به عمق روند تغییرات منظمی ندارد.

شیمیایی خاکها (جدول ۵) نشان داد که آهن بی شکل ( $Fe_o$ ) همبستگی مثبت و معنی داری با ماده آلی ( $r = 0/۵۷۵^{**}$ )، شوری ( $r = 0/۶۷۳^{**}$ ) و کربنات کلسیم معادل ( $r = -0/۶۸۸^{**}$ ) دارد. مقایسه میانگین آهن بی شکل ( $Fe_o$ ) در واحدهای فیزیوگرافی مختلف نشان می‌دهد که بین واحدهای مختلف، اختلاف معنی داری وجود دارد. کمترین مقدار در واحد تپه و بیشترین مقدار آن در اراضی پست است (جدول ۶).

دامنه تغییرات آهن دی تیونایتی ( $Fe_d$ ) در خاک‌های مطالعه شده از ۰/۹ تا ۳/۱ گرم بر کیلوگرم متغیر است. این شکل آهن ( $Fe_d$ ) در بیشتر خاک‌ها با عمق تغییرات منظمی نداشته است (به جز خاک‌های ۹). بیشترین میزان این شکل از آهن به ترتیب در خاک‌های واحد فیزیوگرافی دشت و تپه با شرایط پایدار و زه‌کشی مناسب بوده است. میزان این آهن به دلیل پدوژنیک بودن، رابطه مستقیمی با درجه تکاملی خاک دارد. حداکثر میزان آهن دی تیونایتی ( $Fe_d$ ) در خاک‌های ۹ با بیشترین سابقه کشت و کار و آبیاری در منطقه بوده که نشان دهنده اثرات آبیاری در اراضی دشت همراه با تکامل بیشتر خاک بوده است.

افزایش مقدار آهن دی تیونایتی ( $Fe_d$ ) در خاک‌های ۹ (دشت) با کاربری زراعی همراه با کشت و کار و آبیاری با مقدار رس نیز همخوانی دارد. خان و فنتون (۲۴) همبستگی بین تغییرات مقدار رس و میزان آهن دی تیونایتی ( $Fe_d$ ) را به حرکت همزمان این دو عامل در طول خاک‌ها نسبت دادند. پژوهان نیا و همکاران (۳۴) در بررسی دلایل احتمالی تغییرات آهن دی تیونایتی ( $Fe_d$ ) در ارتباط با میزان رس در خاک‌های خوزستان گزارش مشابهی را ارائه دادند. کاهش مقدار آهن دی تیونایتی ( $Fe_d$ ) در خاک‌های ۷ نسبت به خاک‌های ۹ می‌تواند به قرار داشتن خاک‌های ۷ در واحد دشت مرتفع و در نتیجه سن بیشتر خاک نسبت به ۹ باشد. خاک‌های ۲ و ۳ (واحد تپه) با شرایط مناسب زه‌کشی و قرار داشتن در موقعیت‌های پایدارتر نسبت به اراضی پست، دارای مقدار آهن دی تیونایتی ( $Fe_d$ ) به مراتب بالاتری بوده است. در خاک‌های ۱۱، ۱۲ و ۱۴ (اراضی پست) با شرایط زه‌کشی ضعیف و نسبتاً ضعیف همراه با تغییرات سطح آب زیرزمینی و شوری، تجمع آهن بی شکل در بخشی از افق‌ها سبب افزایش آهن بی شکل و در نتیجه آهن دی تیونایتی در این خاک‌ها شده است. آهن بی شکل در این اراضی ممکن است در اثر توالی مکرر اکسیداسیون و احیاء و ازدسازی آهن از ساختار کانیها پدید آمده باشد. در این شرایط، امکان تشکیل آهن بلورین، کمتر وجود داشته و ترکیبات آهن عمدتاً به شکل آلی و بی‌شکل (عمدتاً غیرپدوژنیک) می‌باشد (۴۲). همبستگی تغییرات آهن دی تیونایتی ( $Fe_d$ ) با مقدار رس ( $r = 0/۴۶۳^{**}$ ) رابطه مثبت و معنی دار و با مقدار شن ( $r = -0/۴۱۱^{**}$ )، شوری ( $r = -0/۵۳۳^{**}$ ) و مجموع کربنات کلسیم، گچ و ماده آلی ( $r = -0/۳۸۹^{**}$ ) رابطه منفی و

حاوی آهن به دلیل شرایط احیایی کاهش می یابد، امکان رسوب اکسیدهای آهن به صورت ترکیبات بلورین نیز محدود می گردد. شوزل و آندرسون (۳۷) اظهار نمودند که مقادیر بیشتر نسبت  $Fe_0/Fe_d$  در شرایط زهکشی ضعیف احتمالاً مربوط به هوادیدگی کمتر کانی‌ها و تاخیر در تبلور اکسیدهای آهن در حضور ماده آلی می باشد. نتایج حاصل از نسبت  $Fe_0/Fe_d$  نشان می دهد که شرایط زهکشی و کاربری اراضی تفاوت چشمگیری بر غلظت و نسبت شکل های آهن در مقایسه با عامل پستی و بلندی و عمق خاک ایجاد نموده است.

مقایسه میانگین بین واحدهای فیزیوگرافی تپه و دشت مرتفع، نشان می دهد که مقادیر  $Fe_0/Fe_d$  اختلاف معنی داری ندارند. کم بودن نسبت آهن در این خاکها نسبت به میانگین اراضی پست که با هم اختلاف معنی داری دارند نشان می دهد خاک در این واحدهای فیزیوگرافی از سن بیشتری نسبت به اراضی پست برخوردارند (جدول ۵). این نتایج با نتایج رضاپور و همکاران (۳۵) در واحد فلات در شمال غرب ایران مطابقت دارد. در اراضی پست و در شرایط بی هوازی، ضمن این که آزاد سازی ترکیبات آهن از درون کانیهای

جدول ۳- مقادیر اشکال مختلف آهن در خاکرخیهای مطالعه شده

Table 3- The amounts of different iron forms in the studied soil profiles

افق horizon	$Fe_0$	$Fe_d$	$Fe_0 - Fe_d$	$Fe_d - Fe_0 / Fe_d$	$Fe_d / Fe_0$	$Fe_0^m$	$Fe_d^m$	$Fe_d^m - Fe_0^m$
	(g kg <sup>-1</sup> )					(g kg <sup>-1</sup> )		
<b>Profile 2</b>								
A	0.16	1.94	1.78	0.92	0.08	0.26	3.12	2.86
By1	0.14	1.84	1.70	0.92	0.08	0.38	4.96	4.59
By2	0.14	1.85	1.70	0.92	0.08	0.55	7.25	6.70
2C	0.15	2.11	1.96	0.93	0.07	0.37	5.18	4.82
<b>Profile 3</b>								
A	0.16	1.71	1.82	0.91	0.10	0.72	7.74	7.01
Cy	0.17	1.96	1.79	0.91	0.09	0.80	9.21	8.41
2Byb	0.15	1.80	1.65	0.92	0.08	0.29	3.52	3.23
<b>Profile 7</b>								
A	0.19	1.9	1.75	0.92	0.10	0.32	3.24	2.92
By	0.18	2	1.82	0.91	0.09	0.38	4.27	3.88
Cy1	0.18	1.9	1.72	0.91	0.09	0.40	4.26	3.84
Cy2	0.17	1.8	1.63	0.91	0.09	0.36	3.86	3.49
<b>Profile 9</b>								
Ap	0.50	3.1	2.69	0.87	0.16	0.86	5.34	4.48
Bw1	0.46	2.9	2.48	0.86	0.16	0.81	5.11	4.3
Bw2	0.40	2.4	2.3	0.96	0.17	0.68	4.1	3.42
Bw3	0.43	2.32	2.09	0.90	0.19	0.73	3.95	3.22
<b>Profile 11</b>								
A	0.77	0.97	0.20	0.21	0.79	3.37	4.24	0.87
Byz	0.61	1.05	0.44	0.42	0.58	4.04	6.95	2.91
Czg	0.68	0.94	0.26	0.28	0.72	3.32	4.59	1.27
<b>Profile 12</b>								
Ay	0.56	1.60	1.03	0.64	0.35	1.08	3.08	2
Bw	0.66	1.27	0.57	0.45	0.52	1.20	2.31	1.11
Bg1	0.60	1.32	0.71	0.54	0.45	1.06	2.33	1.27
Bg2	0.53	0.90	0.38	0.42	0.59	0.91	1.54	0.63
<b>Profile 14</b>								
Ay	0.45	1.60	1.15	0.90	0.28	2	7.11	5.11
By	0.40	1.84	1.44	0.78	0.22	1.85	8.51	6.66
Cy1	0.32	1.76	1.44	0.82	0.18	1.29	7.11	5.82
Cy2	0.31	1.51	1.20	0.79	0.21	0.62	3.03	2.41

$Fe_0$ : اکسیدهای آهن بی شکل (Amorphous iron oxides)،  $Fe_d$ : اکسیدهای آهن دی تیونایتی (Dithionite extractable iron oxides)،  $Fe_0 - Fe_d$ : اکسیدهای آهن بلوری (Crystalline iron oxides)،  $Fe_0^m$ : آهن مینروژیک بی شکل (minorogenic amorphous iron)،  $Fe_d^m$ : آهن کل مینروژیک (Minogenetic dithionite extractable iron)،  $Fe_d^m - Fe_0^m$ : اکسیدهای آهن بلوری مینروژیک (Minorogenic crystalline iron oxides)



### توزیع پذیرفتاری مغناطیسی در خاکها

پذیرفتاری مغناطیسی خاک خشک شده ( $\chi_{if}^{od}$ ) از  $5 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  تا  $25/5 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  متغیر بود (جدول ۴). حداکثر پذیرفتاری مغناطیسی مربوط به خاکرخ ۲ (تپه) و حداقل آن نیز مربوط به خاکرخ ۱۱ (اراضی پست) است. پذیرفتاری مغناطیسی با افزایش عمق در خاکرخها کاهش یافت (به جز خاکرخ ۲ و ۳). بیشترین میزان پذیرفتاری مغناطیسی مینروژیک ( $\chi_{if}^{m}$ ) نیز در خاکرخ ۳ و حداقل آن مربوط خاکرخ ۱۲ در افق Bw3 بوده است.

همانطور که نتایج جدول ۴ نشان می‌دهد، در تمام خاکرخها (به جز خاکرخهای ۲، ۳) با افزایش عمق، میزان پذیرفتاری مغناطیسی کاهش یافته است. مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی و مینروژیک بیانگر حضور مواد دیامگنتیک و پویای کربنات کلسیم، گچ و ماده آلی می‌باشد. خاکرخهای ۲ و ۳ بیشترین مقدار پذیرفتاری مغناطیسی و کمترین مقدار آن در خاکرخهای ۱۱ و ۱۲ با شرایط زه‌کشی ضعیف و نسبتاً ضعیف مشاهده گردید (جدول ۳). میانگین میزان پذیرفتاری مغناطیسی آن در واحدهای فیزیوگرافی مختلف از  $9/79 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  تا  $17/76 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  و مینروژیک از  $20/87 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  تا  $55/07 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  مشاهده گردید (جدول ۶).

افزایش بیشتر میزان پذیرفتاری مغناطیسی در افق سطحی خاکرخها می‌تواند به دو عامل نسبت داده شود: الف) آبشویی بیشتر مواد دیامگنتیک به خصوص گچ و آهک از افق سطحی در خاکها و ب) امکان تبدیل بیشتر درجای اکسیدهای غیرمغناطیسی آهن به بلورهای بسیار ریز فری مگنتیت در خاک. طبق نظر گریملی و همکاران (۱۶) افزایش پذیرفتاری مغناطیسی آن در لایه‌های سطحی خاک به میزان زیادی به تبدیل درجای اکسیدهای آهن غیرمغناطیسی و اکسی هیدروکسیدهای آهن به ریز بلورهای فری مگنتیک مربوط می‌گردد.

به طور کلی تغییرات عمودی پذیرفتاری مغناطیسی آن در طول خاکرخ به میزان زیادی به تبدیل درجای اکسیدهای غیرمغناطیسی آهن به بلورهای بسیار ریز فری-مگنتیت بستگی دارد. همچنین محلول شدن  $\text{Fe}^{2+}$  و متعاقب آن رسوب مجدد به صورت شکل‌های مغناطیسی‌تر از عوامل افزایش پذیرفتاری مغناطیسی در سطح خاک می‌باشد (۱۴). عامل دیگر در توزیع عمودی پذیرفتاری مغناطیسی به ویژه در خاکهای آهکی و گچی، نحوه توزیع ترکیبات دیامگنتیک کربنات کلسیم و گچ در نیمرخ خاک می‌باشد (۲۳). بیشترین میزان پذیرفتاری مغناطیسی در میان خاکهای مطالعه شده در خاکرخهای ۲ و ۳ (واحد تپه) مشاهده گردید. افزایش پذیرفتاری مغناطیسی به شرایط زه‌کشی مناسب در خاک از یک سو و سن بیشتر خاکهای این

بخش‌های اراضی مربوط می‌گردد. طبق نظریات فنگ و جانسون (۱۳) و گریملی و همکاران (۱۶) خاکهای با زه‌کشی مناسب دارای پذیرفتاری مغناطیسی بیشتری نسبت به خاکهای با زه‌کشی ضعیف می‌باشد. همچنین قدیمی‌ترین بخش‌های دشت، همین اینسلیبرگ یا تپه‌های قدیمی هستند.

در خاکرخهای ۷ و ۹ (دشت مرتفع) با کاربری زراعی به نظر می‌رسد که آبیاری اراضی موجب تسریع در فرایندهای اکسیداسیون و احیاء و کاهش دوره‌های خشک و مرطوب شدن خاک و در نتیجه سبب کاهش تبدیل اشکال غیرمغناطیسی به مغناطیسی آهن می‌گردد. دیرینگی و همکاران (۱۱) در مطالعه خاک‌های انگلیس، پذیرفتاری مغناطیسی بیشتری را در مراتع نسبت به اراضی زراعی مشاهده نمودند.

در خاکرخهای ۱۱، ۱۲ و ۱۴ شرایط زه‌کشی ضعیف و نسبتاً ضعیف، منجر به شرایط بی‌هوازی در برخی مواقع سال و عدم تبدیل کانی‌های پارامگنتیک و کنتد آنتی فرومگنتیک (مانند لپیدوکروسیت و گوئتیت) به کانی‌های فری مگنتیت و مگهمیت می‌شود (۱۳ و ۱۶). بنابراین در این خاکرخها به رغم تغییرات سطح آب زیرزمینی در اعماق کم در اغلب مواقع سال، با وجود تکامل نسبی این خاکها، از پذیرفتاری مغناطیسی اندکی برخوردارند. همچنین کم بودن میزان پذیرفتاری مغناطیسی آن در خاکرخ ۱۱ و ۱۴ ممکن است به دلیل شرایط زه‌کشی نسبتاً ضعیف و بافت سبک (حاوی مقدار زیاد مواد دیامگنتیک شن کوارتزی) بوده که مانع از بروز پذیرفتاری مغناطیسی در این خاکرخ گردید. بنابراین میانگین کم پذیرفتاری مغناطیسی واحدهای دشت مرتفع و اراضی پست به دلیل کشت و کار و شرایط زه‌کشی ضعیف با هم اختلاف معنی‌داری نداشتند اما این دو واحد با واحد تپه اختلاف معنی‌داری نشان داد (جدول ۶).

پذیرفتاری مغناطیسی مینروژیک در خاکرخها متأثر از گچ پس از حذف آن به شدت افزایش یافته است (جدول ۴). بنابراین خاکرخهای متأثر از مواد مادری به خوبی نشان می‌دهند که گچ و کربنات‌ها به نسبت سهمی که از خاک اشغال می‌کند باعث کاهش پذیرفتاری مغناطیسی شده و تاثیر عوامل ایجاد کننده یا تغییر دهنده پذیرفتاری مغناطیسی را می‌پوشانند. مواد مادری بیشترین اثر را بر پذیرفتاری مغناطیسی داشته که پس از حذف اثرات مواد دیامگنتیت (گچ و آهک) از جرم خاک، پذیرفتاری مغناطیسی زیاد می‌شود. با این وجود در خاکهایی که گچ به صورت طبیعی در اثر آبشویی از خاک یا برخی از افق‌ها حذف شده است این تغییرات اندک است. میانگین واحدهای مختلف نیز تأکیدی بر این مسئله است که نشان می‌دهد واحد تپه دارای اختلاف معنی‌داری نسبت به دو واحد دیگر است (جدول ۶).

جدول ۴- مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی در خاکرخیهای مطالعه شده

Table 4- The amounts of magnetic susceptibility in the studied soils

افق Horizon	$\frac{\chi_{lf}^{od}}{\chi_{lf}^m}$ $10^{-8} (m^3/kg^{-1})$	$\frac{\chi_{hf}^m}{\chi_{lf}^{od}}$	$\frac{\chi_{lf}^m - \chi_{hf}^m}{\chi_{lf}^{od}}$	$\frac{\chi_{lf}^m}{\chi_{lf}^m}$ $10^{-8} (m^3/kg^{-1})$	$\frac{\chi_{hf}^m}{\chi_{lf}^m}$	$\chi_{lf}^m / \chi_{hf}^m$
<b>Profile 2</b>						
A	25.5	25.5	1.6	41.0	41.0	1.0
By <sub>1</sub>	12.1	11.8	2.7	32.6	31.8	1.03
By <sub>2</sub>	11.9	11.7	3.9	46.6	45.9	1.02
2C	17.9	17.8	2.5	44.0	43.7	1.01
<b>Profile 3</b>						
A	21.7	21.6	4.5	98.2	97.7	1.0
Cy	15.4	15.2	4.7	72.4	71.4	1.01
2Byb	19.2	18.8	2.0	37.6	36.8	1.02
<b>Profile 7</b>						
A	17.7	17.3	1.7	30.2	29.5	1.02
By	16.2	16.2	2.1	34.6	34.6	1.0
Cy <sub>1</sub>	14	13.9	2.2	31.2	31.0	1.01
Cy <sub>2</sub>	13.2	12.3	2.1	28.3	26.3	1.07
<b>Profile 9</b>						
Ay	11.6	11.6	1.7	20.0	20.0	1.0
Bw	11.5	11.5	1.8	20.3	20.3	1.0
Bg <sub>1</sub>	9.4	9.4	1.7	16.1	16.1	1.0
Bg <sub>2</sub>	9.2	9.2	1.7	15.7	15.7	1.0
<b>Profile 11</b>						
A	5.7	5.5	4.4	24.9	24.0	1.04
Byz	5.6	5.4	6.6	37.1	35.8	1.04
Czg	5	4.2	4.9	24.4	20.5	1.19
<b>Profile 12</b>						
Ay	19.1	18.9	1.9	36.7	36.3	1.01
Bw <sub>1</sub>	11.3	11.2	1.8	20.5	20.4	1.01
Bw <sub>2</sub>	5.9	5.4	1.8	10.4	9.5	1.09
Bw <sub>3</sub>	5.9	5.9	1.7	10.1	10.1	1.0
<b>Profile 14</b>						
Ay	15.5	15.5	4.4	68.9	68.9	1.0
By	13.4	13.3	4.6	62.0	61.5	1.01
Cy <sub>1</sub>	12.1	12.1	4.0	48.9	48.9	1.0
Cy <sub>2</sub>	8.9	8.9	2.0	17.9	17.9	1.0

$\chi_{lf}^{od}$ : پذیرفتاری مغناطیسی آون (Oven dried Magnetic susceptibility)،  $\chi_{hf}^m$ : پذیرفتاری مغناطیسی در فرکانس بالا (High frequency magnetic susceptibility)،  $\chi_{lf}^m$ : پذیرفتاری مغناطیسی مینروژیک (Minerogenic Magnetic susceptibility)

دیامگنتیت و پویایی کربنات کلسیم، گچ و ماده آلی می‌باشد. حداکثر نسبت  $\chi_{lf}^m / \chi_{lf}^{od}$  در واحدهای فیزیوگرافی تپه با میانگین  $10^{-8} m^3 kg^{-1}$   $3/28 \times 10^{-8} m^3 kg^{-1}$  و کمترین مقدار آن مربوط به دشت مرتفع با میانگین  $10^{-8} m^3 kg^{-1}$   $1/65 \times 10^{-8} m^3 kg^{-1}$  بود (جدول ۴). بالاتر بودن این نسبت بیانگر بیشتر بودن مجموع کربنات کلسیم، گچ و مواد آلی در این خاک‌ها می‌باشد. نتایج همبستگی میان نسبت  $\chi_{lf}^m / \chi_{lf}^{od}$  با مجموع کربنات کلسیم، گچ و مواد آلی ( $r=0/948^{**}$ )، شن ( $r=0/682^{**}$ ) و شوری ( $r=0/699^{**}$ ) رابطه مثبت و معنی دار و با مقدار سیلت ( $r=0/665^{**}$ ) و رس ( $r=0/516^{**}$ ) رابطه منفی و معنی‌داری نشان داد. این روند منعکس کننده اهمیت مواد مغناطیسی به ارث رسیده از مواد مادری است (۹).

نتایج همبستگی جدول ۵ نیز نشان داد که پذیرفتاری مغناطیسی مینروژیک، با میزان شن ( $r=0/560^{**}$ ) رابطه مثبت و معنی دار و با مجموع کربنات کلسیم، گچ و مواد آلی ( $r=0/667^{**}$ )، درصد سیلت ( $r=0/506^{**}$ ) و رس ( $r=0/456^{**}$ ) رابطه منفی و معنی‌داری داشت. این روند منعکس کننده اهمیت مواد مغناطیسی به ارث رسیده از مواد مادری در اندازه شن و در نتیجه نشان دهنده تاثیر سنگ مادر و مواد مادری بر مقدار پذیرفتاری مغناطیسی مینروژیک می‌باشد. دیانگ و همکاران (۱۱) نیز در مطالعه اثر اقلیم و مواد مادری بر پذیرفتاری مغناطیسی نشان دادند که خاک‌های با بافت درشت‌تر، پذیرفتاری مغناطیسی بیشتری دارد که آن را به ارث از مواد مادری نسبت دادند.

مقایسه میانگین نسبت  $\chi_{lf}^m / \chi_{lf}^{od}$  بیانگر اثر حضور مواد

جدول ۵- همبستگی بین اشکال مختلف آهن و پذیرفتاری مغناطیسی با برخی از ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی خاکهای مورد مطالعه  
 Table 5- Correlation between magnetic susceptibility and different iron forms and some physicochemical properties of the studied soils

	Fe <sub>d</sub>	Fe <sub>o</sub>	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Fe <sub>d</sub> -Fe <sub>o</sub>	χ <sub>r</sub> <sup>od</sup>	χ <sub>r</sub> <sup>m</sup>	χ <sub>ir</sub> <sup>m</sup> /χ <sub>ir</sub> <sup>od</sup>	E/Ce	Clay	Sand	Silt	CCE	Gypsum	OM
Fe <sub>o</sub>	-0.408*													
Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	-0.723**	0.900**												
Fe <sub>d</sub> -Fe <sub>o</sub>	0.959**	-0.629**	-0.865**											
χ <sub>r</sub> <sup>od</sup>	0.355	-0.679**	-0.677**	0.489*										
χ <sub>r</sub> <sup>m</sup>	-0.003	-0.399*	-0.319	0.136	0.537*									
χ <sub>ir</sub> <sup>m</sup> /χ <sub>ir</sub> <sup>od</sup>	-0.401*	0.174	0.320	-0.379	-0.214	0.618**								
E/Ce	-0.533**	0.672*	0.722**	-0.636**	-0.484*	0.097	0.699**							
Clay	0.463*	0.241	-0.010	0.358	-0.213	-0.456*	-0.516**	-0.397*						
Sand	-0.411*	-0.247	0.011	-0.296	0.147	0.560**	0.682**	0.422*	-0.888**					
Silt	0.226	0.174	-0.013	0.134	-0.016	-0.506**	-0.665**	-0.311	0.456*	-0.813**				
CCE	-0.105	0.688**	0.497**	-0.291	-0.427*	-0.394	-0.053	0.416*	0.267	-0.318	0.283			
Gypsum	-0.346	-0.073	0.125	-0.268	-0.060	-0.696**	0.916**	0.547**	-0.646**	0.788**	-0.707**	-0.343		
OM	-0.212	0.575**	0.413*	-0.356	-0.115	-0.281	-0.311	-0.009	0.347	-0.458*	0.437*	0.457*	-0.448*	
CCE+Gypsum+OM	-0.389*	-0.050	-0.224	-0.341	-0.133	-0.667**	0.948**	0.642*	-0.628**	0.766**	-0.687**	-0.192	0.987**	-0.365

\* and \*\* , significant at 95 and 99 percent confidence levels, باشد, بیانگر معنی دار نبودن رابطه همبستگی مورد نظر می باشد, بیانگر معنی دار بودن در سطح اطمینان ۹۵ و ۹۹ درصد می باشد. ns  
 (Crystalline) Fe<sub>d</sub>-Fe<sub>o</sub> , (Dithionite extractable iron oxides) Fe<sub>d</sub> , اکسیدهای آهن دی تیونیتی Fe<sub>o</sub> , respectively. ns non-significant  
 High frequency magnetic susceptibility χ<sub>r</sub><sup>m</sup> , پذیرفتاری مغناطیسی در فرکانس بالا χ<sub>ir</sub><sup>m</sup> , پذیرفتاری مغناطیسی آهن (Oven dried magnetic susceptibility) χ<sub>ir</sub><sup>od</sup> , پذیرفتاری مغناطیسی آهن (Minerogenic magnetite susceptibility)

جدول ۶- مقایسه میانگین اشکال آهن و پذیرفتاری مغناطیسی در خاک‌های مورد مطالعه

Table 6- Comparison of the average magnetic susceptibility and iron forms in the studied soils

واحد فیزیوگرافی Physiographic unit	Fe <sub>d</sub>	Fe <sub>o</sub> (g kg <sup>-1</sup> )	Fe <sub>d</sub> -Fe <sub>o</sub>	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	$\chi_{if}^{od}$ 10 <sup>-8</sup> ( m <sup>+3</sup> /kg <sup>-1</sup> )	$\chi_{if}^m$	$\chi_{if}^m / \chi_{if}^{od}$
تپه Hill	1.88 <sup>b</sup>	0.15 <sup>a</sup>	1.77 <sup>b</sup>	0.08 <sup>a</sup>	17.67 <sup>b</sup>	55.07 <sup>b</sup>	3.28 <sup>b</sup>
دشت مرتفع Plateau	2.29 <sup>c</sup>	0.31 <sup>b</sup>	2.06 <sup>c</sup>	0.12 <sup>a</sup>	12.85 <sup>a</sup>	20.87 <sup>a</sup>	1.65 <sup>a</sup>
اراضی پست Lowlands	1.34 <sup>a</sup>	0.53 <sup>c</sup>	0.80 <sup>a</sup>	0.44 <sup>b</sup>	9.79 <sup>a</sup>	32.69 <sup>a</sup>	3.44 <sup>b</sup>

حروف مشابه در یک ستون به معنی عدم اختلاف معنی‌دار می‌باشد.

Numbers followed by the same letter are not significantly differences (P&lt;0.05).

افزایش (Fe<sub>d</sub>) و تغییرات آهن بلوری (Fe<sub>d</sub>-Fe<sub>o</sub>) با سن خاک و تکامل آن در خاک‌های دشت مرتفع با کاربری زراعی، تپه و اراضی پست همبستگی مناسبی داشت. کمترین نسبت Fe<sub>o</sub>/Fe<sub>d</sub> مربوط به واحد تپه یا اینسیلبرگ قدیمی بوده و حداکثر نسبت نیز در واحدهای اراضی پست با زه‌کشی ضعیف بود که نشان دهنده سن کم و درجه کم تکامل این خاک‌ها می‌باشد. مقایسه میانگین نسبت Fe<sub>o</sub>/Fe<sub>d</sub> نشان داد که بین واحدهای دشت مرتفع و تپه به دلیل تکامل و سن بیشتر، اختلاف معنی داری وجود نداشت اما با اراضی پست اختلاف معنی داری داشت که نشان دهنده تکامل کم این خاک‌هاست. تغییرات (Fe<sub>o</sub>) همبستگی مثبت و معنی داری با ماده آلی، شوری و آهک نشان داد و تغییرات (Fe<sub>d</sub>) با مقدار رس رابطه مثبت و معنی دار و با مقدار شن، شوری و مجموع کربنات کلسیم، گچ و ماده آلی رابطه منفی و معنی داری نشان داد. مقدار پذیرفتاری مغناطیسی در خاک‌های تپه بیشترین و در اراضی پست و شرایط زه‌کشی ضعیف و نسبتاً ضعیف کمتر بود. مقادیر کم پذیرفتاری مغناطیسی در واحدهای دشت مرتفع و اراضی پست می‌تواند به دلیل کشت و کار و شرایط زه‌کشی باشد. پذیرفتاری مغناطیسی مینروژنیک در خاک‌ها متأثر از گچ پس از حذف اثر آن به شدت افزایش یافت ولی برای خاک‌هایی که گچ در اثر آبشویی از آنها خارج شده بود، اثرات چندانی نداشت. همچنین نتایج نشان داد که پذیرفتاری مغناطیسی مینروژنیک، با میزان شن رابطه مثبت و معنی دار و با مجموع کربنات کلسیم، گچ و مواد آلی و میزان سیلت و رس رابطه منفی و معنی داری داشت. این روند منعکس کننده اهمیت مواد مغناطیسی موروثی از مواد مادری در اندازه شن و در نتیجه نشان دهنده تاثیر سنگ مادر و مواد مادری بر مقدار پذیرفتاری مغناطیسی مینروژنیک می‌باشد. همبستگی بین پذیرفتاری مغناطیسی و میزان مینروژنیک آن با Fe<sub>d</sub> ملاحظه نشد که دلیل آن می‌تواند به تفاوت در مواد مادری مربوط باشد. پذیرفتاری مغناطیسی و مینروژنیک با آهن بی شکل (Fe<sub>o</sub>) رابطه منفی و معنی‌داری داشت. پذیرفتاری مغناطیسی با آهن بلوری (Fe<sub>o</sub>-Fe<sub>d</sub>) رابطه مثبت و معنی دار و با نسبت Fe<sub>o</sub>/Fe<sub>d</sub> رابطه منفی و معنی داری داشت. بنابراین

### ارتباط اشکال مختلف آهن و پذیرفتاری مغناطیسی

همبستگی معنی داری بین پذیرفتاری مغناطیسی و مینروژنیک با آهن دی تیونایتی (Fe<sub>d</sub>) ملاحظه نشد که دلیل احتمالی آن می‌تواند به تفاوت در مواد مادری مربوط باشد. دجانگ و همکاران (۹) نیز نبود رابطه بین این دو پارامتر را به تفاوت در مواد مادری نسبت دادند اما آهن بی شکل (Fe<sub>o</sub>) با پذیرفتاری مغناطیسی ( $r = -0.679^{**}$ ) و پذیرفتاری مغناطیسی مینروژنیک ( $r = -0.399^*$ ) رابطه منفی و معنی داری داشت. همچنین بین پذیرفتاری مغناطیسی و تغییرات آهن بلوری (Fe<sub>o</sub>-Fe<sub>d</sub>) رابطه مثبت و معنی دار ( $r = 0.489^*$ ) وجود دارد که با نتایج اولیایی و همکاران (۳۳) مطابقت دارد. کاهش نسبت آهن Fe<sub>o</sub>/Fe<sub>d</sub> نشان دهنده افزایش میزان تکامل خاک و سن نسبی آن می‌باشد (۱۱). در این پژوهش بین پذیرفتاری مغناطیسی و نسبت Fe<sub>o</sub>/Fe<sub>d</sub> رابطه منفی و معنی داری ( $r = -0.677^{**}$ ) ملاحظه شد و از طرفی این دو ویژگی با یکدیگر رابطه معکوسی داشتند (۱). کاهش شدید پذیرفتاری مغناطیسی را می‌توان به شرایط احیایی و بی‌ثباتی کانی‌های فری مگنتیت و تجزیه آنها و همچنین عدم تبدیل کانی‌های پارامگناطیس و آنتی پارامگناطیس (مانند لپیدوکروسایت و گئوتیت) به کانی‌های فری مگنتیت (مانند مگنتیت و مگهمیت) در شرایط زه‌کشی ضعیف نسبت داد.

خصوصیات مغناطیسی خاک‌ها در منطقه مورد مطالعه، به خوبی رخدادهای محیطی را آشکار ساخته‌اند. همچنین مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی، مرز افق‌ها را با توجه به انقطاع موجود در خاک‌های غیریکنواخت و به دنبال آن، پوشیده شدن خاک با رسوبات جدید به خوبی نشان داده‌اند. به علاوه، خاک‌های احیایی منطقه، به خوبی توسط مقدار پذیرفتاری مغناطیسی مشخص شدند. مقادیر آهن بی شکل، کریستالی و دی تیونایتی با درجه تکامل خاک، زه‌کشی و کاربری همبستگی داشتند.

### نتیجه‌گیری

با توجه به ارتباط بین تکامل و سن خاک با اشکال مختلف آهن،

کاربری، وضعیت زه کشی و مواد مادری بیشترین اثر را بر پذیرفتاری مغناطیسی و اشکال آهن دارند که سبب تغییر خصوصیات ژنتیکی و تکامل خاکهای گچی مطالعه شده است.

مواد مادری تاثیر آشکاری بر میزان پذیرفتاری مغناطیسی مینروژیک داشته و پذیرفتاری مغناطیسی مینروژیک، ارتباط مثبتی با تکامل پدوژنتیکی نشان نداد. به طور کلی نتایج این پژوهش نشان داد که نوع

## منابع

1. Alison L.E., and Moodie C.D. 1965. Carbonate. Pp. 1369-1379. In: Black CA (Ed.) Method of Soi Analysis. Part II, Monograph No. 9. Amrican Society of Agronomy, Madison, WI.
2. Banaie M.H. 1999. Soil moisture and temperature regimes map of Iran. Soil and water research institu, Iran.
3. Blume H. P., and Schwertmann U. 1969. Genetic evaluation of profile distribution of Al, Fe and Mn oxides. Soil Science Society of America, 33: 438-444.
4. Blundell A., Dearing J.A., Boyle J.F., and Hannam J.A. 2009. Controlling factors for the spatial variability of soil magnetic susceptibility across England and Wales. Earth-Science Reviews, 95: 158-188.
5. Bouma J. 1990. Classification and Management of Wet Soils. Report of ICOMAQ. Circular 10. In: Eighth International Soil. Correlation Meeting, USDA, Soil Service, Soil Management Support Services, USDA.
6. Bouyoucos G.J. 1951. A recalibration of hydrometer method for making mechanical analysis of soil. Agronomy, 43: 434-438.
7. Caitcheon G.G. 1993. Applying environmental magnetism to sediment. Tracer in Hydrology. Proceeding of the Yokohama Symposium, 215. JAHS Pub.
8. Chapman H.D. 1965. Cation exchange capacity. Pp.811 – 903 in: Black CA (Ed.) Methods of Soil Analysis. Part II. Monograph No. 9. Am Soc Agron., Madison, WI.
9. De Jong E., Pennock D.J., and Nestor P.A. 2000. Magnetic susceptibility of soils in different slope positions in Saskatchewan, Canada. Catena, 40: 291-305.
10. De Jong E., Kozak L.M., and Rostad P.W. 1999. Effects of parent material and climate on the magnetic susceptibility of Saskatchewan soils. Canadian of Journal Soil Science, 1: 135-142.
11. Dearing J. A., Hay K.L., Balsan S. M.J., Huddleston A.S., Wellington E.M.H., and Loveland P.J. 1996. Magnetic susceptibility of soil: An evaluation of contributing theories using a national data set. Geophysical Journal International, 127:728-734.
12. Dethier D.P., Birkeland P.W. and McCarth J.A. 2012. Using the accumulation of CBD-extractable iron and clay content to estimate soil age on stable surfaces and nearby slopes, Front Range, Colorado. Geomorphology, 173: 17-29.
13. Feng Z.D., and Johnson W.C. 1995. Factors affecting the magnetic susceptibility of a loess-soil sequence, Barton County, Kansas, USA. Catena, 24: 25-37.
14. Fine P., Singer M.J., and Verosub K.L. 1992. The use of magnetic susceptibility measurements in assessing soil uniformity in chronosequence studies. Soil Science Society of America, 56: 1195-1199.
15. Gasparatos D., arenidis D.T., Haidouti C., and Oikonomou G. 2005. Microscopic structural Fe-Mn nodule environmental impilication. Environmental Chemistry Letters, 2:175-178.
16. Grimley D.A., Arruda N.K., and Bramstedt M.W., 2004. Using magnetic susceptibility to facilitate more rapid, reproducible and precise delineation of hydric soils in the Midwestern USA. Catena, 58: 183-213.
17. Hanesch M., and Schloger R. 2005. The influence of soil type on the magnetic susceptibility measured through soil profiles. Geophysical Journal International, 161: 50-56.
18. Hosseini S.S., Esfandiarpour Borujeni I., Farpoor M.H., and Karimi A.R. 2015. Comparsion of different soil development indices along Kerman-Baft transect. Journal of Soil Management and Sustainable, 5(2): 23-1. (In Persian with English abstract)
19. Howard J.L., Clawson C.R. and Daniels L.W. 2012. A comparison of mineralogical techniques and potassium adsorption isotherm analysis for relative dating and correlation of Late Quaternary soil chronosequences. Geoderma, 179, 180: 81-95.
20. Hu X., Xu L., and Shen M. 2009. Influence of the aging of Fe oxides on the decline of magnetic susceptibility of the Tertiary red clay in the Chinese Loess Plateau. Quaternary International, 209: 1-9.
21. Hussain I., Olson K.R., and Jones R.L. 1998. Erosion patterns on cultivated and uncultivated hill slopes determined by soil fly ash contents. Journal of Soil Science, 163(9): 726-738.
22. Karimi A., and Khademi H. 2012.The impact of parent material, gypsum and carbonate on the magnetic susceptibility of Southern soils Mashhad. Journal of Sciences and Technology of Agriculture and Natural Resources, 16(61): 247-258. (In Persian with English abstract)
23. Karimi R., Ayoubi Sh., Jalalain A., Sheikh-Hossemi A.R., and Afyuni M. 2011. Relationships between magnetic susceptibility and heavy metals in urban topsoils in the arid region of Isfahan, central Iran. Journal of Applied Geophysics, 74: 1- 7.

24. Khan F.A., and Fenton T.E. 1994. Saturated zones and soil morphology in a Mollisol catena of central Iowa. *Soil Science Society of America*, 58:1457-1464.
25. Kravchenko A.N., Bollero G.A., Omonode R.A., and Bullock D.G. 2002. Quantitative mapping of soil drainage classes using topographical and soil electrical conductivity. *Soil Science Society of America*, 66: 235-243.
26. Lu S.G. 2000. Characterization of magnetism and iron oxide minerals of Quaternary red earth and its paleoenvironmental implication. *Acta Pedologica Sinica*, 37: 182-191.
27. Lu Sh., Zhu L., and Yu J. 2012. Mineral magnetic properties of Chinese paddy soils and its implications. *Catena*, 93: 9-17.
28. Mathe V., and Leveque F. 2003. High resolution magnetic survey for soil monitoring: detection of drainage and soil tillage effects. *Earth and Planetary Science Letters*, 212: 241- 251.
29. McFadden L.D., and Hendricks D.M. 1985. Changes in the content and composition of pedogenic iron oxyhydroxides in a chronosequence of soils in southern California. *Quaternary Research*, 23: 189-204.
30. Mokhtari Karchegani P., Ayoubi S., Lu S.G., and Honarju N. 2011. Use of magnetic measures to assess soil redistribution following deforestation in hilly region. *Journal of Applied Geophysics*, 75: 227-236.
31. Mullins C.E. 1977. Magnetic susceptibility of the soil and its significance in soil science - a review. *Journal of Soil Science*, 28: 223-246.
32. Nelson R.E. 1982. Carbonate and gypsum, P. 181-196. In: A. L. Page et al. (Eds.), *Methods of Soil Analysis* (2nd Ed). Part 2, Agron, Monog, No: 9, ASA and SSSA, Madison.
33. Owliaie H.R., Adhami E., Jafari S., Rajaie M., and Ghasemi Fasai R. 2009. The distribution of magnetic
34. Susceptibility associated with iron compounds in some soils of Fars Province. *Iranian Journal of soil research*, 23(2): 191-204. (In Persian with English abstract)
35. Pajohannia, M., Chorom M., and Jafari S. 2016. The Effect of water table fluctuation and its salinity on Fe crystal and noncrystal in some Khuzestan soils. *Journal of Water and Soil*. 30(5): 1531-1542. (In Persian with extended English abstract)
36. Rezapour S., Jafarzadeh A.A., Samadi A., and Oustan S. 2010. Distribution of iron oxides forms on transect of calcareous soils, northwest of Iran. *Archives of Agronomy and Soil Scienc*, 56:165-182.
37. Scarciglia F., Tuccimei P., Vacca A., Barca D., Pulice I., Salzano R., and Soligo M. 2011. Soil genesis, morphodynamic processes and chronological implications in two soil transects of SE Sardinia, Italy: Traditional. *Geoderma*, Volume 162, Issues 1-2, Pages 39-64.
38. Schaetzl R.J., and Anderson S. 2005. *Soils: Genesis and Geomorphology*. Cambridge University Press, UK.
39. Schwertmann U., 1984. The effect of pedogenic environments on iron oxide minerals. *Advances in Soil Sciences*, Vol. 1: 171- 200.
40. Schwertmann U., and Taylor R.M. 1989. Iron oxides. In: Dixon, J.B., Weed, S.B. (Eds.), *Minerals in Soil Environment*. Soil Science Society of America, Madison, WI, USA. PP. 379 -438.
41. Singer M.J., Verousb K.L., Fine P., and Tenpas J. 1996. A conceptual model for the enhancement of magnetic susceptibility in soils. *Quaternary International*, 34: 243- 248.
42. Soil Survey Staff. 2002. *Field book for describing and sampling soil*. Version 2.0. National soil survey center, USDA, USA.
43. Soil Survey Staff. 2014. *Keys to Soil Taxonomy*. Second edition. USDA, NRCS.
44. Stonehouse H.B., and Arnaud R.J. 1971. Distribution of iron, clay and extractable iron and aluminum in some Skatchewan soils. *Canadian of Journal Soil Science*, 51: 283-292.
45. United State Salinity Laboratory Staff. 1954. *Diagnosis and improvement of saline and alkali soils*. USDA Handbook, 60, Washington, DC.
46. Walkley A., and Black I.A. 1934. An examination of the Degetiareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method. *Journal of Soil Science*, 37: 29-38.
47. Wiederhold J., Teutsch N., Kraemer S., and Halliday A. 2007. Iron isotope fractionation during pedogenesis in reoxomorphic Soil. *Soil Science Society of America*, 71:1840-1850.

## Correlation between Different Fe Forms and Magnetic Susceptibility with the Development of Some Ramhormoz's Soils, Khuzestan Province, Iran

Y. Abdoli<sup>1</sup> - S. Jafari<sup>2\*</sup> - A. Beshkar<sup>3</sup>

Received: 08-11-2017

Accepted: 27-10-2018

**Introduction:** The Fe forms diversity is related to parent materials, climate, soil process, biocycles, water table fluctuation, redox, organic matter and etc. in soil. The main Fe forms are  $Fe_d$  (extracted by dithionite citrate bicarbonate),  $Fe_o$  (extracted by oxalate ammonium) and Fe crystals.  $Fe_o/Fe_d$  ratio also shows active Fe forms. Magnetic susceptibility (MS) increases when ferri-magnetite is formed due to soil processes. This characteristic (MS) changes with parent material, climate, relief, and organism. Therefore, this study was undertaken to evaluate different Fe forms and MS with soil forming factors in some gypsic soils of Khuzestan province.

**Material and Methods:** The study area was located in Ramhormoz and Haft-Kel regions in Khuzestan province. Soil moisture and temperature regimes were ustic and hypertermic, respectively. Soil parent material consisted of the eluvial deposit of Gachsaran and Aghajari geological formations. The soil profiles location was selected according to topography map, ETM<sup>+</sup> Landsat satellite images, and then 14 soil pedons were dug and described according to the standard methods. All horizons or layers were sampled and 5 pedons were selected for the analysis of different Fe forms.  $Fe_d$  and  $Fe_o$  were, respectively, extracted by citrate-bicarbonate-dithionite (CBD) and oxalate ammonium, and Fe concentration was then determined by atomic absorption spectrometry. Furthermore, MS was determined by MS2 meter Barlington Dual frequency in low (0.46 kHz) and high (4.6 kHz) frequencies. All MS were calculated for carbonates, gypsum, and OM free. These calculations were also done for Fe forms in these samples. The statistical analysis was carried out with SPSS and Pierson methods between Fe forms and MS. The Duncan's test was used to compare the mean values.

**Results and Discussion:** Pedons were classified as Entisols, Inceptisols, and Aridisols soil orders. The range of clay content, pHe, ECe, CEC, OM, CCE and gypsum was 15-59%, 7.1-8.5, 0.6-58.1 dS/m, 4.2-22.4  $cmol_{(c)}/kg$ , 0.3-2.4%, 21.2-39.7%, and 0-78.7%, respectively. All epipedons were classified to be ochric and developed soils had cambic diagnostic horizon (Bw) in subsurface.  $Fe_o$  content was maximum in young soil under poor drainage, and minimum  $Fe_o$  content was observed for developed pedons with good drainage class. The sepedons have not been cultivated yet.  $Fe_o$  was maximum at surface soils in all pedons, and decreased with increasing depth. A decreasing trend was observed from surface to subsurface for Fe content in cultivated soils. This negative trend was not, however, detected in poor drainage class or pedons with lithologic discontinuity. This trend can be ascribed to more organic matter content in surface soil in comparison with subsurface soil. Organic matters increase soil acidity and therefore,  $Fe_o$  can not be converted to other Fe forms under this circumstance. Maximum  $Fe_o$  was determined under poor drainage class in low lands. In addition,  $Fe_d$  displayed no trend from the surface to depth at most pedons. Maximum  $Fe_d$  was found in old plain and the hill slope summit. This  $Fe_d$  was positively strongly correlated with soil development trend.  $Fe_d$  had a positive association with clay content ( $r=0.463$ ), and negative correlation with sand content ( $r=-0.411$ ), salinity ( $r=-0.533$ ), and total carbonate, gypsum and OM ( $r=-0.389$ ).  $Fe_o^m$  ( $Fe_o$  menegic) was maximum in Byz (4.04 gr/kg soil) and minimum content for  $Fe_o^m$  was found in Byb (0.29 gr/kg soil). Maximum and minimum  $Fe_d^m$  was measured in Cy (9.21 g/kg) and Bg2 (1.54 g/kg), respectively. The  $Fe_o/Fe_d$  ratio was larger in young soil and decreased with time. These values decreased from the surface to depth with the range from 0.07 to 0.8. The greatest and lowest  $Fe_o/Fe_d$  were, respectively, observed in the hills and the low lands. There was no significant difference in  $Fe_o/Fe_d$  between hill and plain.

MS changed from 5 to 25.5. Maximum and minimum MS was detected in the hills and the low lands. MS decreased with depth in almost all horizons. The highest and lowest MS were, respectively, found in pedon 3 (Byb horizon) and pedon 12 in the Bw3 horizon. The MS minerogenic was statistically significantly associated to sand content ( $r=0.56^{**}$ )

1, 2 and 3- Graduated M.Sc. Student, Associate Professor, Department of Soil Science and Graduated M.Sc. Student, Agricultural Sciences and Natural Resources University of Khuzestan, Iran

(\*- Corresponding Author Email: siroosjafari@yahoo.com)

and significantly negatively correlated with total carbonates, gypsum, OM ( $r=-0.667^{**}$ ), silt content ( $r= -0.506$ ) and clay content ( $r= -0.456$ ). The positive relationship between sand content and MS can be explained by the effect of magnetic materials inherited from the parent materials.

**Conclusion:**  $Fe_d$  and  $Fe_o$ -  $Fe_d$  showed a close correlation with soil development.  $Fe_o/Fe_d$  ratio increased with decreasing soil age.  $Fe_o$  content had a positive correlation with total carbonate, OM, salinity. MS was more in older soils such as hill physiographic unit but it was low in younger soils or soils with weak drainage. MS was greatly affected by sand material size which seems to be linked to parent materials. MS showed no trend with soil development but land use, drainage and parent material largely impacted MS and different Fe forms in these gypsiferous soils.

**Keywords:** Clay, Drainage, Gypsiferous soils, Horizon, Land use