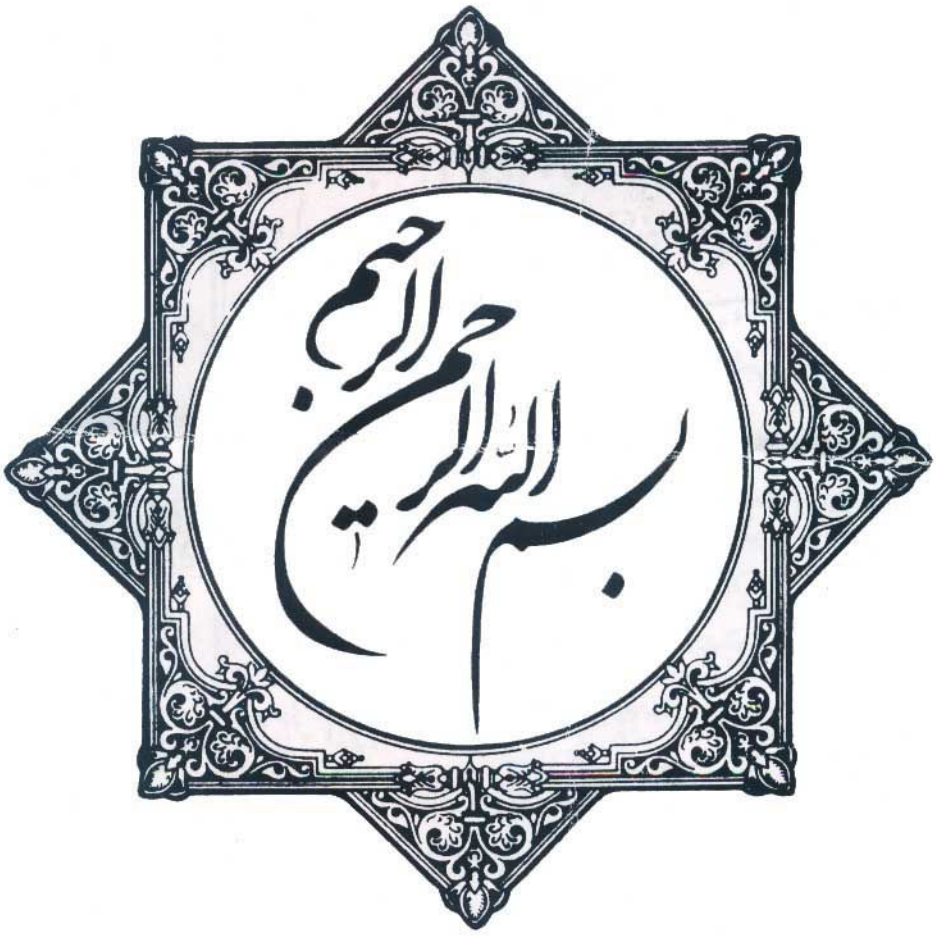

موضوع تحقیق: مکانیک خاک

پویان احمدی

رشته کشاورزی ـ آبیاری

استاد: دکتر مستشاری

دانشگاه بین الملل امام خمینی قزوین

مقدمه:

مکانیک خاک مکانیک مواد طبیعی ناپیوسته می باشد و بخشی از ژئو مکانیک عمومی را تشکیل می‌دهد که خود نیز شامل ژئودینامیک منطقه‌ای و کلی، مکانیک سنگهای توده‌ای مکانیک خاکهای طبیعی، و مکانیک توده‌های معدنی و آلی ـ معدنی (سیلتها، خاکهای زغالی، و غیره) می‌گردد.

از طرف دیگر، مکانیک خاک یکی از شعبه‌های مکانیک ساختمان می باشد که بر اساس قوانین مکانیک تئوری (یعنی مکانیک اجسام سخت مطلقاً تراکم ناپذیر) و بر مبنای روابط اجسام تغییر شکل‌پذیر (قانون الاستیسیته، و خزش) قرار دارد، که گرچه، این قوانین کاملاً ضروری است اما برای گسترش دانش مکانیک خاک کافی نمی‌باشد. اگر قوانین و روابط مکانیک تئوری و مکانیک ساختمانی اجسام تغییر شکل‌پذیر با روابط توضیح دهنده حالت و خواص خاکها که حاصل از دانه‌ای بودن آنهاست (یعنی فشردگی‌پذیری، نفوذپذیری در برابر آب، مقاومت برشی در سطح تماس و تغییر شکل‌پذیری شبکه ساختمانی آن) تکمیل گردد و اگر خاک به عنوان مواد طبیعی ناپیوسته‌ای در نظر گرفته شود که کاملاً به شرایط تشکیل و محیط فیزیکی ـ زمین شناختی اطراف وابسته است، آنگاه فقط در اینصورت است که می‌توان مکانیک خاک را بعنوان شعبه‌ای از دانش توسعه داد.

منظور از کلمه خاک تمام "انباشته‌های سست" (یک اصطلاح زمین شناختی) پوسته هوازده بخش سنگی زمین(لیتوسفر) می‌باشد، که شامل هر دو نوع ناچسبنده (سست) و چسبنده است، که

در این موارد مقاومت پیوندهای بین دانه‌ها فقط بخشی اندک از مقاومت ذرات کانی آنهاست. مشخصه بارز خاکها بعنوان اجسامی طبیعی، ناپیوستگی (دانه‌ای بودن) آنهاست، که به این علت اساساً از سنگهای معدنی (توده‌ای ـ تیلوری، دگرگونی، رسوبی و غیره) که مقاومت نسبتاً زیادی دارند متفاوت است، زیرا در سنگها تجمع کانی‌ها و دانه‌های تشکیل دهنده آنها با هم پیوند یافته و شامل پیوندهای داخلی سخت (تبلوری، سیمانی و غیره) گردیده است بطوری که مقاومت پیوندها در همان حدود مقاومت دانه‌های کانیهای آنهاست.

هنگامی که خاک بعنوان زیربنای سازه‌ها در نظر گفته شود ضخامت لایه خاکی که بر سنگ بستر قرار گفته است اهمیت ویژه‌ای دارد. اگر سنگها در حجم‌هایی بزرگ مورد مطالعه قرار گیرد، طبیعتا بصورت قطعاتی مطرح می‌شود که استحکام بین این قطعات از استحکام داخلی آنها کمتر خواهد بود، در اینصورت میتوان روابط مربوط به مکانیک خاک را تا حد معینی ـ با در نظر گرفتن شرایط اضافی مناسبی ـ در مورد سنگها نیز بکار برد.

لایه فوقانی خاکهای طبیعی، که به علت مجموعه ای از تأثیرات ناشی از شرایط اقلیمی، آب، گازها و گیاهان و حیوانات تجزیه و تخریبی شده و از، هوموس غنی شده است تشکیلات ویژه ای را ایجاد نموده که از لحاظ ساخت، و ترکیب آلی ـ معدنی آن مخصوص بوده و بنام خاک هوموس نامیده می‌شود.

مکانیک خاک فقط خاکهای معدنی، یعنی انباشته‌های طبیعی ناپیوسته را مورد مطالعه قرار می‌دهد، و فقط بندرت با سنگها و تشکیلات آلی ـ معدنی در ارتباطست.

بنیان گذاری "مکانیک خاک" و نقش دانشمندان روسی

اولین کار اساسی در زمینه مکانیک خاک مطالعات کولمب فرانسوی در سال ۱۷۷۳ پیرامون تئوری اجسام سست بود، که تا مدتهای طولانی تقریباً بعنوان تنها تئوری در محاسبات عملی فشار خاک وارد بر دیوارهای حایل بکار می‌رفت.

در سال ۱۸۸۵ پروفسور بوسینسک که وی نیز فرانسوی بود نتیجه مطالعاتش را بنام

application des potentials a l'etude de l'eqeilibre et du mouvement des solids elastiques

منتشر نمود که نتایج آن نخست توسط دانشمندان روسی در مکانیک خاک بکار برده شد و بعد از آن بعنوان اساسی در تعیین تنشهای حاصل از بارهای مختلف در خاکها مورد استفاده قرار گرفت.

باز اگر به دهه‌های پیش برگردیم ملاحظه می‌کنیم که در سال ۱۹۱۵ پروفسور مینیا اف تئوری الاستیسیته را در محاسبات تنشهای درون خاکهی سست بکار برده و در سال ۱۹۲۳ پروفسور پوی روسکی تئوری حالت عمومی تنش یافته خاکها بر اساس تئوری الاستیسیته را در محاسبات زیر پی‌ها پیشنهاد نمود، و هما سال پاولوسکی مطالعاتی اساسی در مورد تئوری حرکت آبهای زیر زمینی انجام داده و منتشر نمود، که این تحقیقات مبنای روش نوین در محاسبات زه و نفوذ پذیری قرار گفت.

مرحله مهمی در توسعه دانش مکانیک خاک مطالعات پروفسور ترزاگی میباشد که در کتابهایش مانند **Erdbau mechanik auf bodenphysikalische Grundage** و بویژه **Theoretical soil mdechanics** منتشر گردید.

قدم بسیار ارزشمندی در گسترش نوین مکانیک خاک توسط جرزوانف در انتشار کتاب **Fundamentals of Dynamics of soil masses** برداشته شده که مولف در این اثر معادله تحکیم یک بعدی توده خاکی اشباع شده را که بوسیله ترزاگی پیشنهاد شده بود تکمیل نموده و معادله‌های دیفرانسیل مسایل دو بعدی و سه بعدی تحکیم را در تئوری تحکیم با زهکشی خاکها فرموله نموده، راه حلهای ویژه‌ای را بسط داده و مباحث وسیعی از سایر مسایل مکانیک خاک را توضیح داده است.

در مورد تئوری تغییر شکل خاکهای اشباع شده، کارهای پروفوسور فلورین از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است، که در رساله‌اش بنام:

Fundamentals of soil mechanics

تعمیم یافته و معادلات دیفرانسیل مسایل دو بعدی و سه بعدی تحکیم با زهکشی بصورت مناسبی فرموله شده و راه‌حلهای عمومی آنها با استفاده از روش تفاضل محدود بسط داده شده است. فلورین سهمی اساسی در گسترش تحکیم داشته و پاره‌ای از مسایل را با توجه ویژه‌ای به تراکم پذیری آب منفذی، خزش بخش جامد خاک، تغییرپذیری پارامترها و غیره حل نموده است.

باید یادآوری نمود که تئوری مهندسی کولمب در مورد اجسام سست، که تقریبا در ظرف ۱۷۰ سال بدون هیچ تعبیری مورد استفاده بود، در ضمن مطالعات محققین روسی (نخست در

پروژه‌های سوکولفسکی در ۱۹۴۲ یعنی در اثری بنام " استاتیک اجسام دانه‌ای و سپس در کارهای گلوشکویچ، و برزاتتسف در سال ۱۹۴۸ توسعه دقیق‌تری یافت و در همین زمینه روشهای موثری در حل مسایل وابسته به این تئوری پیشنهاد گردید.

در مورد مسایل مربوط به تأثیر متقابل سازه‌ها و خاکهای تراکم‌پذیر زیر پی آنها توجه زیادی بوسیله محققین روسی مبذول شده است [پژوهشهای آکادمسین کری لف و استدانی چون ....]

در کاربرد مکانیک خاک در پیاده کردن تاسیسات مهندسی هیدرولیک پروفوسور ایوانف، ماسلف، و غیره نقش مهمی در اجرای پروژه‌های مربوط به ایستگاه تولید نیروی هیدرولیکی svir ایفاء نمودند، بطوری که نامبردگان نشست‌ها و انحراف سازه‌های هیدروتکنیکی این ایستگاه را پیش بینی نموده و پایداری آنها را بر لایه‌های خاکهی رسی زیرین تضمین نمودند.

مطالعات گسترده در تئوری تحکیم خاک و نتایج تجربیات و مشاهدات منحصر به فرد که در اتحاد جماهیر شوروی صورت گرفته پژوهشگران روسی را قادر ساخت که روشهایی را به منظور پیش‌بینی نشست‌های مختلف سازه‌ها را ارائه دهند که بر مبنای آها، روش قابل توسعه جدیدی در طراحی پی‌ها با استفاده از تغییر شکل نهایی زیر پی‌ها بسط داده شد.

دانشمندان شوروی همچنین سهم قابل ملاحظه‌ای در بررسی مکانیک انواع خاکهای موجود در نواحی مختلف دارند، که از مهمترین این عبارتند از خاکهای اشباع نشده فرونشستی لسی، خاکهای یخ زده و یخ خاکها و خاکهای رسی ضعیف با فشردگی نایکنواخت.

در پایان، باید تذکر داده شود که مبانی مکانیک خاک بعنوان شعبه جدیدی از دانش برای اولین بار در اتحاد جماهیر شوروی فرموله شده و اولین دوره مجموعه درسهای در این زمینه

منتشر گردیده است. طبیعتاً نمی‌توان تمامی نقش دانشمندان شوروی و دست آوردهای آنها را در تئوریهای مکانیک خاک در این لیست مختصر به پایان برد، اما در این کتاب و غالبا بیش از یک بار به نامهای این پژوهشگران مراجعه خواهد شد.

اهمیت مکانیک خاک: دانش مکانیک خاک، تئوری زیر پی‌های خاکی طبیعی می‌باشد. نقش مکانیک خاک بعنوان یک دانش مهندسی بسیار مهم است و فقط می‌توان آنرا با مباحثی چون مقاومت مصالح مقایسه نمود. بدون داشتن معلوماتی اصولی از مکانیک خاک، غیر ممکن است که بتوان سازه‌های جدید مهندسی، ساختمانهای مسکونی (مخصوصاً آنها که مرتفع است)، سازه‌های بهسازگر، راه‌ها، سازه‌های مربوط به مهندسی هیدرولیک و سازه‌های خاکی (خاکریزها، سدها، ساختمانهای ایستگاه‌های تولید نیروی هیدرولیکی، و غیره) را بطور صحیح طراحی نمود.

کاربرد مکانیک خاک همچنین امکان می‌دهد که از ظرفیت باربری خاکها بطور کامل‌تری استفاده نمود و تغییر شکلهای زیر پی‌های خاکی را که بعلت تأثیر بارهای حاصل از سازه‌ها ایجاد می‌گردد با دقت زیادی محاسبه نمود و نیز با صرفه‌ترین راه حلهای مهندسی مطمئن را بدست آور.

امروزه نقش مکانیک خاک در مسایل مهندسی بطور ممتدی در حال گسترش است بطوری که کاربرد هر چه بهتر و گسترده‌تر دست‌آوردهای علمی را در عملیات ساختمانی ممکن خواهد ساخت.

طبیعت و خواص فیزیکی خاکها

شرایط زمین شناختی تشکیل خاکها

خاکهای طبیعی حاصل هوازدگی فیزیکی و شیمیایی سنگها می‌باشد. خواص آنها در طی دوره‌ای از تشکیلشان و یا بعد از آن بر حسب شرایط محیط آنها شکل گرفته است. سن خاکهای طبیعی در اکثر حالات (به استثنای انباشته‌های جدید) نسبتاً زیاد است، یعنی به هزاران، میلیونها و صدها میلیون سال می‌رسد (مثال سن رسها کامبرین حدود ۵۰۰ میلیون سال است)

از آنجا که شرایط طبیعی سطح زمین در طی دوره‌های طولانی چندین مرتبه تغییر نموده است خاکها بطور تکراری انباشته گردیده، تحت تاثیر وزن انباشته‌های جدید سطحی، لایه‌های زیرین متراکم شده، و بعلت فرسایش مجدداً پراکنده گشته و گاه گاهی بوسیله آب پوشش یافته و مجدداً همراه با فعالیتهای تکنونیکی پوسته زمین از آب خارج شده است . پاره‌ای از انواع خاکها تحت تاثیر فشار لایه‌های ضخیم یخ‌های قاره‌ای قرار گرفته، یا بوسیله یخ، آب، جریان های هوا و غیره جابه‌جا شده است. تمام این شرایط که موجب تشکیل خاکهای طبیعی می‌گردد و مشخصه‌های ویژه انواع جداگانه خاکه را تعیین می‌نماید، تامین مصنوعی آنها مقدور نیست. به علت زمان بسیار طولانی که بر خاکها می‌گذرد حتی فرایندهای بسیار کند فیزیکی شیمیایی که با سرعت نسبی قابل اغماض در آنها رخ می‌ده ممکن است خالی از اهمیت نباشد.

با توجه مختصری بر آنچه در بالا اشاره گردید، خاکهای طبیعی را باید در رابطه متقابلی با محیط فیزیکی ـ شیمیایی آنها و با ملاحظه تغییرات دائم خواصشان که گاهی بسیار کند و زمانی بسیار تند در آنها صورت می‌گیرد در نظر گرفت.

تمام خاکها را می‌توان بر مبنای منشاء و شرایط تشکیلشان این چنین تقسیم بندی نمود، ۱ـ انباشته‌های بر جا (که در محل منشاء تشکیلشان باقی مانده است)؛ انباشته‌های برجا مانند (که در دامنه منشاء تشکیلشان انباشته شده و حرکت آنها فقط به علت نیروی ثقل و تأثیر آبهای جوی می‌باشد)؛ انباشته‌های رودخانه‌ای یا آبرفتی (که بوسیله جریان آب به فواصل دور منتقل شده و توده‌های ضخیم لایه‌لایه‌ای را تشکیل داده است)؛ انباشته‌های یخچالی (که بعلت عملکرد یخچالها تشکیل شده است) ـ رسهای کلوخه‌ای و رسهای ماسه‌ای؛ انباشته‌های یخ آبی ـ خاکهای شنی و ماسه‌ای؛ انباشته‌های یخچالی ـ دریائی ـ رسهای پیوندار، خاکهی شنی و ماسهای؛ انباشته‌های خاکهای صحرایی (محصول هوازدگی فیزیکی سنگهای حوزه‌های صحرایی ، که بوسیله باد منتقل شده است) ـ خاکهای لسی و توده‌های ماسه‌ای، ۲ـ غشاء حیوانات و غیره؛ تشکیلات آلی ـ معدنی ـ سیلتها، خاکهای تیره مردابی و غیره؛ ماسهٔای گوناگون و خاکهای قلوه سنگی.

از این لیست مختصراً انواع خاکهای می‌توان نتیجه گرفت که ترکیب خاکهای طبیعی ممکنست بسیار گوناگون و طبیعت فیزیکی آنها بسیار پیچیده باشد.

اجزاء تشکیل دهنده خاکها

ترکیب خاکهای طبیعی ممکنست اشکال اجزاء بسیار گوناگونی باشد که می‌توان آنها را کلاً در سه گروه زیر طبقه بندی نمود: ۱ـ دانه‌های جامد کانیها ۲ـ آب به اشکال و حالات مختلف ۳ـ

حبابهای گازی بعلاوه بعضی از خاکها ممکنست شامل ترکیبات آلی و آلی معدنی باشد که آنها نیز احتمالاً بر خواص فیزیکی این خاکها تأثیر بگذارد.

دانه‌های جامد کانی‌ها در خاکها

این بخش شامل شبکه‌ای از دانه‌های کانیهاست که از نظر شکل ترکیب و اندازه (از یک سانتیمتر ـ برای دانه‌های شنی ـ تا نازکترین ذرات کلوئیدی کمتر از یک میکرون ـ در مورد دانه‌های رسی) متفاوت می‌باشد.

فاکتور مهم در ارزشیابی خواص دانه‌های جامد خاک ترکیب کانیهای آنست. از اینرو، بعضی از کانیها، مانند کوارتزفلدسپار، فقط بطور آرامی مونت موریلونیت ممکنست اساساً بطور فعال‌تری و در فرایندهای متفاوت دیگری تحت تاثیر آب مجاورشان قرار گیرند. هر چه ذرات یک نمونه خاک کوچکتر باشد سطح مخصوص آنها (در هر سانتیمتر مکعب و یا در هر گرم) بزرگتر خواهد بود. بعنوان نمونه، ذرات کائولن (یک کانی رسی) سطح مخصوصی برابر $10m^2/g$ دارد در حالیکه مونت موریلونیت دارای سطح مخصوص بزرگی حدود $800m^2/g$ می‌باشد که این سطح مخصوص ضرورتاً بر خواص طبیعی شامل ذرات مونت موریلونیت تاثیر می‌گزارد. وجود ذرات میکا (که بسیار لغزنده است و مقاومت برشی ناچیزی دارد) تاثیری اساسی بر خواص فیزیکی خاکهایی که شامل چنین ذراتی می‌باشد، دارد ؛ این موضوع باید همیشه مورد توجه قرار گیرد.

بر مبنای تقسیم بندنی BC&R تمام خاکها را می‌توان براساس اندازه دانه‌های کانیهای تشکیل دهنده آنها به سه گروه به شرح زیر طبقه بندی نمود:

۱ـ خاکهای درشت دانه (شن‌ها: اگر دانه‌های آنها تا حدی گرد شده باشد، و خرده سنگها: اگر دانه‌هایی نوک تیز داشته باشد) مشتمل بر بیش از ۵۰ درصد وزنی دانه‌هایی با اندازه بزرگتر از ۲ میلیمتر.

۲ـ خاکهای ماسه‌ای که به گروه‌های زیر تقسیم می‌شود: ماسه‌های دانه درشت (با بیش از ۵۰ درصد وزنی بزرگتر از ۲۵٪ میلیمتر) و ماسه‌های گرد و غباری (با کمتر از ۷۵٪ وزنی دانه‌های بزرگتر از ۰/۱ میلیمتر) . (تمام دانه‌های بزرگتر از ۰/۰۵ میلیمتر به عنوان ماسه، و تمام ذرات با اندازه بین ۰/۰۰۵ میلیمتر و ۰/۰۵ میلیمتر به عنوان دانه‌های گرد غباری منظور می‌گردد.)

۳ـ خاکهای رسی به علت تنوع زیاد خواص آنها از نظر اندازه، شکل و ترکیب کانی شناسی ذرات آنها به گروه‌های مختلف تقسیم نمی‌شود. فقط باید توجه نمود که تمام ذرات خاک از ۰/۰۱ میکرون تا ۰/۰۰۵ میلیمتر بعنوان ذرات رسی منظور می‌گردد.

بعلت پراکندگی بسیار زیاد ذرات کانیهای رسی، این ذرات می‌تواند تمام دانه‌های ماسهای و مجموعه‌های دانه‌ها را بپوشاند بطوریکه چند درصد وزنی ذرات رس در یک خاک رسی ممکنست

بطور قابل ملاحظه‌ای بر خواص فیزیکی دانه‌های دیگر تاثیر بگذارد، به این علت خاکهای رسی بر اساسا درصد کل ذرات رسی آنها (یعنی ذرات با اندازه کوچکتر از ۰/۰۰۵ میلیمتر) نامگذاری می‌شود (به بخش ۱ـ٤ مراجعه شود.)

تفاوت ذرات رسی در مقایسه با دانه‌های ماسه‌ای که شکل گردشده‌ای دارد (یعنی، اندازه آنها در تمام جهات تقریباً یکسان است) اینست که شکل ذرات رسی بسیار گوناگون بوده و در اکثر حالات این ذرات به صورت ورقه‌هاییست که ابعاد بزرگتر آنها ۱۰ تا ۵۰ برابر اندازه ضخامت آنها می‌باشد؛ شکل ذرات رسی ممکن است چند وجهی (کائولینیت‌ها، یا سوزنی شکل باشد)

ترکیب کانی شناسی ذرات نیز اهمیت مخصوصی دارد. در این مرود، بلورهای مونت موریلونیت (که رسهای مونت موریلونیت از اینها تشکیل شده است) شامل یک شبکه بلوری فعال است که در شرایط مناسب قادر به جذب کردن مولکولهای آب می‌باشد، بطوری که بلورهای کانی بطور قابل ملاحظه‌ای تورم یافته و حجمشان افزایش می‌یابد، درحالیکه ذرات کائولینتی، آتاپولژیت و هیدرومیکاها فقط تا حاد بسیار پائین‌تری دارای چنین خواصی می‌باشد.

تمام آنچه که در بالا ذکر گردید تاثیر قابل توجهی بر خواص خاکهای رسی طبیعی دارد.

آب در خاکها

انواع آبها و تاثیر خواص آنها در خاکها ممکنست برحسب مقدار آب و تاثیر متقابل نیروهای موجود بین آب و ذرات کانیها متفاوت باشد وضعیت این نیروها اساساً بستگی به خاصیت آب‌پذیری دانه‌های خاک دارد.

ذرات کانیهای خاکه بار منفی دارد. در حالیکه مولکولهای آب دو قطبی بوده و شامل باری منفی در یک طرف (یکانم اکسیژن) و باری مثبت در طرف دیگر (دو اتم هیدروژن) می‌باشد. در محل تماس ذرات کانیها با آب، نیروهای الکتوموکلولی با تاثیر متقابل بوجود آمده و شدیداً مولکولهای دو قطبی آب را به سطح ذرات کانیها (مخصوصا در لایه‌های بالائی) جذب می‌نماید و هر چه سطح مخصوص بیشتر باشد، تعداد مولکولهای آب پیوند یافته بیشتر خواهد بود. بر طبق نظریات جدید نیروی الکتومولکولی بین آب و دانه‌ها بسیار قوی است، بطوری که در سطح ذرات کانی (یعنی در اولین ردیف مولکولهای پیوند یافته) مقدار این نیرو به چندین هزار کیلوگرم در سانتیمتر مربع می‌رسد. با دور شدن از سطح ذره به صفر می‌رسد. لایه‌های ردیفهای ۱ تا ۲ مولکولهای آب که نزدیکترین لایه‌ها به ذرات کانیها می‌باشد به علت نیروهای متقابل الکترومولکولی آن چنان قویاً به سطح ذرات چسبیده است که نه بوسیله فشار خارجی تا چند آتمسفر و نه بوسیله فشار آب می‌توان آنها را جدا نمود. این لایه‌ها غشاء نازکی را تشکیل می‌دهد که بنام آب شدیداً جذب شده نامیده می‌شود.

با افزایش فاصله از سطح ذرات خاک، لایه‌های مولکولی آب که ذرات کانیها را پوشانده است، با نیروی ضعیفتری به لایه‌های قبلی پیوند یافته و لایه‌های آبی با پیوند سست را تشکیل

می‌دهد، که این آب توسط نیروهایی حدود چند کیلوگرم بر سانتیمتر مربع (گاهی تا چند ده کیلوگرم نیرو بر سانتیمتر مربع) قابل رانش از مجاری خاک می‌باشد.

بالاخره، مولکولهای آب که در آنسوی حوزه عکس‌العمل نیروهای الکترومولکولی حول سطح ذرات کانی قرار گرفته است آب آزاد (بنا به تعریف پروفسور **A.F.lebedev**) یا آب ثقلی نامیده می‌شود و حرکت این آب به علت عملکرد گرادیان فشار نیروی کشش موئینی تا ارتفاع معینی بالای سطح آب زیرزمینی به بالا کشیده می‌شود (شکل قوسی سطح آب در مجاری موئین که بعلت نوع عملکرد نیروی جذب سطحی در آنست، موجب نیروهای موئینی در خاک می‌گردد.)

عملکرد متقابل نیروی اکلتومولکولی بین آب و سطح ذرات کانی در طرح ساده نشان داده شده است.

الف ــ به حالت بسته، یعنی حبابهایئی که داخل فضاهای خالی (حفره‌های) بین ذرات جامد کانیها قرار گرفته است، ذرات کانیها خواه با غشاء بسیار نازکی از آب پیوند یافته پوشیده شده است. ب ــ به حالت آزاد، هنگامی که گازها (هوا) در ارتباط با اتمسفر است، ج ــ به حالت محلول، یعنی محلول در آب درون منافذ خاک.

حبابهای گازی، اعم از اینکه به حالت مسدود یا در آب منفذی باشد، ممکنست تاثیر قابل ملاحظه‌ای روی تغییر شکل خاکهی داشته باشد، زیرا موجب تراکم پذیری آب منفذی گردیده و الاستیسیته خاک را افزایش می‌دهد.

بهر حال وجود گازهای آزاد (هوا) که در ارتباط با اتمسفر است، اهمیت ویژه‌ای در مبحث مکانیک خاک ندارد، زیرا عملاً در توزیع فشار بین دانه‌های خاک تاثیری ندارد.

پیوندهای ساختمانی و ساخت خاکها

خواص ساختمانی مواد دانه‌ای (از جمله خاکهای رسی که تشکیلات بسیار پیچیده‌ای از مواد دانه‌ای می‌باشد) چندان به مقاومت دانه‌ۀای منفرد کانیها (که ممکنست بسیار بزرگ باشد) بستگی ندارد، بلکه بیشتر به خواص ویژه ساختمانی آنها بستگی دارد که مهمترین این خواص پیوندهای ساختمانی بین دانه‌های منفرد کانیها و مجموعه‌های آنها می‌باشد.

این پیوندها ماهیتی بسیار پیچیده دارد و نتیجه ترکیبی از حوزه‌های انرژی داخلی و خارجی که در خاک عمل می‌کند، می باشد. این حوزه‌ها خود به علت نیروهای مولکولی با طبیعت اکترومانیتیک می‌باشد. خصوصیت عملکرد آنها بستگی به تماس آنها، طبیعت شیمیایی ذرات جامد کانی و خواص و ساختمان مواد پر کننده حفره‌های بین دانه‌ها دارد.

نیروهای مولکولی (نیروهای واندروالس) که مستقیماً بین ذرات جامد عمل میکند فقط می‌تواند به علت تماس بسیار نزدیک ذرات دانه‌ها با فاصله‌ای حدود چندین لایه مولکولی (نه بیش از چند لایه) ظاهر شود. چنین فواصلی را می‌توان در خاکهایی که متشکل از دانه‌های جامد بوده و تحت تاثیر فشار خارجی مهمی قرار گرفته است (این فشار در نقاط تماس به نیروهای بزرگی تبدیل شده است و یا در خاکهای بسیار متراکم مرطوب، که پیوندهای آبی با غشاءهای

کلوئیدی اطراف دانه‌ها بوسیله فشارهای خارجی تخریب شده است) مشاهده نمود. نیروهای واندروال بسیار قوری است، اما عملکرد کلی آنها بستگی به تعداد نقاطی دارد که در تماس مستقیم با یکدیگرند، این نقاط بطور کلی در خاکها چندان زیاد نیست.

بر مبنای پیشنهاد آکامسین در مورد طبقه بندی فیزیکی- شیمیایی جامدات ناپیوسته، پیوندهای ساختمانی در خاکهای اشباع شده با آب ممکنست به انواعی از این قرار باشد: پیوندهای انعقادی (که معمولا از پیوندهای اولیه است، که در بین گروه‌های ذرات خاک در آب و انعقاد کلوئیدها در حضور یک محیط الکترولیتی بوجود می‌آید.) پیوندهای تراکمی (که در حین تراکم ساختمانهای انعقادی تا حد تماس مستقیم ذرات کانی با یکدیگر یا به علت پلیمریزه شدن ژل‌ها ظاهر می‌شود) و بالاخره، پیوندهای تبلوری (که در ضمن تشکیل هسته بلورهای جامد ظاهر می‌شود که این هسته‌ها سپس رشد نموده و در حین عملکرد نیروهای شیمیایی بین اتمی با یکدیگر ترکیب می‌گردد.) پیوندهای تبلوری (پیوندهای بین بلورهای سیلیس، اکسیدهای آهن غیره)پیوندهایی شکننده است ولی قوی‌ترین و غیرقابل بازیافت‌ترین پیوندها بعد از تخریب آنها می‌باشد؛ پیوندهای انعقادی و تکرامی نرمند و بعد از تخریبشان تا حدی قابل بازیابی‌اند.

پیوندهای ساختمانی خاکها برحسب خواص ذرات کانیهای آنها و کیفیت محلول آبی داخل حفره‌های آنها و نیز بر حسب شرایط رسوبگذاری اولیه و چکونگی سنگ شدن بعدی و کیفیت دگرگونی آنها بسیار متنوع است.

بر اساس آنچه که در بالا ذکر گردید (و نیز با استفاده از کارهای آکادمسین و دانشمندانی چون و دانشمندانی چون **N.Nmaslov, N.Ya.Denisov, A.K.Larionov, T.W.Iambe** و غیره) می‌توان انواع اصلی پیوندهای ساختمانی را در خاکهای بشرح زیر مشخص نمود:

۱ـ پیوندهای آبی ـ کلوئیدی (انعقادی و تراکمی) این پیوندها از نوع خمیری ـ لزجتی، نرم و قابل بازیابی می‌باشد.

۲ـ تبلوری ـ شکننده (سخت)، این نوع پیوندها غیرقابل بازیابی می‌باشد، و ممکنست در آب پا بدار باشد.

خاکهایی که با پیوندهای تبلوری ناپایدار در آب است حاوی خواص حد واسط بین خاکهای با پیوندهای کلوئیدی و خاکهای با پیوند تبلوری می‌باشد. این پیوندها ـ بدون تأثیر بزرگی مساحت سطح ذرات کانی، در حین تشکیل توق مواد بی شکل، سیمانهای طبیعی، ترکیبات مرطوب و چسبها، که مقاومت آنها بستگی به میزان آب در آنها دارد تشکیل می‌شود.

پیوندهای آبی ـ کلوئیدی از طرفی به علت نیروهای الکترو مولکولی متقابل بین ذرات کانیها و از طرفی به علت غشاءهای آبی و پوسته‌های کلوئیدی بوجود می‌آید. مقاومت این پیوندها بستگی به ضخامت این غشاءها و پوسته‌ها دارد، هر چه پوسته آبی ـ کلوئیدی نازک‌تر باشد یعنی هر چه درصد رطوبت خاکهای اشباع شده کمتر باشد، پیوندهای آبی ـ کلوئیدی قوی‌تر خواهد

بود، زیرا پوسته‌های نازکتر جاذبه مولکولی بزرگتری حاصل از دو قطبی‌های آبی پیوند یافته تامین کرده و عمل چسب مانند قوی‌تری را موجب می‌گردد، که این پدیده بنا به نظریه **V.Sharov** بعلت انحلال جزئی ذرات رسی در آبست، پیوندهای آبی ـ کلوئیدی، از نوع خمیر مانند و قابل بازیابی می‌باشد؛ بطوری که با افزایش درصد آب مقاومت این پیوندها سریعاً نزدیک به صفر می‌رسد.

پیوندهای تبلوری در شرایط تاثیر نیروهای جاذبه شیمیایی تشکیل می‌شود، بنابراین در اثر ترکیب با دانه‌ای کانیها (در نقاط تماس آنها) منجر به تشکیل مواد چند بلوری می‌گردد که پیوندشان بسیار قوی، شکننده و غیر قابل بازیابی بعد از شکسته شدن می‌باشد. مقاومت این پیوندها بستگی به نوع ترکیب کانیها دارد. از اینرو پیوندهای حاصل از گچ یا کلسیت کمتری قوی بوده و در آب کمتر پایدار است، در حالیکه اپال، اکسیدهای آهن و اکسیدهای سیلیس پیوندهایی تشکیل می‌دهد که بالنسبه قوی‌تر و در آب پایدارتر است.

بطوری که توسط **T.W.Lambe** نشان داده شده است، ساخت خاکها یعنی شبکه منظم ذرات کانی‌ها و مجتمع‌ای با اشکال و اندازه‌های مختلف نه تنها بستگی به طبیعت پیوندهای ساختمانی آنها دارد، بلکه بستگی به بزرگی و ماهیت تماسهای بین ذرات رسی، یعنی پیوند گوشه به سطح (در وضعیت سست‌تر) یا سطح به سطح (در یک وضعیت متراکم‌تر) نیز دارد.

بر طبق نظر **A.K.Larinov** ساخت خاکها ممکنست بسیار متغیر باشد و بر حسب ارتباطهای کمی و کیفی فازهای جامد، مایع و گازی که خاک را تشکیل می دهد تغییر نماید. مقاومت خاکهای رسی در درجه اول اهمیت بستگی به وضعیت مجتمع شده ذرات و چگونگی توسعه بخش‌ها و نقاط ضعیف ذره بینی در ساخت آنها دارد.

بطوری که از بحث بالا نتیجه می‌شود، ساخت خاکهای طبیعی نسبتاً پیچیده است، بعنوان نمونه در اینجا ساخت انباشته‌های رسی دریای که توسط پروفسور **A.Casagrande**مفصلاً بررسی و مطالعه شده است، در شکل نشان داده می‌شود.

ساخت طبیعی، ترکیب و حالت خاکها، بطور اصولی، تعیین کننده چگونگی تغییر شکل و خواص مقاومتی خاکها و عکس‌العمل در زیربنای پی‌ها می‌باشد، با توجه به اینکه مقومت ساختمانی خاکها و پایداری پیوندهای ساختمانی آنها در برابر عملکرد نیروهای خارجی از مشخصه‌های با اهمیت در درجه اول است

در تعیین خواص ساختمانی خاکهای دانه‌ای، یک مشخصه نسبتاً مهم دیگر بافت آنها می‌باشد، یعنی محل مخصوص وضعیت ویژه قرار گرفتن دانه‌ها یا مجتمع‌های آنها نسبت بیکدیگر، که مشخص کننده ناهمگونی خاک در یک لایه است.

در خاکهای رسی طبیعی انواع اصلی بافتها به شرح زیر مشاهده می‌شود:

۱ـ بافت لایه‌ای (لایه‌ای ریز و درشت، نواری، ورقه‌ای مایل، شیلی و غیره)

۲ـ بافت متراکم (توده‌ای و ورقه‌ای مورب)

۳ـ بافت مرکب (پرفیری، حفره‌ای، حفره‌ای درشت و غیره)

خواص فیزیکی و شاخص‌ءای طبقه بندی خاکها

ساخت پیچیده خاکهای طبیعی و تاثی فرایندهای فیزیکی ـ زمین شناختی بر آنها (گاهی تا تاثیر بسیار دراز مدت) دقت زیادی را در تعیین خواص آنها ضروری می‌نماید، بطوری که لازم است آزمایشهایی در نی مورد یا در تحت شرایط طبیعی و یا نمونه‌هایی با ساخت طبیعی تخریب نشده صورت گیرد.

تفاوت خاکهی طبیعی با سنگها (تشکیلات متبلور توده‌ای) اساساً در اینست که خاک دارای توق نیست (یعنی تعداد پیوندهای تبلوری در آنها نسبتا اندک است) و نیز حاوی تخلل قابل ملاحظه‌ای می‌باش دکه به علت دانه‌ای بودن آنها می‌باشد.

به منظور تعیین خواص فیزیکی خاکه (تخلل، اشباع یا آب و غیره) باید سه کمیت از ساده‌ترین مشخصات خاک را بدانیم، یعنی وزن واحد حجم (γ) در ساخت طبیعی، وزن واحد حجم دانه‌ها (γ_s) یا وزن مخصوص دانه‌ها (G_s) و مقدار درصد رطوبت طبیعی خاک (w).

وزن واحد خاک (γ) را باید از نمونه‌های خاکی که بوسیله لوله نمونه‌گیر با حداقل تخریب در ساخت طبیعی گرفته می‌شود، یا از نمونه‌هایی که بوسیله حلقه برنده از گودالهای خاک برداری گرفته شده، تعیین نمود اندازه‌گیری و محاسبه γ باید با دقت کافی (تا ۰/۰۱ gf/cm^3) صورت گیرد. زیرا این کمیت از مهمترین مشخصه اصلی خاکهاست که در تعیین تعدادی از مشخصات

دیگر در محاسبات مکانیک خاک مورد استفاده قرار می‌گیرد. وزن واحد خاک بستگی به گذشته زمین شناختی آن از نقطه نظر تشکیل و شرایط بعد از تشکیل دارد و بنابراین باید با دقت زیاد نمونه‌هایی تعیین گردد که ساختی تخریب نشده دارد.

وزن مخصوص (G_s) اصولا مشخصه دانه‌های کانی خاکست که بوسیله پیکومتر تعیین می‌گردد. برای اکثریت خاکها، این مشخصه در حدود نزدیکی، از ۲/۵ تا ۲/۸ تغییر کرده و تطور متوسط برای ماسه‌ها ۲/٦۵ و برای خاکهای رسی ۲/۷ می‌باشد.

درصد رطوبت خاک (w) بر مبنای نتایج توزین یک نمونه خاک قبل و بعد از خشک شدن کامل (در 105^{oc}) بدست می‌آید.

بمنظور توضیح اصطلاحات مخصوصی که در مبحث آینده بکار می‌رود، باید کمیات زیر را برای حجم معینی از خاک تعریف نمود: V_s، حجم بخش جامد خاک، V_v، حجم فضای غیر جامد، W_s، وزن بخش جامد، W_w، وزن آب در حفره‌های خاک (از وزن هوای داخل حفره‌ها صرفنظر می‌شود).

از آنجا که وزن واحد خاک، نسبت وزن کل خاک (با تمام محتویاتش) به حجم کل آنست، بنابراین

$$\gamma = \frac{W_s + w_w}{V_s + V_v}$$

وزن واحد حجم دانه‌ها ، نسبت وزن ذرات جامد به حجم آنهاست، از اینرو

$$\gamma_s = \frac{W_s}{V_s}$$

درصد رطوبت، نسبت وزن آب به وزن خاک خشک شده (یا به وزن دانه‌های جامد) می‌باشد،

$$W = \frac{W_w}{W_s} \times 100$$

همچنین می‌توان اصطلاحات دیگری تعریف نمود: وزن واحد خشک خاک (γ_d)، یعنی نسب وزن دانه‌های جامد به کلی خاک

$$\gamma_d = \frac{W_s}{V_s + V_v}$$

و وزن واحد آب (γ_w) یعنی نسبت وزن آب در یک حجم معین به حجم آن:

$$\gamma_w = 1 \, {gf}/{cm^3} = 0/001 \, {kgf}/{cm^3}$$

درصد پوکی و درصد یا درجه اشباع (یا شاخص اشباع)

در صد پوکی خاک (e) عبارتست از نسبت حجم حفره‌ها به حجم شبکه جامد خاک یعنی

$$e = \frac{V_v}{V_s} = \frac{n}{m}$$

که **n** حجم حفره‌ها در واحد حجم خاک و **m** حجم دانه‌های جامد در همان واحد حجم خاک است، بنابراین:

n+m=۱

حجم دانه‌های جامد خاک (m) برابر نسبت وزن دانه‌های جامد در واحد حجم (یعنی γ_s) می‌باشد، یعنی،

$$m = \frac{\gamma_d}{\gamma_s}$$

بنابراین با توجه با اینکه n=۱-m، داریم

$$e = \frac{\gamma_s - \gamma_d}{\gamma_d}$$

با در نظر گرفتن وزن واحد خشک خاک (γ_d) به سهولت می‌توان نتیجه گرفت که اگر درصد رطوبت (w) برابر نسبت وزن آب ($\gamma - \gamma_d$) به وزن شبکه جامد (γ_D) باشد یعنی،

$$W = \frac{\gamma - \gamma_d}{\gamma_d}$$

از آنجا وزن واحد خشک خاک برابر است با

$$\gamma_d = \frac{\gamma}{1+W}$$

از این به بعد، در صد رطوبت (w) بصورت کسری از واحد (مثلاً w=۰/۲) بیان می‌شود.

از فرمولهای $e = \frac{V_v}{V_s} = \frac{n}{m}$ ، $\gamma_d = \frac{\gamma}{1+W}$ می‌توان تخلخل خاکهای طبیعی را که مهمترین مشخصه تراکم طبیعی آنهاست و نقش مهمی در مکانیک خاک (در پیش بینی نشست زیربنای پی‌ها و غیره) دارد تعیین نمود.

درصد پوکی **e** خاکها بین حدود وسیعی (تقریبا از **e=۰/۲** تا **e=۱/۵**) برای خاکهای معدنی و از **e=۲** تا **e=۱۲**برای خاکهای معدنی ـ آلی) تغییر می‌کند. برای خاکهایی که به قدر کافی متراکم شده است،**e<۱** می‌باشد، اگر **e>۱** باشد به این معنی است که خاک نسبتاً سست و تحکیم نیافته است، بطوری که بنای ساختمانهای مسکونی یا سازه‌های صنعتی بر آنها مستلزم کاربرد روشهای مخصوصی برای مقاوم نمودن مصنوعی آنهاست.

باید توجه نمود که رابطه‌ای دیگری بر مبنای درصد پوکی بدست می‌آید که باید تذکر داد:

$$e=\frac{n}{m} \quad \text{یا} \quad e=\frac{n}{1-n}$$

$$\mathbf{n+m=۱}$$

با حل این معادلات برحسب **n** و **m** داریم:

حجم حفره‌ها در واحد حجم خاک:

$$n=\frac{e}{2+e}$$

و حجم دانه‌های خاک

$$m=\frac{1}{1+e}$$

درجه اشباع (S_r) خاکها (یا، بر مبنای **BC&R**، درجه درصد رطوبت **W**) نسبت درصد رطوبت طبیعی خاک (**W**) به درصد رطوبت آن در حالت اشباع کامل ($W_{f.s}$) می‌باشد که متناظر با پر بودن حفره‌های خاک با آبست، یعنی:

$$S_r = \frac{W}{W_{f.s}}$$

در حالت پر بودن حفره‌ها با آب، درصد رطوبت برابر نسبت وزن آب در حفره‌ها ($\frac{e}{1+e}\gamma_s$) می‌باشد یعنی:

$$W_{f.s} = \frac{\frac{e}{1+e}W_w}{\frac{1}{1+e}\gamma_s} = \frac{e.\gamma_w}{\gamma_s}$$

با جایگزینی این مقدار از $W_{f.s}$ در رابطه زیر برای درصد اشباع بدست می‌آید:

$$S_r = \frac{W.\gamma_s}{e.\gamma_w}$$

چنانچه وزن واحد آب برابر $\gamma_w = 1\,{}^{gf}\!/_{cm^3}$ فرض شود از رابطه $W_{f.s} = \frac{\frac{e}{1+e}W_w}{\frac{1}{1+e}\gamma_s} = \frac{e.\gamma_w}{\gamma_s}$ رابطه جدیدی برای درصد پوکی خاکهای کاملا اشباع شده بدست می‌آید:

$$e = W_{f.s} \cdot \gamma_s$$

یعنی، درصد پوکی یک نمونه خاک کاملا اشباع شده، حاصلضرب درصد رطوبت و وزن مخصوص دانه‌ها می‌باشد.

درجه اشباع خاکهای رسی طبیعی حدود واحد است. هر چند، در بسیاری حالات اندکی از واحد کمتر است و این به علت وجود حبابهای هوا در آب است که تاثیر قابل ملاحظه‌ای بر تراکم‌پذیری آب منفذی دارد. به منظور در نظر گرفتن تراکم پذیری آب منفذی، درجه اشباع باید با دقت زیادی (تا ۰/۱ درصد) تعیین گردد.

بر مبنای طبقه بندی **BC&R** خاکهای ناچسبنده (سست) به گروه‌های زیر تقسیم می‌شود:

۰/۵ $S_{r\leq}$ کم رطوبت (نمناک)

۰/۵ $\leq S_r \leq$ ۰/۸ مرطوب

۰/۸ $\geq S_r$ اشباع شده

خاک با اشباع ناکامل ($S_r \leq 1$) یک سیستم سه بخشی دانه‌ای است که مرکب از دانه‌های جامد کانی‌ها، آب و گازها می‌باشد؛ در اشباع کامل ($S_r =$ ۱)، خاکهای تحکیم نیافته (که در اکثر حالات در زیر سطح آب زیر زمینی قرار دارد): مانند ماسه‌ها، کلوخه‌های ماسه‌ای، سیلتها، رس‌ها

و لوم‌های سست، به علت وجود آب آزاد و پیوسته (از نظر هیدرولیکی) در حفره‌های آنها، طبقه مخصوصی از خاکهای دو فازی را تشکیل می‌دهد، که بنام توده خاکی، تئوری تحکیم یا زهکشی، برای این نوع خاکهای کاملا قابل کاربرد است.

بعداً تذکر داده خواهد شد که در خاکهایی که در زیر سطح آب زیر زمینی (یا در حالت توده خاکی) قرار گرفته است، شبکه جامد خاک تحت تاثیر نیرویی بالاتر از جانب آب بطرف بالا می‌باشد.

با توجه به وزن دانه‌های جامد خاک در آب ($\gamma_s - \gamma_w$) و حجم آنها ($\frac{1}{1+e}$) در یک واحد حجم خاک، رابطه زیر را برای وزن واحد خاک ـ که به علت وزن آب جابجا شده سبک‌تر شده ـ بدست می‌آوریم:

$$\gamma' = \frac{\gamma_s - \gamma_w}{1+e} = (\gamma_s - \gamma_w)(1-n)$$

شاخص‌های طبقه بندی خاکها

این شاخ‌ها بمنظور طبقه بندی خاکها بکار می‌رود تا بر اساس آنها بتوان رفتار کلی خاکها را در زیر سازه‌ها پیش‌بینی نمود، و فشارهای استاندارد وارد بر زیربنای آنها (بمنظور تخمین اولیه ابعاد پی‌ها) را انتخاب نموده و در بعضی حالات نیز کارآیی بعضی از راه‌حلهای تئوری مکانیک خاک (تئوری اجسام سست، تئوری تحکیم، تئوری خزش و غیره) را در محاسبات عملی ارزیابی نمود.

شاخص‌های طبقه‌بندی خاکها شامل وضعیت نسبی ترکیب فازهای خاک (توزیع اندازه دانه‌ها و ترکیب کانی‌شناسی، درصد رطوبت، و درصد گاز) و مشخصات حالت فیزیکی آنها (دانسیته برای خاکهای ماسه‌ای و وضعیت قوام خاکهای رسی) می‌باشد . مشخصه‌های اخیر از لحاظ معینی به صورت مشروط می‌باشد و به کمک کاربرد پاره‌ای اصلاحات استاندارد (مثلاً از **BC&R**) روش غیر مستقیمی را در تعیین تقریبی شاخص‌های محاسبه‌ای خواص مکانیکی خاکها ارائه می‌دهد.

توزیع اندازه دانه‌ها در مورد خاکهای ماسه‌ای و پاره سنگی، که طبقه‌بندی خاکها براساس آن صورت می‌گیرد در بخش ۲ـ۱ توضیح داده شده است.

در مورد خاکهای رسی، هر چند توزیع اندازه دانه‌ها بطور کلی از اهمیت درجه اول برخوردار نیست، اما درصد کمّی ذرات ریز نازک‌ترین آنها (مثلاً ورقه‌های مسطح یا ذرات تک کانی نازک سوزنی شکل به اندازه اقلاً ۰/۰۰۵ میلیمتر) و آنچه که مهمتر است حدود درصد رطوبت که در آن حدود خاک به حالت خمیر مانند باقی می‌ماند در طریقه بندی خاک دارای اهمیت درجه اول است.

درصد کمّی ذرات رسی در خاک از آنالیزهای مخصوص آزمایشگاهی به کمک روشهایی که معمولاً در مباحث خاکشناسی توضیح داده می‌شود تعیین می‌گردد. حدود درصد رطوبت را که در آن خاک به حالت خمیر مانند باقی می‌مان می‌توان با تست ساده‌ای بدست آورد. این حدود بوسیله شاخص خمیری مانندی I_p که برابر تفاوت بین دو مقدار روزنی رطوبت، بر حسب درصد، و از مشخصه‌های خاکهای رسی است مشخص می‌شود: این دو حد عبارتست از حد روانی W_1 و حد خمیر مانندی (با قابلیت رشته شدن) W_p.

$$I_p = W_1 - W_2$$

حد روانی، W_1 کمترین درصد رطوبتی است که خمیر خاک با آن درصد رطوبت به حالت روانی می‌رسد. این درصد رطوبت بوسیله یک تست استاندارد به این ترتیب بدست می‌آید که درصد رطوبت مقداری از خمیر خاک (خاکی که با خیس شده است) که مخروط استاندار نفوذسنج (بر طبق استانداردهای **USSR** به وزن **gf** ۷۶ و زاویه راس ۳۰ درجه) بتواند در اثر وزنش دقیقاً ۱۰ میلیمتر در آن نفوذ کند، تعیین می‌گردد.

حد خمیر مانندی (قابلیت رشته‌شدن)، کمترین درصد رطوبتی است که در آن مقدار رطوبت خمیر خاک هنوز به حالت خمیری باقی می‌ماند. این مقدار تقریباً برابر درصد رطوبت رشته‌ای از خمیر آن خاکست که بر اثر مالش روی یک صفحه شیشه‌ای خمیر مانندی از بیش برود، یعنی هنگامیکه رشته‌های به قطر ۳ میلیمتر در ضمن مالش خشک شده و شکافدار گردد، آنگاه قطعاتی

از این نمونه خاک که خمیر مانندیش از بین رفته است را جمع آوری نموده و توزین می‌کنند و بعد از خشک شدن نمونه نیز مجدداً توزین شده و درصد رطوبت آن (W_p) محاسبه می‌گردد.

با ادامه دادن بیشتر تستها، کوچکترین قطر رشته‌ای که در اثر مالش نمونه خاک تشکیل می‌شود بدست می‌آید. همانطور که بوسیله تجربیات نشان داده شده است، این کمترین قطر رشته‌ها برای خاکهای گوناگون متفاوت بوده و مربوط به درصد وزنی معینی از ذرات رس در خاک می‌باشد.

گرچه تعیین حدهای خمیر مانندی و روانی نسبتاً ابتدائی و شرطی است (این روش باری اولین بار توسط پروفسور **Atterberg** سوئدی در ۱۹۱۱ پیشنهاد شده است) با وجود این در مقایسه با درصد رطوبت طبیعی خاکها این حدود می‌تواند حالت فیزیکی خاکهای رسی را نشان دهد و بوسیله استاندارد **BC&R**توصیه می‌شود.

براساس مطالعات متعدد تحقیقی و با در نظر گرفتن آنچه که در بالا در مورد حدود مشخصه درصد رطوبت خاکهای رسی بیان شد، روش ساده طبقه‌بندی زیر را می‌توان در هدفهای اجرائی با توجه به اندازه دانهٔا توصیه نمود.

جدول ۱ـ۱ طبقه بندی ساده خاکها

نوع خاک	مشخصه‌های خمیر مانندی $I_p = W_l - W_p$	مقدار درصد وزنی ذرات رسی(٪)

	شاخص خمیری مانندی	قطر رشته خاک mm	
رس	>۱۷	<۱	>۳۰
خاک کلوخه‌ای	۱۷ـ۷	۱ـ۳	۳۰ـ۱۰
کلوخه ماسه‌ای	<۷	>۳	۱۰ـ۳
ماسه	غیر خمیر مانند	قابل رشته شدن نیست	<۳

دانسیته خاکهای سست، که در پیش بینی چگونگی رفتار خاک بعنوان زیر بنای سازه‌ها در درجه اول اهمیت است به سادگی قابل تعیین نیست، و بنابراین تستهای مخصوصی لازم دارد، که یا در آزمایشگاه (بوسیله تعیین درصد پوکی و شاخص دانسیته نمونه‌هایی که از سوناژ یا از گودال‌های خاکبرداری بدست می‌آید) و یا در محل (بوسیله سونداژ استاتیک یا دینامیک که در خاک محل مورد نظر مورد نظر صورت می‌گیرد) اجرا می‌شود.

در مورد ماسه‌های خالص (غیر میکائی)، کافی است که درصد پوکی آنها [در مورد نمونه‌هایی با ساخت طبیعی بوسیله تعیین γ, W, γ_s (و یا G_s ـ م) و با کاربرد فرمولهای ۱ـ۲ و

۱ـ۳] تعیین شده و مقدار آن با ارقام استاندار (مانند آنچه که در جدول ۱ـ۲ آمده است.) مقایسه گردد، تا بتوان بر مبانی آن گروه خاک را از نظر دانسیته تعیین نمود.

جدول ۱ـ۲ ارقام استاندار دانسیته ماسه‌ها

نوع ماسه	متراکم	نیمه متراکم	سست
	درصد پوکی		
ماسه‌های دانه درشت و دانه متوسط و شنی	<۰/۵۵	۰/۵۵ ـ ۰/۷	>۰/۷
ماسه‌های دانه ریز	<۰/٦	۰/٦ ـ ۰/۷۵	>۰/۷۵
ماسه‌های غباری (سیلت)	<۰/٦	۰/٦ ـ ۰/۸	>۰/۸

مشخصه عمومی دانسیته خاکهای ماسه‌ای با هر گونه ترکیب کانی‌شناسی آنها، شاخص دانسیته آنها می‌باشد که از فرمول

$$I_D = \frac{e_{\max} - e}{e_{\max} - e_{\min}}$$

بدست می‌آید.

در این رابطه $e_{\max}$ درصد پوکی خاک ماسه‌ای در سست‌ترین حالت، که در سست‌ترین نمونه خاک تعیین می‌گردد (بمنظور تأمین سست‌ترین حالت مثلاً می‌توان خاک خشک را بدقت در یک طرف مدرج ریخت) **e**، درصد پوکی خاک در حالت طبیعی [بوسیله روابط ۱ـ۲ و ۱ـ۳ و ارقام وزن واحد حجم (γ)، درصد رطوبت (**w**) و وزن مخصوص (G_s) محاسبه می‌شود] و $e_{\max}$، درصد پوکی خاک در متراکم‌ترین حالت (که در نمونه‌ای از خاک که بوسیله ارتعاش با ضربات مکرر تا مینیمم حجم متراکم شده تعیین می‌شود). بر اساس این مشخص:

$I_{D\leq}\frac{1}{3}$ خاک سست

$\frac{2}{3}$ تا $I_D=\frac{1}{3}$ خاک متوسط

۱ تا $I_D=\frac{2}{3}$ خاک متراکم

مقاومت در نظر گرفته شده در محاسبات اولیه طرح زیربنای ماسه‌ای برحسب دانسیته، درصد اشباع، نوع ترکیب ماسه در استاندار **BC&R** مشخص شده است.

د بعضی ماسه‌ها که در زیر سطح آب زیرزمینی قرار گرفته است، تعیین مشخصات دانسیته (درصد پوکی و شاخص دانسیته I_D) بر اساس نمونه‌هایی با ساخت طبیعی مواجه با مشکلاتی می‌شود و در پاره‌ای موارد به علت عدم امکان نمونه‌گیری از ساخت طبیعی تخریب نشده، تعیین این

مشخصات میسر نیست. در چنین مواردی و بویژه هنگامی که مشخصات تراکم نسبی لایه‌های مختلف خاک باید تعیین گردد، روشهای سونداژ در محل، کاربرد بیشتری پیدا می‌کند.

در حال حاضر، دو روش در سونداژ خاک وجود دارد، که عبارتست از: روش دینامیکی و روش استاتیکی

استفاده از روش سونداژ دینامیکی بوسیله یک نمونه‌گیر استاندارد، تقطیر خارجی ۵۱ میلیمتر کاربرد گسترده‌ای پیدا کرده است. لوله نمونه‌گیر بوسیله ضربات چکشی (با وزن ٦٣/٥ کیلوگرم نیرو) که بطور آزاد از ارتفاع ۷۱ سانتیمتر بطور قائم روی نمونه‌گیر سقوط می‌کند تا عمق ۳۰ سانتیمتر داخل خاک رانده می‌شود (از نفوذ ۱۵ تا ٤٥ سانتیمتری). در ضمن تست، تعداد ضربات لازم برای راندن لوله نمونه‌گیر به عمق مورد نظر ثبت می‌شود. هر چه خاک متراکم‌تر باشد، تعداد ضربات لازم بیشتر خواهد بود.

جدول ۱ـ۳ ارقام معمولی و تعمیم یافته تعداد ضربه‌های **N** را که برای نفوذ ۳۰ سانتیمتری نمونه‌گیر ضروری است بر حسب شاخص دانسیته (I_D) خاکهای ماسه‌ای نشان می دهد.

روش دوم سونداژ، که موثرتر بوده و برای خاکهای در زیر سازه‌ها در شرایط تراکم طبیعی مناسب‌تر است، روش سونداژ استاتیک به کمک مخروط استاندارد می‌باشد (این مخروط ٣٦ میلیمتر قطر و سطح قاعده‌ای به مساحت ۱۰۰ سانتیمتر مربع و زاویه راس ٦٠ درجه دارد.)

نفوذ مخروط به درون خاک توسط وسیله مخصوصی صورت می‌گیرد و یک دستگاه اندازه‌گیری مقاومت نهایی خاک را در برابر فشار دادن مخروط نشان می‌دهد، ارقام بدست آمده از این تست در تخمین شاخص دانسیته ماسه‌ها و میزان قوام رس‌ها بکار می‌رود.

ارقام معمولی و تعمیم یافته مربوط به سونداژ استاتیک خاکهای ماسه‌ای در جدول ۱ـ٤ دیده می‌شود.

جدول ۱ـ۳ ارقام مربوط به حفاری دینامتیک با لوله نمونه‌گیری

تعداد ضربه N	شاخص دانسیته I_D	گروه خاکهای ماسه‌ای
۱ـ٤	۰/۲	بسیار سست
۵ـ۹	۰/۲ ـ ۰/۳۳	سست
۱۰ـ۲۹	۰/۳۳ـ۰/٦٦	متوسط تا متراکم
۳۰ـ۵۰	۰/٦٦ـ۱	بسیار متراکم
> ۵۰	۱	

جدول ۱ـ٤ مقاومت نهایی خاکها در برابر فشار مخروط، بر حسب kgf/cm^3 در سونداژ استاتیک

عمق سونداژ m	دانه درشت		دانه متوسط		دانه ریز	
	متراکم	نیمه متراکم	متراکم	نیمه متراکم	متراکم	نیمه متراکم
۵	۱۵۰	۱۵۰ـ۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰ـ۶۰	۶۰	۶۰ـ۳۰
۱۰	۲۲۰	۲۲۰ـ۱۵۰	۱۵۰	۱۵۰ـ۹۰	۹۰	۹۰ـ٤۰

باید تذکر داده شود که ارقام داده شده در جدول ۱ـ٤ فقط شاخص‌های نسبی می‌باشد، زیرا مقاومت در برابر تراکم نه فقط بستگی دانسیته دارد، بلکه بستگی به خواص ساختمانی خاکها نیز دارد.

دانسیته خاکهای ماسه‌ای را می‌توان بوسیله روش تمرکز دادن تابش اشعه گاما بوسیله یک دستگاه رادیواکتیو بدست آورد، که بهر حال خارج از بحث این کتاب است.

قوام خاکهای رسی. میزان سفتی و نرمی خاکهای رسی بر مبنای وضعیت قوام آنها تعیین می‌گردد، که عبارتست از غلظتی از خاک (و تا حد معینی، لزجی از خاک) که بتواند خاک را در برابر تغییر

شکل خمیر مانندی مقاوم نماید و این مقدار بستگی به نسبت بین ذرات جامد و مقدار آب در خاک و نیروهای متقابل بین ذرات جامد دارد.

میزان قوام را میتوان بصورت قوام نسبی **B** (بر طبق استاندارد **BC&R**) یا شاخص روانی I_L (بر مبنای طبقه بندی بین المللی) مشخص نمود که کمیت اخیر از رابطه زیر بدست می‌آید.

$$I_L = \frac{W - W_p}{W_1 - W_p}$$

بر طبق **BC&R** وضعیت‌های مختلف قوام رسها در رابطه با مقدار I_L بشرح زیر قابل طبقه بندی می‌باشد:

سخت I_L <۰

نیمه سخت ۰/۲۵ ـ ۰ = I_L

خمیر مانند سفت ۰/۵ ـ ۰/۲۵= I_L

خمیر مانند نرم ۱ ـ ۰/۷۵= I_L

روان ۱ ≤ I_L

قوام خاکهای رسی را همچنین می‌توان بوسیله ارقام حاصل از سونداژ استاتیک (یعنی بر حسب مقاومتشان در برابر نفوذ مخروط) تعیین نمود، نتایج حاصل از این روش گاهی قابل قبول‌تر از نتایج حاصل از حدهای رو این و خمیر مانندی، یعنی W_1 و W_P می‌باشد.

بعضی از ارقام تقریبی بیان کننده مقاومت خاکهای رسی در برابر سونداژ استاتیک (نفوذ مخروط استاندار ۳۶ میلیمتری، با مساحت مقطع ۱۰ سانتیمتر مربع و زاویه راس ۶۰ درجه) در جدول ۱ـ۵ نشان داده شده است.

جدول ۱ـ۵ وضعیت قوام خاکهای رسی حال از سنداژ استاتیک

مقاومت خاک در برابر استاندار kgf/cm^3	توصیف وضعیت فیزیکی خاک
>۱۰۰	سخت
۵۰ تا ۱۰۰	نیمه سخت
۲۰ تا ۵۰	خمیر مانند سفت
۱۰ تا ۲۰	خمیر مانند نرم
<۱۰	خمیر مانند روان

مشخصات قوام خاکهای رسی در شناسائی عمومی آنها اهمیتی کمتر از شاخص دانسیته در خاکهای ماسه‌ای ندارد زیرا مقدار آنها در تخصیص مقاومت خاک در طرح زیربنای ساختمانها

(بمنظور تعیین مقدماتی ابعاد پی‌ها و در مورد ساختمانهای درجه ۳ و ٤ـ بمنظور طرح نهائی آنها) بکار می‌رود. بنابراین، بعنوان نمونه، در مرود ماسه‌های متراکم دانه ریز با درصد رطوبت ناچیز، مقاومت طرح (فشار استاندار) برابر ۳ کیلوگرم نیرو بر سانتیمتر مربع و برای ماسه‌های با تراکم متوسط این مقاومت برابر ۲ کیلوگرم نیرو بر سانتیمتر مربع و در حالت اشباع کامل ۱/۵ کیلوگرم نیرو بر سانتیمتر مربع می‌باشد. بطور مشابهی در مورد درسهای با وضعیت قوام سخت، با درصد پوکی $e \leq ۰/۵$، فشار استاندارد ٦ کیلوگرم نیرو سانتیمتر مربع می‌باشد، در حالیکه برای همان نوع رس، اما با $e \geq ۱/۱$ و تقریبا در حد روانی، فقط یک کیلوگرم نیرو بر سانتیمتر مربع خواهد بود.

بعلاوه همچنانکه در فصول بعد نشان داده خواهد شد، وضعیت قوام خاکهای رسی در تعیین میزان کارآیی عملی بعضی از تئوریهای طراحی اهمیت ویژه‌ای دارد، این تئوریها عبارتست از تئوری توده‌های پیوسته تک فاز با تغییر شکلهایی از نوع الاستیسیته، پلاستیسیته، سیلان لزجتی، و تئوری تحکیم با زهکشی، تئوری خزش ذاتی خاک و غیره.

مشخصه‌های خواص فیزیکی خاکهای فرو نشستی با ساخت ناپایدار

در میان انواع بسیار خاکها که مهندسی راه و ساختمان با آنها مواجه است خاکهایی که از نظر ساختمانی نشستی ناپایدار دارد مشکلات مخصوصی را به وجود می‌آورد. به این علت که ممکن است ساخت آنها در شرایط معمولی به علت تاثیر بعضی اثرات فیزیکی اضافی تغییر یابد، این

اثرات ممکن است اساسا موجب نامرغوبتر کردن خواص فیزیکی و افزایش نشست و نیز کاهش ظرفیت باربری آنها و غیره گردد.

نشست کلی این نوع خاکها هنگامیکه ساختشان تخریب می‌گردد ممکن است به این علت باشد که این نوع خاکها غالبا در شرایط طبیعی به حالت زیر تراکم قرار دارد خاکهایی از این نوع شامل لس و خاکهای یخ زده می‌باشد

خاکهای زیر تراکم

شرایط تشکیل انواع جداگانه خاکها ممکن است آنچنان باشد که عملکرد وزن آنها و وزن لایه‌های بالایی آنها تحکیم کاملی در آنها ایجاد ننماید و این بعلت تشکیل پیوندهای ساختمانی جدید می‌باشد، به عنوان مثال تشکیل غشاءهای کلوئیدی محکم و سیمانی شدن ذرات با نمکهای اضافی در خاکهای لس، سیمانی شدن ذرات با یخ موجود در خاکهای یخ زده و غیره از این قبیل است.

خاکهایی که در شرایط تحکیم ناکامل در آنها پیوندهای ساختمانی جدید تشکیل گردیده است بطوریکه از تحکیم بیشتر آنها جلوگیری شده است در گروه زیر تراکم تقسیم بندی می‌شود چنین خاکهایی در اثر عوامل اضافی معینی ممکن است از نظر ساختمانی ناپایدار شده و در حین تخریب پیوندهای ساختمانی آنها که قبلا تشکیل شده است به تراکم بیشتری برسد؛

که این فرایند موجب نشست مهم دیگری در آنها می‌گردد.

خاکهایی که از نظر ساختمانی ناپایدار بوده و حالت زیر تراکم دارد، ممکن است به علت تغییر سریع ساخت آنها نشستی در آنها رخ دهد که معمولا با خروج سیال خمیر مانند ـ که بطور فرعی در اثر عملکرد بار موضعی حاصل شده ـ همراه است این نوع نشست سریع به نام فرونشست (**subsidence**) نامیده می‌شود، و خاکهایی که چنین خواص دارد در گروه خاکهای فرونشستی طبقه بندی می‌شود بعضی از چنین خاکهایی عبارتست است از لس‌ها (که انباشته‌های آنها غالبا در نواحی نزدیک صحراها یافت می‌شود).

هنگامیکه در ضمن وجود بار بر آنها مرطوب شود، خاکهای یخ زده و یخ خاکها هنگام ذوب شدن یخ‌ها، و نیز سیلتهای آلی ـ معدنی تحت اثر بارگذاری سریع، یعنی هنگامیکه سرعت نسبی تشکیل پیوندهای جدید آبی ـ کلوئیدی کمتر از سرعت نسبی تخریب پیوندهای موجود می‌باشد، بالاخره ماسه‌های سست و ضعیف که تحت اثر ارتعاش قرار گیرد که این عمل موجب ایجاد فشار هیدرودینامیک و کاهش اساسی اصطکاک در نقاط تماس بین دانه‌ها می‌گردد.

مشخصه مهم خواص فیزیکی و مکانیکی خاکهای رسی که از نظر ساخت ناپایدار است مقاومت ساختمانی آنها و تغییرات آن در اثر عملکرد عوامل خارجی (مرطوب شدن، ذوب شدن یخ در آنها، ارتعاش و غیره) می‌باشد که موجب نشست خاک در اثر بار می‌گردد فرونشست خاکها را می‌توان معمولا بصورت فرونشست نسبی از رابطه زیر بدست آورد

$$\varepsilon_s = \frac{h_p - h'_p}{h_p}$$

که در آن h_p، ضخامت نمونه خاک با ساخت تخریب نشده (که بدون امکان اتساع جانبی در فشار **p** برابر فشار حاصل از بار خارجی و وزن طبقات بالایی خاک تست می‌گردد)، h'_p، ضخامت همان نمونه بعد از عملکرد نیروی **p** بعد از اینکه تحت تاثیر عامل زایل کننده مقاومت ساختمانی‌اش قرار گرفت (مرطوب شدن خاکهای لس، ذوب شدن خاکهای یخ زده و غیره) می‌باشد.

خاکهای که از نظر ساخت ناپایدار است و فرونشست نسبی آنها $\varepsilon_s \geq 0/02$ می‌باشد از گروه خاکهای فرونشستی می‌باشد.

فرمول فوق را می‌توان بصورت زیر نوشت:

$$\varepsilon_s = \frac{\Delta h_p}{h_p}$$

همانطور که با تجربه نشان داده شده است، مقدار فرونشست نسبی ε_s ثابت نمی‌ماند بلکه با افزایش فشار خارجی افزایش می‌یابد.

بر مبنای نتایج تجربیاتی که توسط **A.A.Mustafayev** انجام شده است، (با تغییرات زیاد فشارهای خارجی تا ۵ـ٤ kgf/cm^2 و بیشتر)، ارتباط فرونشست نسبی با فشار خارجی بصورت منحنی بوده است.

بهر حال، در اثر فشارهایی که بسیار زیاد نباشد (عملا تا ۲ تا ۲/۵ kgf/cm^2 در خاکهای سست در حین مرطوب شدن و ۲/۵ تا ٤ kgf/cm^2 در خاکهای یخی و یخ خاکها در حین ذوب شدن یخ) با استفاده از نتایج تجربیات مفصل مولف و تجزیه و تحلیل آماری آنها نشان داده شده است.

تغییر شکل نسبی در حین فرونشست (یعنی فرونشست ε_s) را میتوان با دقت کافی بصورت تابع درجه اول کاملی از فشار نرمال بیان نمود، یعنی $\varepsilon_s = A_0 + a_0 P$ که در آن A_0 پارامتر اولیه رابطه خطی $\varepsilon_s = f(p)$ می‌باشد که نام ضریب فرونشست برای خاکهای لس یا ذوب یخ در مورد خاکهای یخ زده و یخ خاکها نامیده می‌شود و a_0 ، ضریب زاویه خط مستقیمی است که مشخصه فشردگی پذیری نسبی خاکها در ضمن فرونشست می‌باشد.

فرمول $\varepsilon_s = A_0 + a_0 P$ بعنوان اساس محاسبات فرونشست خاکهای سست و خاکهای یخ زده بکار می‌رود.

منابع:

مکانیک خاک، مترجم: شاپور طاهونی، انتشارات دانشگاه تهران.