

Ingeniería Geológica Ingeniería Petrológica

Este libro,
en tus manos de estudiante,
es instrumento de trabajo
para construir tu educación.
Cúidalo,
para que sirva también
a los compañeros que te sigan.

Revisión y adaptación: Ing. Rafael Guardado Lacaba
Edición: Juana M. Pedroso
Diseño: Luis Soteras González-Nuevo
Corrección: Mercedes Alonso
Milagros Puente

© Ministerio de Educación Superior. 1982

EDITORIAL PUEBLO Y EDUCACIÓN
Ave. 3ra. A No. 4605, entre 46 y 60,
Playa, Ciudad de La Habana.

Prólogo

Por lo general el estudio geológico en nuestro país está dirigido a resolver en la práctica dos tareas fundamentales:

1. Determinar las manifestaciones, el cálculo de reservas, valoración y explotación de los distintos yacimientos de minerales útiles.
2. El estudio y valoración del medio geológico para la construcción de los distintos tipos de obras ingenieriles.

La ingeniería geológica es una ciencia que se relaciona con esos dos problemas, fundamentalmente con el segundo.

La primera parte de los cursos de Ingeniería Geológica es la Ingeniería Petrológica. En ella se representa la naturaleza de las propiedades físico-mecánicas de las rocas, es decir, de todos aquellos procesos que condicionan su estado físico, la relación con el agua y las particularidades de la solidez y deformación.

Para estudiar la naturaleza de estas propiedades y las leyes que rigen sus variaciones se analizan las influencias de su formación, condiciones de yacencia, composición, estado (estructura y textura), agrietamiento, meteorización, estado tensional y otros factores. Dentro de las tareas de la Ingeniería Petrológica, también está el pronóstico de las variaciones de las propiedades de las rocas bajo la influencia de los distintos tipos de obras ingenieriles: el mejoramiento artificial de las propiedades de las rocas y los métodos del estudio ingeniero-geológico.

Por consiguiente, la Ingeniería Petrológica es una parte especial de las ciencias de las rocas. Históricamente nos hemos encontrado varios nombres: Ciencia de los Suelos, *Gruntovedenie*, Geotécnica, etc. Sin embargo, consideramos estos términos erróneos y estimamos correcto llamarla Ingeniería Petrológica. Esta disciplina guarda una estrecha relación con el grupo de ciencias que conforman la geología, pero además se relaciona con la física, la química, la mecánica, la minería y la construcción.

Según la concepción de la Ingeniería Geológica el plan de estudios de la especialización del hidrogeólogo e ingeniero geólogo está apoyado por la Ingeniería Petrológica, la Ingeniería Geológica II o Ingeniería Geodinámica, la Ingeniería Geológica Especial (tercera parte). En la actualidad no se imparte la Ingeniería Geológica Regional por no tenerse un buen fondo de archivos y documentos en la Ingeniería Geológica Nacional.

El conocimiento de las propiedades físico-mecánicas de las rocas es necesario no sólo para resolver las distintas tareas de la construcción, sino para las investigaciones de geología general y otras ciencias relacionadas con la física de la tierra.

El libro está basado en las ideas expresadas en la obra Ingeniería Petro-lógica, del profesor soviético Dr. V. D. Lomtadze, publicada en 1970, y en las conferencias impartidas por la C. Dr. Ciencias Geológicas-Mineralógicas R. E. Dashko, en la Escuela de Ingeniería Geológica de la Universidad de Santiago de Cuba, en 1972 y en el curso de entrenamiento y estudio post-grado que recibió el compañero Rafael Guardado en el Instituto de Minas de Leningrado.

El contenido del libro parte del concepto acerca de la ingeniería petro-lógica. Hemos dividido el material en: estudio de las rocas duras y semiduras, estudio de las rocas friables cohesivas y no cohesivas, y análisis de las rocas que tienen composición, estado y propiedades especiales.

Los estudiantes podrán contar así con un libro de texto que les ayudará en su trabajo futuro.

Agradecemos a la compañera Martha Marzal Blanco, traductora del ISMN-Moa, la valiosa ayuda prestada en la traducción de este material. Deseamos que nos hagan llegar las opiniones y sugerencias.

INSTITUTO SUPERIOR MINERO-
METALURGICO DE MOA
LAS COLORADAS.
MOA. HOLGUIN.
DPTO. DE INGENIERIA GEOLOGICA
E HIDROGEOLOGIA.
FACULTAD DE GEOLOGIA Y
GEOFISICA

Índice

INTRODUCCIÓN	1
Capítulo 1. PRINCIPIOS FUNDAMENTALES DEL ESTUDIO Y CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS EN LA INGENIERÍA GEOLÓGICA	1
1.1 Las rocas como suelo	9
1.2 Clasificación de las rocas en la Ingeniería Geológica	12
1.3 Principios fundamentales de la clasificación ingeniero-geológica de las rocas	17
Capítulo 2. CARACTERÍSTICA Y VALORACIÓN INGENIERO-GEOLÓGICAS DE LAS ROCAS DURAS Y SEMIDURAS	24
2.1 Generalidades de los tipos genéticos de las rocas duras y semiduras	24
2.2 Influencia de las condiciones de yacencia de las rocas duras y semiduras en la valoración de las condiciones de construcción	28
2.3 Influencia de la composición, textura y estructura de las rocas duras y semiduras	30
2.4 Cálculo del estado tensional de las rocas duras y semiduras para su valoración ingeniero-geológica	37
2.5 Agrietamiento de las rocas duras y semiduras y su significación para realizar la valoración ingeniero-geológica	41
2.6 Influencia de la meteorización sobre las propiedades de las rocas duras y semiduras	51
Capítulo 3. PROPIEDADES FÍSICO-MECANICAS DE LAS ROCAS DURAS Y SEMIDURAS	56
3.1 Características generales	56
3.2 Propiedades físicas	59
3.3 Propiedades acuíferas	65
3.4 Propiedades mecánicas	69
3.5 Algunas particularidades del estudio de las propiedades físico-mecánicas de las rocas duras y semiduras	80
Capítulo 4. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LAS ROCAS FRIABLES COHESIVAS Y NO COHESIVAS	85
4.1 Tipos genéticos fundamentales de las rocas areno-arcillosas. Valoración	85
4.2 Tipos genéticos fundamentales	86
4.3 Característica químico coloidal de las rocas areno-arcillosas	98

4.4 Formación de las propiedades de las rocas areno-arcillosas	109
— características generales	
— variación diagenética de los sedimentos de origen subacuático	
— variación diagenética de los sedimentos de origen subaéreo	
— condiciones del desarrollo de la catagénesis de las rocas arenosas y arcillosas	
Capítulo 5. COMPOSICIÓN DE LAS ROCAS ARENO-ARCILLOSAS	122
5.1 Composición mineralógica	122
5.2 Composición granulométrica	135
Capítulo 6. AGUA Y AIRE EN LAS ROCAS ARENO-ARCILLOSAS	149
6.1 Distribución del agua en las rocas	149
6.2 Estructura del agua	150
6.3 Tipos de agua en las rocas	153
6.4 Aire y gases en las rocas areno-arcillosas	157
Capítulo 7. PROPIEDADES FÍSICO-MECANICAS DE LAS ROCAS ARENO-ARCILLOSAS	159
7.1 Propiedades físicas	159
7.2 Propiedades acuíferas	184
7.3 Propiedades mecánicas	207
Capítulo 8. CARACTERÍSTICAS Y VALORACIÓN INGENIERO-GEOLÓGICA DE LAS ROCAS DE LOS SEDIMENTOS CON COMPOSICIÓN, ESTADO Y PROPIEDADES ESPECIALES	257
8.1 Características generales	257
8.2 Características y valoración de los suelos limosos	257
8.3 Características y valoración ingeniero-geológica de las turbas y suelos pantanosos	259
8.4 Características y valoración ingeniero-geológica de las rocas salinas	265
8.5 Características y valoración ingeniero-geológica de los terraplenes y/o rocas antropogénicas	269
Capítulo 9. PROPIEDADES REOLÓGICAS DE LAS ROCAS	271
9.1 Propiedades reológicas	271
Capítulo 10. MÉTODOS DE MEJORAMIENTO ARTIFICIAL DE LAS ROCAS	286
10.1 Métodos de mejoramiento artificial de las propiedades de las rocas	286
10.2 Métodos de mejoramiento de las propiedades de las rocas duras y semiduras	286
10.3 Métodos de mejoramiento de las propiedades de las rocas friables no cohesivas	290
10.4 Métodos de mejoramiento con agregados granulométricos	291
10.5 Métodos de mejoramiento de las propiedades de las rocas blandas cohesivas	293
Simbología	297
Bibliografía	301

Introducción

La Ingeniería Geológica es una disciplina relativamente reciente, la cual comenzó a desarrollarse bajo la influencia de las demandas de la construcción moderna. Su existencia data desde algunas décadas; surgió y se desarrolló de la Geología, pero conjuntamente con esta tiene sus tareas específicas y sus metodologías de investigación.

La tarea fundamental de la Ingeniería Geológica es la valoración de las condiciones de construcción de cualquier tipo de obra, y la elaboración de recomendaciones para garantizar la estabilidad de las obras, así como, conocer las condiciones naturales para su normal explotación. Por consiguiente, el concepto de la Ingeniería Geológica puede formularse de la forma siguiente:

** La ingeniería geológica es la ciencia que se ocupa del estudio y valoración de las condiciones de construcción de diferentes obras, y además, del empleo racional del territorio, la realización de trabajos mineros en yacimientos, la adopción de medidas que garanticen la estabilidad y normal explotación de las obras, así como también del pronóstico de la posible variación de las condiciones geológicas naturales bajo su influencia.*

El primer académico soviético de la rama Ingeniería Geológica, F. P. Savarenski, la enunció de la forma siguiente:

** La Ingeniería Geológica es la rama de la Geología que trata de los problemas de la aplicación de esta última al trabajo de construcción ingenieril.¹*

Por consiguiente, la ingeniería geológica no puede representarse como una ciencia descriptiva. Al caracterizar los fenómenos estudiados y las propiedades de las rocas necesarias para la construcción, el ingeniero geólogo tiene que utilizar su valoración cuantitativa para hablar en el mismo idioma con los proyectistas.

¹ F.P. Savarenski, 1939.

Conjuntamente con eso, la no consideración de los datos geológicos, el no saber analizar y valorar correctamente el medio natural trae consigo investigaciones y medidas ingenieriles insuficientemente económicas y mal fundamentadas. Para construir una obra ingenieril, con frecuencia son peligrosas no sólo las condiciones geológicas desfavorables, sino también el poco conocimiento de estas condiciones, así como el no saber valorarlas desde el punto de vista de una u otra medida ingenieril. De esta forma, el especialista en la rama de la Ingeniería Geológica tiene que poseer amplios conocimientos, tanto de las ciencias geológicas, como de las ingenierías.

La ingeniería geológica es una ciencia compleja, la cual al resolver las tareas planteadas, utiliza diferentes métodos.

Para saber evitar los fenómenos geológicos es necesario conocer las causas y los factores que condicionan su surgimiento y desarrollo. Las rocas, como objeto de estudio de la ingeniería geológica, son cuerpos históricamente naturales, cuya naturaleza y propiedades están determinadas por sus condiciones de formación y por su posterior existencia. Como resultado de la construcción de cualquier tipo de obra, las condiciones de existencia de las rocas pueden someterse a bruscas alteraciones. Por ello, para evaluar correctamente las condiciones geológicas de construcción y hacer la correspondiente conclusión acerca de las variaciones, en la Ingeniería Geológica hay que emplear en primer lugar, los métodos del análisis histórico natural, es decir, el *método geológico*.

Sin embargo, como señalamos anteriormente, una característica solamente cualitativa del análisis y pronóstico de las condiciones de construcción es insuficiente. Las rocas tienen que ser caracterizadas conjuntamente con los índices cuantitativos, sin los cuales es imposible la valoración cuantitativa de uno u otro fenómeno. Por esto, tiene gran importancia el método experimental. Sin el estudio de las rocas en el campo y el laboratorio, sin las investigaciones correspondientes de ellas, cuando no hay investigaciones estacionarias, es imposible hacer una correcta valoración ingeniero-geológica de las condiciones de construcción.

Basado en el método experimental de las características cuantitativas de las propiedades de las rocas y la posibilidad de pronosticar uno u otro fenómeno, el ingeniero geólogo tiene que fundamentar la estabilidad de la obra proyectada, y someterla a cálculos. Por eso, en la Ingeniería Geológica se utiliza ampliamente el *método de cálculo teórico*. Como ejemplo de dichos cálculos puede servir la determinación de la magnitud del asentamiento de la obra superficial; el cálculo de estabilidad de los taludes, deslizamientos, velocidad de destrucción de las costas, de los embalses; valoración de los sieles, de las canteras y excavaciones mineras subterráneas.

Al aplicar ese método hay que utilizar frecuentemente la idealización de las condiciones, simplificación del esquema de trabajo

de las rocas, lo cual en una serie de casos de construcciones de obras grandes e importantes son muy necesarias. Por eso, cuando las condiciones naturales son bastante complejas y las obras son muy importantes, se recurre al método de modelaje. La construcción de un método lógico o sustancial, se realiza partiendo de determinados principios, los más importantes son: la escala, la semejanza del modelo con el objetivo natural, y la fundamentación estadística. Por medio del estudio de dichos modelos se obtienen características cuantitativas y también cualitativas de los fenómenos y procesos pronosticados.

La construcción y explotación del objetivo proyectado es la etapa más importante, al conocer la precisión ingeniero-geológica de las conclusiones y pronósticos efectuados. La alteración de las condiciones naturales y el comportamiento de las obras en estas condiciones tienen que ser la acumulación de hechos reales, los cuales son necesarios utilizar durante la construcción de un objetivo análogo en condiciones ingeniero-geológicas semejantes. Por consiguiente, es extremadamente importante en la Ingeniería Geológica el método de las analogías, el cual actualmente se encuentra en etapa de desarrollo.

Para que el ingeniero geólogo pueda utilizar bien todos los métodos anteriormente mencionados en sus trabajos posteriores, este tiene que conocer y dominar bastante una serie de asignaturas, algunas veces sin ninguna relación unas con otras.

La base fundamental de la Ingeniería Geológica son todas las partes en que se divide la Geología. Sin tener conocimientos de Geología general y de Geología estructural, Petrografía, Mineralogía, Sedimentología, Geología histórica y Geomorfología es prácticamente imposible indicar y realizar racional y correctamente, las investigaciones ingeniero-geológicas. Sin embargo, tienen que existir determinadas diferencias entre el estudio petrográfico e ingeniero-geológico de las rocas; entre las características y el análisis de los procesos geológicos ocurridos en la Ingeniería Geológica y la Geología dinámica.

Como las ciencias geológicas se desarrollan fundamentalmente bajo la influencia de demandas prácticas relacionadas con la búsqueda y exploración de minerales, su propagación para resolver las tareas ingeniero-geológicas es evidentemente insuficiente.

Los objetivos y tareas de la ingeniería geológica se diferencian bastante de las tareas de otras ramas de la Geología. La ingeniería geológica utiliza totalmente los conceptos fundamentales de la petrografía y mineralogía. Esa estrecha relación entre ellos se explica porque las propiedades de las rocas se determinan por un conjunto de factores, fundamentalmente la composición mineralógica y las particularidades de la estructura y textura de las rocas desde el punto de vista petrográfico.

La ingeniería geológica, también está estrechamente relacionada con la ciencia de las aguas subterráneas, la *hidrogeología*. El agua entra como una parte componente e imprescindible en la mayoría de las rocas y ejerce una influencia destructiva sobre ellas. Por el predominio de la presión hidrodinámica del flujo subterráneo, surgen y se desarrollan diversos procesos que generalmente producen catastróficas consecuencias.

El agua, con frecuencia, forma a la roca y también la destruye. Es totalmente comprensible ver como la ingeniería geológica está estrechamente relacionada con la hidrogeología; al estudiar las diferentes formas en que se encuentra el agua en las rocas, y sus condiciones de yacencia y movimiento; a menudo en sus conclusiones y pronósticos, se apoya en las principales leyes hidrogeológicas.

Para una comprensión más completa de las propiedades de las rocas, del pronóstico de la alteración de estas propiedades, así como también, con el objetivo de regular y mejorar artificialmente las propiedades es necesario conocer una serie de disciplinas, tales como la química, físico-química y la química coloidal. Son muy importantes los conceptos físico-químicos y químicos coloidales durante el estudio y caracterización de las rocas arenó-arcillosas. El conocimiento de la naturaleza de las fuerzas superficiales, de la capacidad de absorción, de que ocurran fenómenos osmóticos y de difusión en sistemas dispersos, ayudan mucho a conocer la compleja naturaleza de las propiedades de las rocas dispersas, así como, a prever el comportamiento de unas y otras rocas en condiciones concretas.

La ingeniería geológica, para resolver las tareas a ella planteadas, utiliza ampliamente los conceptos y logros de una serie de ciencias ingeniero-técnicas, y principalmente de la mecánica de las rocas y suelos, los cuales son parte de la mecánica de construcción. Y esta a la vez se basa en las situaciones principales de la mecánica, en cuanto a la teoría de la elasticidad y resistencia de materiales, es decir, con el grupo de ciencias que están compactadas bajo una misma denominación "mecánica". El ingeniero geólogo tiene que dominar las situaciones teóricas y metodológicas de la Mecánica de Suelos y de la Mecánica de Rocas, pues sin el conocimiento de estas disciplinas es imposible hacer el pronóstico cuantitativo y la valoración de los fenómenos geológicos, así como de la correcta comprensión del trabajo de una u otra obra en el medio geológico concreto.

Conjuntamente con esto, el ingeniero geólogo tiene que conocer perfectamente las particularidades de construcción de aquellas obras mediante las cuales se proyectan y realizan unas u otras investigaciones ingeniero-geológicas. Los diferentes tipos de presas, obras de derivación y sus particularidades de construcción, tipos de fundamentos de obras civiles e industriales, de viales o lineales, tipos de fortificaciones, en excavaciones subterráneas, etcétera.

El término *ingeniería geológica* no existe en todos los países. En algunos países capitalistas existen diferentes variantes en la denominación de esta disciplina, las cuales están relacionadas con la construcción, por ejemplo, la Geología aplicada, Geología para constructores, Geología técnica y por último, actualmente está ampliamente distribuido el término Geotecnia. Sin embargo, todas estas disciplinas están muy lejos de contener en sí a la Ingeniería Geológica.

En la mayoría de los casos, todas las asignaturas mencionadas anteriormente representan una combinación de los conceptos de Geología general, Geología estructural, Mineralogía y Petrografía, con las cuales se dan ideas acerca de las propiedades de las rocas, particularidades de construcción, y métodos de cálculo de estabilidad. Conjuntamente con esto, las diferentes partes de las asignaturas mencionadas pueden ser de interés determinante desde el punto de vista de una interpretación original e interesante de las determinadas situaciones en la teoría y la práctica del estudio de las rocas.

Los importantes trabajos del científico Karl Terzaghi en la rama de la Geología aplicada, pueden servir como ejemplo de la aproximación más completa de esa asignatura con la Ingeniería Geológica. Son muy interesantes los trabajos de A. W. Skempton, A. W. Bishop, W. J. M. Rankine, P. J. Moore, A. Casagrande y otros en la rama de la Geología y la Mecánica de Suelos con objetivos de construcción.

Un desarrollo más regular y multilateral ha obtenido la Ingeniería Geológica en la URSS. Precisamente en la Unión Soviética, la Ingeniería Geológica se ha separado de la Geología como una asignatura científicamente independiente, después de la Gran Revolución Socialista de Octubre, como resultado de la práctica de construcción socialista; cuando fueron acumulados una cantidad suficiente de hechos se hicieron las generalizaciones y se formularon los objetivos y las tareas de la Ingeniería Geológica, la cual en un plazo relativamente corto de su desarrollo, por el contenido y los métodos de investigaciones, sufrió variaciones considerables.

De una ciencia puramente descriptiva se transformó en una ciencia concreta, compleja, estrechamente relacionada con la práctica de construcción.

Las bases de la ingeniería geológica soviética fueron sentadas por F. P. Savarenskii y por sus colegas y alumnos G. N. Kamieskii, A. V. Popov, V. A. Priklonskii y otros. Actualmente, ocupa otro lugar en toda la serie de disciplinas geológicas. Los problemas teóricos y prácticos de la ingeniería geológica se resuelven en muchas organizaciones y empresas de proyectos de investigaciones científicas, en cientos de laboratorios que trabajan para diferentes tipos de construcciones.

Ninguna construcción de cualquier tipo de obra puede realizarse sin la participación de un ingeniero geólogo, el cual, algunas ve-

ces, tiene que resolver el problema fundamental: la posibilidad de construcción de la obra.

Los cuadros científicos y de producción se preparan en muchos institutos de la URSS, Universidad de Moscú, Instituto de Exploración Geológica de Moscú, Instituto de Minas de Leningrado y en la Universidad de Leningrado.

En Cuba, hasta ahora, la ingeniería geológica no había existido como una ciencia independiente; en general, las tareas ingeniero-geológicas se resolvían por proyectistas y constructores, sin análisis detallado y minucioso de las condiciones geológicas e hidrogeológicas naturales; tampoco existían organizaciones docentes superiores que crearan los cuadros científicos y profesionales de dicha especialidad. Al triunfo de la Revolución Cubana se crearon las bases para el desarrollo acelerado de la construcción de obras.

Este amplio plan de construcciones a todo lo largo de la Isla, la necesidad de participar en diferentes tipos de ellas, tales como: hidrotécnicas, civiles e industriales, construcciones lineales, puentes, aeródromos y obras subterráneas, requiere de un conocimiento general de la ingeniería geológica, y de sus métodos, dio pie a que se creara en el Instituto Minero-Metalúrgico de Moa la especialización de Ingeniería Geológica e Hidrogeología. La diversidad de condiciones geológicas naturales de Cuba, crea determinadas dificultades en el trabajo del ingeniero geológico y da la posibilidad de plantear las siguientes tareas concretas aplicadas al estudio de la Ingeniería Geológica:

- Estudio de las rocas de Cuba como suelos, los cuales pueden servir de base natural, medio y material para las diferentes obras. Estudio de las regularidades de la alteración en el espacio, de las propiedades de las rocas, así como también de factores que influyen sobre estas alteraciones.
- Estudio de los procesos geológicos y fenómenos de Cuba como: carso, deslizamiento, terremoto, etc., así como también, las causas y factores que condicionan su surgimiento y contribuyen a su desarrollo. La elaboración de los métodos de investigaciones de los procesos y fenómenos geológicos y la valoración cuantitativa y cualitativa de estos.
- Estudio del territorio de Cuba con el objeto de revelar las regularidades de variación de las condiciones ingeniero-geológicas para una planificación racional de ubicación de una obra grande y de los trabajos de mejorar las condiciones ingeniero-geológicas de construcción.
- Estudio de las condiciones ingeniero-geológicas de los yacimientos con el objetivo de fundamentar los proyectos de construcción de las empresas mineras, los métodos racionales de explotación de los yacimientos, garantía de la estabilidad de las excavaciones subterráneas y taludes de las canteras.

- Elaboración de métodos de campo de investigación y valoración ingeniero-geológicas, conforme a las condiciones de Cuba; trabajos experimentales, de exploración y de investigaciones estacionarias. Elaboración de la metodología para componer el mapa ingeniero-geológico de Cuba con el objetivo de utilizarlo en diferentes tipos de construcciones.
- Adopción de diversas medidas ingenieriles para garantizar la estabilidad de las obras de diferentes tipos y protegerlas de la influencia de los procesos y fenómenos geológicos.

De acuerdo con las tareas fundamentales que resuelve la ingeniería geológica, todo el curso de dicha disciplina se divide en tres grandes partes, cada una de las cuales a su vez puede ser un tema independiente.

Ingeniería petrológica

En algunos casos esta parte de la Ingeniería Geológica se llama "Ciencia del suelo", o "Mecánica de suelos I". La tarea fundamental de la Ingeniería Petrológica es el estudio de las propiedades de las rocas, así como también de aquellos procesos que determinan el estado físico de ellas y sus propiedades. Al estudiar esta parte se revela también la influencia de las condiciones de yacencia, composición, particularidades de estructura y textura de las rocas, agrietamiento e intemperismo sobre las propiedades físico-mecánicas de las rocas. Dentro de las tareas de la ingeniería petrológica entra también el pronóstico de la alteración de las propiedades por la influencia de la construcción de las obras o de los trabajos ingenieriles, elaboración de los métodos de investigación de las propiedades de las rocas y también de los métodos de mejoramiento artificial de las propiedades físico-mecánicas de ellas.

Ingeniería geodinámica

Es la segunda parte de la Ingeniería Geológica, en ella se estudian los procesos y fenómenos geológicos, tanto naturales como los que se originan de los resultados de la labor ingenieril del hombre, con el objetivo de valorar su posibilidad de influir sobre la construcción y explotación de las obras, las condiciones de construcción y la posibilidad de alteración de las condiciones ingeniero-geológicas de la zona. En esta parte se adoptan también las medidas ingeniero-geológicas de protección.

Ingeniería geológica especial

Es la tercera parte de la Ingeniería Geológica, la cual estudia las condiciones de construcción de obras industriales, civiles, lineales, hidrotécnicas, subterráneas, etcétera.

En la Ingeniería Geológica especial se elaboran los métodos de las investigaciones ingeniero-geológicas al proyectar y construir diferentes obras y al realizar diferentes trabajos de ingeniería para

mejorar el territorio. Sin embargo, a causa de una enorme carencia de materiales acerca de las condiciones ingeniero-geológicas de Cuba, esta parte no se puede impartir en estos momentos, nos referimos al programa del curso de Ingeniería Geológica Regional, en el cual se dan las características de las condiciones ingeniero-geológicas de las regiones de Cuba, basadas en la generalización de los datos y de los materiales de las investigaciones realizadas.

En la medida en que se acumulen los datos de investigaciones especiales, esta parte de la Ingeniería Geológica podrá ser impartida en el Instituto Superior Minero-Metalúrgico de Moa.

Resumen

INGENIERÍA GEOLOGICA		
Partes en que se divide	Métodos	Base fundamental en la que se apoya
Ingeniería petrológica	Geológico	Geología general
Ingeniería geodinámica	Experimental	Geología estructural
	De cálculo	Petrografía y Mineralogía
	De analogía	Sedimentología
Ingeniería geológica especial	De modelaje	Geología histórica
		Geomorfología
		Hidrogeología
Ingeniería geológica regional		Mecánica de rocas
		Mecánica de suelos
		Construcciones ingenieriles viales, hidrotécnicas, civiles, industriales, etcétera

Capítulo 1 PRINCIPIOS FUNDAMENTALES DEL ESTUDIO Y CLASIFICACIÓN DE LAS ROCAS EN LA INGENIERÍA GEOLOGICA

1.1 Las rocas como suelo

Las rocas son estudiadas por la Petrografía y sus ramas afines, en las cuales se analizan los procesos del origen de las rocas, las condiciones de yacencia, la composición interna y externa, además se realiza un análisis de las particularidades de los minerales útiles. El estudio de las características generales de las rocas desde el punto de vista ingeniero-geológicas debe reflejar las necesidades prácticas de la construcción.

La Ingeniería Geológica examina cada tipo de roca, de acuerdo con la obra ingenieril. Cada obra debe satisfacer las exigencias de explotación durante un período determinado. La estabilidad de las construcciones están determinadas no sólo por la seguridad de sus características constructivas, sino además por las propiedades de las rocas con las cuales está relacionada la obra. Es por ello, que en la Ingeniería Geológica, el estudio de las rocas está dirigido hacia las investigaciones de todas las propiedades inherentes a ellas como son: dureza, capacidad de deformación, estabilidad y permeabilidad.

Por *dureza* se entiende la propiedad que poseen las rocas de resistir los efectos de destrucción bajo la acción de distintas cargas.

La *deformación* de las rocas se caracteriza por los cambios de la forma, composición y volumen que sufren ellas por la acción de una carga.

La *estabilidad* es la capacidad de conservar el estado físico dado. La dureza y la estabilidad van a estar en función de la acción de diferentes factores tales como: meteorización, fuerza de gravedad, presión hidrostática e hidrodinámica y otras.

La *permeabilidad* es la propiedad que poseen las rocas de dejar pasar el agua.

Las propiedades señaladas anteriormente están determinadas por la historia de su desarrollo geológico y por las condiciones de existencia de estas rocas en la actualidad, es decir, por el estado físico, condiciones de yacencia de las rocas estudiadas, por sus particularidades petrográficas, etcétera. Por consiguiente, junto con el enfoque puramente geológico, en la valoración de las rocas

debe existir el enfoque petrográfico, subordinado a las tareas generales de la valoración ingeniero-geológica de ellas.

La Ingeniería Geológica estudia precisamente las particularidades de la composición y constitución de las rocas, las cuales determinan su resistencia a la rotura, deformación, estabilidad y permeabilidad.

Es necesario tener presente las alteraciones naturales, que surgen en las distintas obras ingenieriles, en el laboreo de las rocas en grandes taludes y a grandes profundidades, para la carga y la descarga, y las tensiones complementarias, los cambios del régimen de humedad, el fortalecimiento y disminución de las tensiones por acción de las aguas superficiales y subterráneas, los cambios del régimen de temperaturas en las rocas y otros.

Por eso es que el estudio de las rocas en la Ingeniería Geológica debe corresponder a una determinada dirección, la cual exige:

- El estudio de todo el perfil de las distintas rocas en detalle, de los límites de las zonas activas bajo la acción de las construcciones y en su esfera de influencia.
- División en el perfil de todos los distintos tipos de rocas, las cuales se diferencian por sus índices petrográficos y la calidad de la construcción, independiente de su potencia y distribución.
- El estudio de los índices de sus propiedades físico-mecánicas y de su estado físico.
- El estudio de yacencia natural, por su complejidad natural y humedad. En estos casos, cuando las rocas se emplean como materiales de construcción.
- El cálculo y las variaciones de la composición, constitución y propiedades de las rocas por la influencia de estas en las obras y el pronóstico de sus cambios.
- Amplia utilización de los métodos especiales de laboratorio y de experimentación de campo, no empleados en geología.
- Observación y análisis en el estudio de las rocas determinando su envejecimiento.

Para estudiar las rocas con el objetivo de caracterizarlas desde el punto de vista de la construcción debe existir una secuencia determinada. V. A. Priklonskii, propone estudiar las rocas desde el punto de vista ingeniero-geológico en tres etapas. Las dos primeras tienen el carácter de efectuar una evaluación preliminar de las rocas, y la tercera debe finalizar con la evaluación detallada de las condiciones ingeniero-geológicas de la construcción de la obra futura.

En la etapa preliminar del estudio de las rocas, el principal objetivo de las investigaciones son las características geológico-litológicas generales de ellas, la forma de yacencia, su espesor, su división estratigráfica, y sus principales particularidades estructurales y texturales.

En esta fase se dan las características petrográficas previas y los datos generalizados sobre las propiedades físico-mecánicas de los tipos de rocas por separado, según investigaciones previas. En esta etapa hay que subrayar también particularidades específicas de la zona estudiada que puedan, en uno u otro grado, influir en la estabilidad de la obra, debiendo ser sometida a un estudio más detallado en las etapas siguientes de investigación ingeniero-geológicas.

En la primera etapa, el estudio está dado por el levantamiento ingeniero-geológico, acompañado por un pequeño volumen de trabajos de exploración y de laboratorio. Estas investigaciones son necesarias para elaborar un plan racional de investigaciones posteriores.

En la segunda etapa de investigaciones, el objetivo fundamental del trabajo es la evaluación cuantitativa de las propiedades ingeniero-geológicas de las rocas y las posibles transformaciones de estas propiedades en relación con la construcción de las obras. Al mismo tiempo se precisa la estructura geológica de la zona, sus condiciones hidrogeológicas y posibilidades de desarrollo de uno u otro fenómeno y proceso geológico.

En la fase final del estudio de las investigaciones ingeniero-geológicas se realiza la determinación final de la estratificación de los sedimentos, el estudio detallado de sus particularidades petrográficas y de las propiedades físico-mecánicas de las rocas.

Como resultado de todo el estudio se determinan los índices de cálculo directo de las propiedades físico-mecánicas de las rocas; se señalan los métodos de realización de los trabajos, y las medidas de protección. En esta fase de investigación se realiza el pronóstico final de los fenómenos y procesos geológicos, se señalan los métodos de realización de los trabajos y las medidas de protección. También se realiza el pronóstico final de los fenómenos y procesos geológicos de las rocas, y principalmente el proceso de los trabajos de exploración experimental y de laboratorio.

De este modo las investigaciones ingeniero-geológicas tienen un carácter especializado y se destacan por la variedad en relación con la solución de un gran número de problemas.

Frecuentemente, en la ingeniería geológica, cualquier roca que esté en la esfera de influencia de la obra o que se utilice como material de construcción se denomina suelo. Pero la noción suelo es interpretada por los investigadores de distintas maneras.

Unos creen que el suelo es la capa de roca alterada que forma la corteza de meteorización actual; otros opinan que el suelo es toda la roca friable que yace en la superficie del terreno. Existe también la idea de que el suelo es la roca de la parte superior de la corteza terrestre que es utilizada como base de las obras en la superficie terrestre.

Como la interpretación varía de acuerdo con sus respectivos intereses, los especialistas soviéticos destacados dentro de la inge-

nería geológica (Prof. F. P. Savarenskii, J. V. Popov, V. A. Priklonskii y otros) dieron la siguiente definición de suelo: "Suelo es cualquier tipo de roca, desde el punto de vista ingeniero-geológico. Las rocas como suelo son formaciones históricas naturales de la corteza terrestre que surgen y se desarrollan en acción mutua con el ambiente natural o artificial." Por consiguiente, el suelo es la denominación aplicada convencionalmente a cualquier tipo de roca, adoptada por la ingeniería geológica.

1.2 Clasificación de las rocas en la ingeniería geológica

Las rocas que sirven de objeto de estudio a la Ingeniería Geológica son muy variadas por su origen, composición, estructura y textura, propiedades y conducta en su acción recíproca con las obras. Por lo que se hace necesario sistematizarlas de acuerdo con un orden determinado, es decir, clasificarlas.

La clasificación es indispensable en cualquier rama de las ciencias y en la Ingeniería Geológica es necesaria para resolver los problemas siguientes:

- Para la correcta evaluación ingeniero-geológica de la conducta de las rocas en acción recíproca con la obra proyectada, es decir, para dividir todas las formaciones de rocas en grupos que correspondan a los distintos índices genéticos y petrográficos y a la calidad constructiva, para que el empleo de esta clasificación pueda servir de complemento a la valoración ingeniero-geológica de las rocas.
- Para la confección de los mapas y perfiles ingeniero-geológicos.
- Para determinar la composición, el volumen y los métodos de dirección del estudio ingeniero-geológico de las rocas.
- Para la elección de los métodos de mejoramiento de las propiedades de las rocas.

Los principios fundamentales para elaborar una clasificación ingeniero-geológica científicamente argumentada y racional debe ser escogida, de tal manera que la clasificación obtenida refleje las particularidades objetivas existentes en las rocas, dadas por las formaciones histórico-naturales en la corteza terrestre, las cuales se desarrollan ininterrumpidamente y se transforman en una acción recíproca con el ambiente exterior. Por otra parte, dará una base suficientemente sólida para la valoración concreta de la conducta de las rocas en la acción recíproca con la obra.

Actualmente no existe una clasificación única y común en la ingeniería geológica; esto está relacionado, por una parte, con la variedad de rocas existentes, y por otra, por las exigencias variables de la práctica de construcción.

En concordancia con eso, al abordar la elaboración de la clasificación ingeniero-geológica de las rocas se puede hacer de dos maneras diferentes: primero (basado en los índices principales)

admitiendo algunas propiedades de las rocas que son importantes para valorar su conducta respecto a su acción recíproca con la construcción. Pueden servir de ejemplos, las propiedades tales como, la compresibilidad, el estado físico, la solubilidad en el agua y la permeabilidad. Estas clasificaciones se denominan particulares o especiales. En segundo lugar al clasificar las rocas pueden tenerse en cuenta varios índices.

En tales clasificaciones se tomarán, de forma general, los tipos más extendidos de las rocas, y se darán las características de construcción con uno y otro grado de detalle. Estas clasificaciones se denominan generales, cuantos más índices se tomen en consideración, la clasificación general mejor podrá reflejar la conducta de las rocas en acción recíproca con la obra.

De las clasificaciones especiales y generales las más extendidas son las siguientes:

- *Clasificación según la estabilidad de las rocas en los taludes.* La medida de tal estabilidad está dada por el ángulo de inclinación del talud natural, es decir, el ángulo límite de la inclinación de la superficie del talud en el cual las rocas tomarán una posición estable. Esta clasificación es necesaria para resolver los problemas relacionados con la proyección y construcción de pequeños diques, trincheras y terraplenes.
- *Clasificación según la capacidad soportante de las rocas.* La base de esta clasificación es admitida como la magnitud de la carga máxima que provoca perturbación de la estabilidad de la obra. Esta clasificación se emplea durante la construcción de obras tales como edificios, industrias, etcétera.
- *Clasificación de las rocas según el grado de permeabilidad o de higroscopicidad.* Como parámetros a clasificar sirven el coeficiente de permeabilidad, higroscopicidad específica, etc. Estos índices son conocidos en el curso de Hidrogeología General.
- *Clasificación según la dureza de las rocas.* Se caracteriza por su resistencia a los esfuerzos cortantes.¹ Tabla 1.1.

Como medida de dureza de las rocas es admitido el coeficiente de dureza. La resistencia temporal a la compresión de las rocas se determina por la fórmula siguiente:

$$F_d = \frac{R_{comp}}{100}$$

Investigaciones posteriores demostraron que este coeficiente podía ser calculado más exactamente según la fórmula:

$$F_d = \frac{R_{comp}}{300} + \sqrt{\frac{R_{comp}}{30}}$$

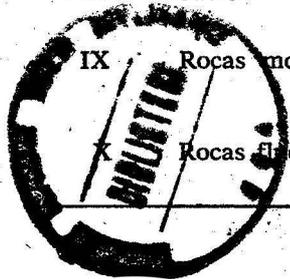
¹ Esta clasificación fue propuesta por el científico soviético M. M. Protodiakonov y se aplica sobre todo en la rama minera.

Tabla 1.1 Características de la resistencia al esfuerzo cortante de las rocas

Categoría	Grado de solidez	Descripción de las rocas	Peso específico en (kg/m ³)	Resistencia a compresión	Parámetro F _d	Angulo de fricción interna
I	Rocas de dureza superior	Cuarcitas y basaltos muy sólidos y otras rocas monolíticas de extraordinaria solidez	2 800-3 000	200	20	87°
II	Rocas muy duras	Rocas del tipo de granitos muy sólidos, pérfidos cuarcíferos, granitos cuarcíferos, muy sólidos, esquistos silíceos, cuarcitas, areniscas y calizas sólidas	2 600-2 700	1 500	15	85°
III	Rocas duras	Granito (sólido) y roca granítica. Areniscas y calizas muy duras, vetas minerales de cuarzo, conglomerado sólido. Mineral de hierro muy sólido	2 500-2 600	1 000	10'	82°30'
III-a	Rocas duras	Calizas sólidas, granitos menos sólidos, areniscas sólidas, mármol sólido, dolomita piritá	2 500	800	8	80°
IV	Rocas bastante duras	Areniscas ordinarias. Esquistos arenosos. Menas de hierro	2 400	600	6	75°
IV-a	Rocas bastante duras	Esquistos arenosos. Arenas esquistosas	2 300	500	5	72°30'

Tabla 1.1. (continuación)

Categoría	Grado de solidez	Descripción de las rocas	Peso específico en (kg/m ³)	Resistencia a compresión	Parámetro F _d	Angulo de fricción interna
V	Rocas medias	Esquistos arcillosos medios. Areniscas y calizas no sólidas, conglomerados	2 400-2 900	400	4	70°
V-a	Rocas medias	Varios esquistos (no sólidos) marga densa	2 400-2 800	300	3	70°
VI	Rocas bastante suaves	Esquistos suaves, calizas suaves, tiza, sal gema, yeso, marga ordinaria, arenisca destruida	2 200-2 600	150-200	2	65°
VI-a	Rocas bastante suaves	Material eluvial, esquisto alterado, carbón sólido, arcilla solidificada	2 200-2 400	—	1,5	60°
VII	Rocas suaves	Arcillas (densa), carbón de solidez media	2 000-2 200	—	1	60°
VII-a	Rocas suaves	Arcilla arenosa ligera, grava, carbón suave	1 800-2 200	—	0,8	40°
VIII	Suelo	Turba, tierra arcillosa ligera, arena húmeda	1 600-1 800	—	0,6	30°
IX	Rocas movedizas	Arenas de flujos de lodos, gravas pequeñas, material de relleno, carbón laborado	1 400-1 600	—	0,5	27°
X	Rocas flojas	Arenas sueltas, suelo cenagoso	—	—	0,3	9°



De las clasificaciones generales, actualmente es conocida la siguiente:

Clasificación de Máslov N. N. El estudio principal consiste en dividir las rocas por su solidez mecánica y la resistencia al agua. Estos parámetros están dados en función de la naturaleza de las relaciones interiores de las rocas. En la clasificación se destacan cinco tipos de rocas: rocas duras, semiduras, friables, cohesivas y arcillosas muy compresibles.

Cada tipo por su parte, está dividido en grupos: rocas hidrorresistentes y no hidrorresistentes. En esta clasificación se toman en consideración las propiedades de las rocas, que son importantes para la evaluación de la construcción, pero estas reflejan insuficientemente, los parámetros genéticos y petrográficos de las rocas y los índices cuantitativos característicos de sus propiedades.

En la clasificación de las rocas de E. M. Sergeev (tabla 1.2) ellas están divididas en clases, grupos y subgrupos. Las dos primeras clases están separadas según la presencia o ausencia en las rocas de uniones estructurales. La tercera y la cuarta clase la componen formaciones genéticas, particulares terrígenas y suelos artificiales.

Tabla 1.2 Clasificación de los suelos según E. M. Sergeev

Clases	Grupos	Subgrupos
Rocas con uniones rígidas	Magmáticas	Profundas (intrusivas) Efusivas
	Metamórficas	Metamorfismo regional Metamorfismo de contacto
	Sedimentarias cementadas	Conglomerados cementados Areniscas cementadas Arcillas y aleurolitas solidificadas
	Sedimentarias químicas y bioquímicas	Silicio Ferroso Carbónico Sulfático Halógeno
Rocas sin uniones rígidas	Arcillas y limos	Arcillosas Loess (aleurolitas)
	Clástico no cementado	Conglomerados Arenas
Suelos artificiales	Suelos artificiales	Capas (terraplén) Depositos de relleno Mejoramiento artificial Empedrado artificial
Suelos	Suelos	Zonales Intrazonales

Cuando se separan en grupos y subgrupos, en un caso se consideran los índices genéticos y en otro caso los petrográficos. Por consiguiente, según la clasificación de S. M. Sergeev se admiten índices importantes, pero completamente distintos. Esta clasificación no tiene la característica cualitativa ni cuantitativa de las propiedades de las rocas.

1.3 Principios fundamentales de la clasificación ingeniero-geológica de las rocas

De todas las clasificaciones generales conocidas la más desarrollada es la clasificación de F. P. Savarenskii. Esta fue posteriormente corregida y ampliada por V. D. Lomtadze. En ella se toman en consideración de una forma más completa los parámetros genéticos y petrográficos de las rocas y da una cierta valoración cuantitativa de las propiedades físico-mecánicas de las rocas.

Los principales parámetros de esta clasificación son los siguientes:

- Propiedades físicas que determinan el carácter de la deformación de las rocas bajo la acción de los esfuerzos exteriores.
- Conducta de las rocas en cuanto al agua, permeabilidad, higróscopidad, solubilidad.
- Propiedades mecánicas, compresibilidad, resistencia al corte, etcétera.

Además, en esta clasificación se contemplan los índices genéticos de las rocas, teniendo en cuenta para cada grupo su división, los parámetros y propiedades inherentes tales como: composición mineralógica, estructura, textura, condiciones de yacencia y propiedades físico-mecánicas.

Según las particularidades mencionadas las rocas se han podido dividir en cinco grupos, tomando como base los índices de las propiedades físico-mecánicas.

- Rocas estables, duras (I).
- Rocas poco estables, semiduras (II).
- Rocas friables y no cohesivas (III).
- Rocas friables y cohesivas (IV).
- Rocas de composición, estado y propiedades particulares (V).

Las rocas duras son las sólidas y más estables, se destacan por su pequeña deformación y poca permeabilidad. Las zonas de distribución de estas rocas son las más perspectivas para su utilización con fines ingeniero-geológicos.

Las rocas semiduras se diferencian de las duras en su solidez, y además, poseen menor estabilidad, mayor deformación y permeabilidad. Presentan anisotropía más alta que las rocas duras. La zona de distribución en la mayoría de los casos es favorable para

la construcción de diferentes obras, pero hay que mantener medidas ingenieriles con el fin de garantizar la estabilidad de las rocas y las condiciones normales de su explotación. Es necesario señalar que los términos duros y semiduros son puramente "técnicos", reflejan condicionalmente las propiedades de construcción de las rocas y por consiguiente las condiciones de la construcción en ellas.

Las rocas friables y no cohesivas, y las cohesivas en comparación con las anteriormente mencionadas se caracterizan por una resistencia al corte y una estabilidad menor, y por una mayor deformabilidad. Algunas de estas rocas son muy permeables. Se caracterizan por una variación amplia en el estado físico y sus propiedades. Las condiciones de la construcción sobre estos depósitos, en muchos casos, ofrecen grandes limitaciones.

Las rocas de composición, estado y propiedades particulares, como regla general son muy débiles desde el punto de vista de la construcción. Al seleccionar los lugares de construcción de las diferentes obras se deben de evitar, si es posible, las zonas compuestas por estas rocas.

Los principios generales para la construcción, según la clasificación de las rocas de F. P. Savarenskii modificada y ampliada por V. D. Lomtadze, se observan en las tablas 1.3 y 1.3A.

Tabla 1.3 Clasificación ingeniero-geológica de las rocas (Según F. P. Savarenskii, modificada y ampliada por V. D. Lomtadze)

TIPO GENÉTICO Y PETROGRÁFICO DE LAS ROCAS

Grupo roca	Magmáticas		Metamórficas		Sedimentarias			Orgánica y química	
	Profundas, intrusivas	Semi-profundas, vetas, y filones	Efusiva	Masiva	Esquistosa	Piroclástica	Clástica		Arcillosa
I Duras (estables)	2 Granito, sienita granodiorita, gabbro, etcétera	3 Granito-porfirita, grano-diorita, diorita, gabbro-porfirita y otras	4 Porfiritas cuarcíferas y no cuarcíferas, diabasa, liparita, trauquita, bacita, andecita, balsaltos y otros	5 Mármol, cuarcita	6 Gneis, esquisto cristalino	7 —	8 Areniscas y conglomerados con cemento sólido	9 —	10 Caliza y dolomita, densa y sólida
II Semiduras	Rocas alteradas, meteorizadas y fuertemente agrietadas del primer grupo, poseen una disminución de las propiedades físico-mecánicas								
III Friables y no cohesivas	Arenas, gravas, guijarros								

Tabla 1.3 (continuación)

	Magmáticas	Metamórficas	Sedimentarias	
IV Blandas cohesivas	—	—	—	Arcilla, rocas arcillosas, loess, etcétera
V Rocas con propiedades y composición particulares	—	—	—	Areniscas, conglomerado Areniscas limosas Limo cienoso Rocas artificiales antropogénicas Roca arcillosa, salina, arcillo-cie-nosa Turba, suelo, yeso, anhidrita, rocas salinas

Rocas de las zonas de congelación, su deformación y estabilidad están en dependencia de su descongelación

Tabla 1.3A

Grupo de rocas	PROPIEDADES FÍSICO-MECÁNICAS		
	Físicas	Acuíferas	Mecánicas
	2	3	4
I Duras (estables)	Densidad alta (2,65-3,10 g/cm ³) porosidad insignificante (décima de por ciento, raramente mayor)	Baja calidad higroscópica, poca humedad, prácticamente no solubles, permeabilidad por grietas. Coeficiente de filtración no mayor de 10 m/d, higroscopicidad específica q < 5 l/mtn. Débilmente baja capacidad higroscópica	Solidez y elasticidad alta, resistencia a la compresión (500-4 000 kg/cm ²), rigidez (200-1 000 kg/cm ²), tracción (20-150 kg/cm ²), incompresibles, estables en taludes Módulo de deformación general mayor que 100 000 kg/cm ² Coeficiente al corte del hormigón para estas rocas alcanza de 0,65 a 0,70 La dureza es alta F _d > 8. Se laboreo por métodos de perforación y explosivos. Se caracteriza por sus propiedades anisotrópicas en el macizo de las rocas
II Semiduras	Densidad media (2,20-2,65 g/cm ³). Porosidad hasta de 10-15 % y algunas veces mayor. La cavernosidad varía en amplios límites	La permeabilidad varía en dependencia del agrietamiento y la meteorización. El coeficiente de filtración varía desde 0.5 hasta 30 m/d (q — hasta 15 l/min) en débil — y medio permeable, mayor de 30 m/d (q > 15 l/min) en fuertemente permeables	Sólidas, con resistencia a la compresión 150-500 kg/cm ² Solidez media de 25 a 150 kg/cm ² Poco sólidas menor de 25 kg/cm ² Resistencia a esfuerzos tangenciales, mayor de 50 kg/cm ² en las rocas sólidas, desde 10 hasta 50 kg/cm ² , en las rocas de solidez media y menor de 10 kg/cm ² , en las rocas débiles. La resistencia a la tracción de 1-2 hasta 20-30 kg/cm ²

Tabla 1.3 A (continuación)

Grupo de rocas	PROPIEDADES FÍSICO-MECÁNICAS		
	Físicas	Acuíferas	Mecánicas
1	2	3	4
			<p>Débilmente compresibles o prácticamente incompresibles. Módulo de deformación general en las rocas débiles, 20 000 kg/cm^2; en las rocas menos débiles desde 20 000 hasta 100 000 kg/cm^2. El coeficiente al cortante del hormigón con estas rocas varía desde 0,3 hasta 0,50-0,55.</p> <p>La estabilidad en los taludes depende del agrietamiento y la meteorización de las rocas, la dureza es media $F_d = 2-8$. Se laboreo con instrumento de perforación y explosivos. Muchas variedades de rocas tienen propiedades reológicas</p>
<p>III Friable no cohesiva</p>	<p>Densidad (1,40-1,90 g/cm^3) Porosidad (25-40 %) Puede variar en amplios límites</p>	<p>Poca capacidad de absorción o muy poca (en clastos finos o muy finos). Prácticamente insolubles y permeables. El coeficiente de filtración hasta 30 m/d en débil y medio permeables, mayor de 30 m/d en fuertemente permeables</p>	<p>La solidez o estabilidad dependen de la densidad de los granos. La dureza es baja $F_d < 2$. Generalmente compresibles. Módulo de deformación general, varía desde 50-100 hasta 1 000 kg/cm^2. El coeficiente de fricción interna $f = \tan \phi = 0,25-6,60$. La estabilidad en las bases de las obras y taludes varía en función de la magnitud de la fricción interna y la intensidad de las cargas dinámicas</p>

Tabla 1.3 A (continuación)

Grupo de rocas	PROPIEDADES FÍSICO-MECÁNICAS		
	Físicas	Acuíferas	Mecánicas
1	2	3	4
<p>IV Blandas cohesivas</p>	<p>Densidad (1,10-1,20 hasta 1,90-2,10 g/cm^3), porosidad (25-30 hasta 75-80 %), La humedad 12-15 hasta 75-80 %, varía en amplios límites</p>	<p>Capacidad de absorción, insoluble, poco permeable y con presión de poro. Coeficiente de filtración menor de 0,1 m/d</p>	<p>La resistencia varía en amplios intervalos en función de la humedad y la densidad. La dureza es baja $F_d < 2$. Compresible y fuertemente compresible. Módulo de deformación general, varía desde 25-50 hasta 1 000 kg/cm^2. Coeficiente de fricción interna es baja $f = \tan \phi = 0,15-0,35$, son rocas cohesivas. La estabilidad en taludes depende de la humedad y la altura del talud. Se laboreo con métodos manuales y mecánicos. Se caracteriza por sus propiedades reológicas</p>
<p>V Rocas con composición y estado especial</p>	<p>Las rocas de este grupo se caracterizan por propiedades específicas que exigen de métodos especiales de investigación y de una valoración individual.</p>		

Capítulo 2 CARACTERÍSTICA Y VALORACIÓN INGENIERO-GEOLÓGICA DE LAS ROCAS DURAS Y SEMIDURAS

2.1 Generalidades de los tipos genéticos de rocas duras y semiduras

Las rocas se caracterizan por una alta solidez, poca deformación y permeabilidad, alta estabilidad y gran resistencia a la acción de los agentes del intemperismo. De acuerdo con su génesis las rocas se dividen en: ígneas, metamórficas y sedimentarias.

Las rocas semiduras se diferencian de las duras porque los índices de las propiedades físico-mecánicas son más bajos. Esta disminución se debe al grado de alteración y agrietamiento manifestado en las rocas, es decir, con las rocas semiduras se relacionan las rocas agrietadas y meteorizadas del primer grupo, ver tabla 1.3:

- Ígneas, metamórficas y sedimentarias cementadas, que se caracterizan por su elevado agrietamiento y meteorización.
- Clásticas poco cementadas.
- Arcillosas con un alto grado de litificación.
- Organógenas y organógeno-químicas.
- Piroclásticas y efusivo-sedimentarias cementadas.

El origen de las rocas es uno de los factores más importantes que determinan las propiedades físico-mecánicas y la conducta de las rocas en su relación directa con las obras.

Es muy conocido que la mayoría de las rocas ígneas son el resultado del enfriamiento y cristalización del magma. En dependencia de la composición del magma, de sus condiciones de solidificación y cristalización en la corteza terrestre se forman rocas de una u otra composición y estructura petrográfica.

Por lo general estas rocas constituyen excelentes materiales de apoyo o sustentación, pero deben de estudiarse con mucho más detalle si es que han de soportar construcciones pesadas, tales como las presas de hormigón.

En el proceso de enfriamiento y cristalización del magma, por la influencia de las fuerzas internas y de los movimientos tectónicos en un macizo solidificado se forman sistemas de micro y macrogrietas (las microgrietas en la práctica son difíciles de observar, así como de fallas y rupturas).

Todos estos fenómenos crean la estructura de los macizos de las rocas magmáticas con sus defectos inherentes, los cuales influyen en la solidez, deformación y permeabilidad. Todas estas cuestiones pueden observarse en la tabla 2.1

De lo expuesto anteriormente se deduce que las características ingeniero-geológicas de las rocas magmáticas duras, en muestras, deben de diferenciarse considerablemente de las características que poseen en su yacencia natural, considerando las particularidades estructurales del macizo de rocas. Por consiguiente, la valoración ingeniero-geológica de estas rocas hay que realizarla basada en las investigaciones de campo, de las particularidades estructurales-petrográficas y estructurales-tectónicas del macizo. Las investigaciones de laboratorio permiten solamente complementar y ampliar las características de las propiedades de las rocas magmáticas.

La formación de las rocas sedimentarias es un proceso muy complejo que se divide a su vez en varias etapas. Una de las primeras etapas es la formación del material inicial durante la meteorización de las rocas madres, transporte y deposición de este material en los puntos finales de acumulación de los sedimentos. Las etapas siguientes son: transformación del sedimento en roca y posterior transformación de las rocas en la corteza terrestre.

Tabla 2.1 Formaciones importantes de las particularidades estructurales petrográficas de las rocas magmáticas, que poseen significación ingeniero-geológica

Facies	Secuencia de las formaciones estructurales petrográficas particulares en las rocas.
Propiamente magmáticas	Se forman por la composición mineralógica, los enlaces estructurales y los texturales
Inicio del magmatismo tectónico	Surgimiento y diferenciación de las particularidades texturales, se crean poco heterogéneas (anisotropía), se forman superficies y zonas débiles (manifestándose su evidencia u ocultándose)
Premagmático tectónico	Se forman sistemas encerrados, grietas y microgrietas cerradas, diaclasas y fracturas, filón, diques, etc. Se incrementa la heterogeneidad de las rocas
Post-magmático tectónico	Surgen nuevos sistemas de grietas, diaclasas y fracturas, las propiedades de las rocas se establecen en dependencia del incremento de la dirección de la acción distribución de las ondas elásticas, filtración del agua, etcétera

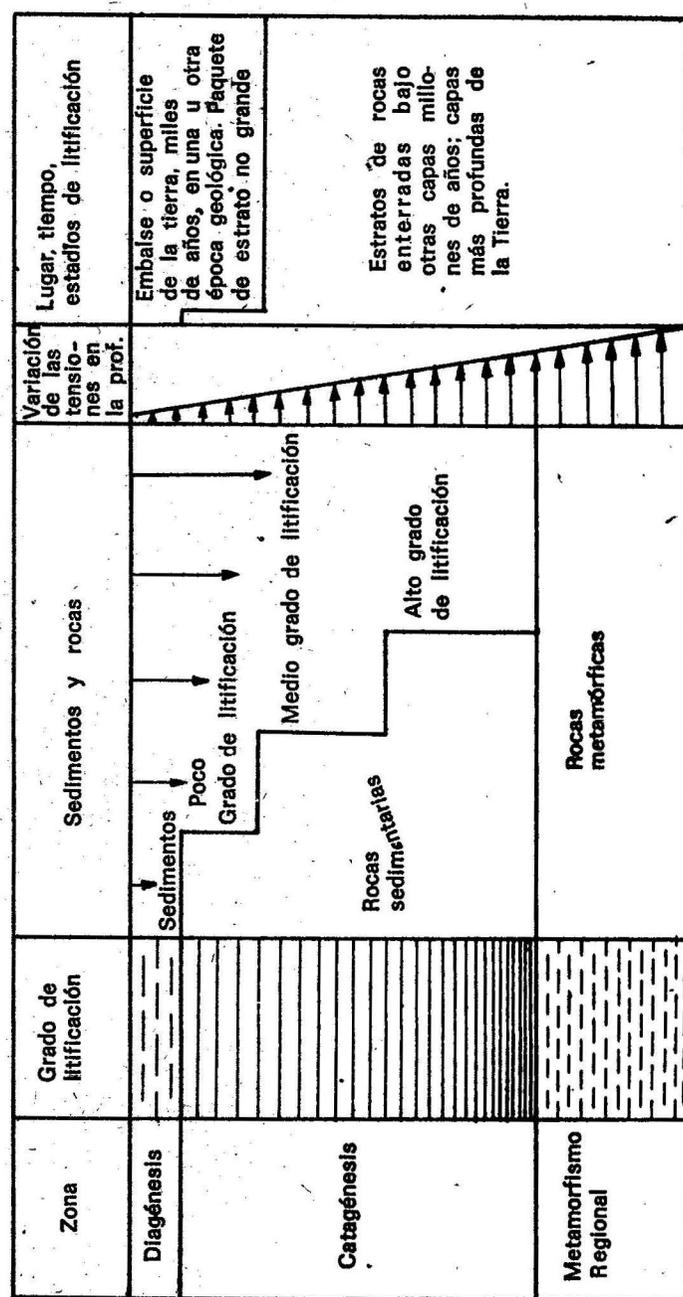


Fig. 2.1. Esquema de formación de las rocas sedimentarias por litificación (Dr. V. D. Lomtadze).

En dependencia de las condiciones y de las zonas de acumulación del material sedimentario, se forman los diferentes tipos genéticos y petrográficos de las rocas.

Con el grupo de rocas duras se relacionan aquellas rocas que se encuentran en la zona de catagénesis (figura 2.1) y que poseen un mayor grado de litificación (rocas arcillosas). Para las rocas clásticas, piroclásticas, organogénicas y químicas es muy importante la composición del cemento y el grado de solidez.

Las rocas metamórficas se forman como consecuencia de la recristalización completa e incompleta de las rocas ígneas y sedimentarias, a causa de la influencia de agentes tales como: temperaturas elevadas, altas presiones e intensos esfuerzos cortantes, obrando conjuntamente o por separado. Los componentes volátiles tienen gran importancia en este proceso.

Bajo la acción de la presión que se desarrolla a grandes profundidades, las rocas se solidifican. Las rocas metamórficas, como regla, están relacionadas con los movimientos tectónicos, los cuales a su vez, están acompañados por los procesos magmáticos y coinciden con las zonas de plegamiento móviles. La recristalización metamórfica es una de las formas de movimiento de la sustancia en el proceso de desplazamiento tectónico de las masas de rocas.

Las particularidades de la textura y estructura en las rocas metamórficas verifican que su formación ocurrió, no en las capas de yacencia estable, sino en un medio móvil, mecánicamente fluido. Esto determinó la distribución regular de los diferentes componentes de las rocas metamórficas; su heterogeneidad (alteraciones desde un punto a otro), anisotropía (cambios en diferentes direcciones), propiedades, formación de las superficies y zonas de debilitamiento. Por consiguiente, las particularidades más importantes de las rocas metamórficas están relacionadas con su origen, estas son más notables y se manifiestan considerablemente en las condiciones de yacencia natural de las rocas del macizo.

Por eso, en los fundamentos del estudio ingeniero-geológico de las rocas metamórficas, y de otras rocas compactas, tienen que estar las observaciones estructurales-petrográficas y estructurales-tectónicas, así como también las investigaciones de yacencia de la roca.

El grado de transformación de las rocas primarias durante el metamorfismo, depende del medio físico-químico y termodinámico en que se encuentran. Como en las zonas de la corteza terrestre el medio no es igual, se dividen en tres fases principales de metamorfismo: de baja, de media y de alta temperatura.

Las fases de baja temperatura se caracterizan por una manifestación débil de metamorfismo, como consecuencia de temperaturas y presiones moderadas. En esta se forman rocas metamórficas, tales como: filitas talcosas, cloritas y esquistos metamórficos.

Las fases de media temperatura se caracterizan por una manifestación considerable de metamorfismo como consecuencia de temperaturas y presiones más altas, algunas veces a causa de una presión unilaterial considerable, se desarrolla grandemente en las rocas de textura esquistosa. De esta fase son característicos los esquistos cristalinos, los esquistos micáceos, las cuarcitas, los mármoles y las anfibolitas.

Las fases de alta temperatura se caracterizan por una manifestación más interna del metamorfismo, debido a una temperatura y una presión mucho mayor. La esquistosidad de las rocas se manifiesta menos, y la recristalización es más amplia. En esta fase se forman los diferentes gneis (biotíticos, piroxeníticos, etc.), mármoles cuarcíticos, anfibolitas, etcétera.

2.2 Influencia de las condiciones de yacencia de las rocas duras y semiduras en la valoración de las condiciones de construcción

Durante el estudio de las rocas duras y semiduras, tiene gran importancia la relación de las rocas con respecto a la región de determinada estructura tectónica, condiciones de yacencia, sustento del espesor y rumbo, desorden de la yacencia primaria por los movimientos tectónicos. Las condiciones de yacencia de las rocas, determinan la estructura y composición geológica, y la homogeneidad en las condiciones de construcción.

En las regiones de plataformas, las rocas tienen una yacencia más estable, casi horizontal o forman pliegues con flancos relativamente suaves. En las regiones de plataformas las rocas son menos compactas y por consiguiente, más estables, encontrándose arenas friables y arcillas muy plásticas.

En las zonas de plegamientos o geosinclinales, todas las rocas están, por lo general, dislocadas, se encuentran diferentes tipos de perturbaciones de la continuidad de las rocas; fallas, corrimientos, estos son acompañados por fracturas, agrietamiento de las rocas, brechas tectónicas, milonitas, etc. Sin embargo, en las zonas no perturbadas por fallas, las rocas se caracterizan por una alta densidad, solidez y tensión residual.

Por consiguiente, en las diferentes zonas geotectónicas, las condiciones de yacencia de las rocas, así como su estado físico y estabilidad son diferentes. Todo esto hay que considerarlo al determinar los métodos para realizar los trabajos ingeniero-geológicos y para determinar la composición de las obras.

Las rocas duras y semiduras pueden tener, en dependencia de su formación, diferentes formas de yacencia. Ellas presentan distintas formas y dimensiones: macizos, diques, stocks, filones, mantos de flujos, cúpulas, capas o paquetes de estratos, depósitos de diferente potencia, etcétera.

Las rocas magmáticas profundas y semiprofundas forman en la mayoría de los casos, cuerpos grandes o macizos relativamente

grandes, batolitos, lacolitos y otros. Para tales dimensiones y formas de yacencia pueden construirse sobre estas rocas grandes obras. Así por ejemplo, una de las centrales hidroeléctricas más grandes de la URSS, está construida sobre un macizo granítico.

Las rocas ígneas forman coberturas, flujos, cúpulas, depósitos estratificados, que se entrecruzan con las rocas sedimentarias y efusivo-sedimentarias. Algunas veces las rocas efusivas forman flujos o coberturas, que recubren deposiciones débiles de edad cuaternaria.

Las condiciones de yacencia de las rocas metamórficas dependen mucho de las condiciones de yacencia de las rocas madres, por medio de las cuales se formaron.

Para el metamorfismo regional que alcanza áreas considerables se forman paquetes de gran potencia; en ellas pueden distribuirse grandes obras. Para el metamorfismo local se observan cambios más rápidos de los diferentes tipos de rocas; con distintos estados físicos. En estos casos en las áreas pequeñas las condiciones geológicas pueden ser heterogéneas y complejas, lo que es necesario considerar al ubicar las obras.

Para las rocas sedimentarias, en dependencia de las condiciones de su deposición, se presentan características diferentes en las formas de yacencia. Los depósitos marinos, como regla, también poseen distribución regional constante, según el rumbo y yacen en forma de capas, cuya potencia es de cientos y miles de metros. Sin embargo, la potencia de estos depósitos es más variable que la potencia de las rocas de origen continental. Para las rocas de las deposiciones lacustres, es característico un perfil geológico complejo, el cual se determina por una interstratificación parcial e irregular de las rocas de diferente composición litológica, entre las cuales se encuentran las rocas inestables a la acción del agua.

Los depósitos continentales, generalmente se caracterizan, en comparación con las rocas marinas, por una poca distribución y una potencia variable. Yacen en forma de mantos, estratos, lentes, bolsones, etc. Por eso, la explotación de las zonas formadas por las rocas de origen continental debe ser más detallada al situarse sobre ellas obras y al valorar las condiciones de su construcción.

La yacencia de las rocas duras y semiduras influye notablemente en los distintos tipos de obras ingenieriles. Las formas de los plegamientos crean una gran cantidad de problemas. Por ejemplo, existen serias dificultades de agua que pueden resultar de la construcción y mantenimiento de túneles que cortan sinclinales y anticlinales en que existen estratos porosos. En la construcción de zanjas profundas, para la construcción de autopistas y vías férreas surgen problemas graves relacionados con el desplome de grandes bloques de rocas, las cuales están en relación con las estructuras geológicas. Así por ejemplo, durante la construcción de la Autopista Nacional en el tramo de Santiago de Cuba a San Luis, ocurrieron

diversos deslizamientos de rocas, motivados por el corte de las bases de los taludes naturales; las rocas presentaban un fuerte agrietamiento asociado con los grandes pliegues y fallas (la falla de Boniato y Puerto Pelado).

2.3 Influencia de la composición, textura y estructura de las rocas duras y semiduras

La composición de las rocas magmáticas y metamórficas se determina por su composición mineral, y en las rocas sedimentarias por la composición mineralógica de los cristales que las forman y de los clastos y fragmentos que las componen, en ellas, tiene una función fundamental el cemento que las une. Para la valoración ingeniero-geológica de las rocas duras y semiduras es muy importante el significado de su composición mineralógica y los índices texturales y estructurales, porque ellos guardan una relación directa con la solidez, la densidad, la dureza, la compresibilidad y estabilidad en los procesos del intemperismo.

A la vez, las propiedades de los minerales formadores de rocas dependen de su composición química, del carácter de las uniones de los minerales y de las estructuras de las redes cristalinas.

La estabilidad de los minerales frente al intemperismo, así como junto a otras propiedades (disolución, solidez, dureza, etc.), se determina de la suma de energía y de su red cristalina. En la destrucción de los minerales influye la pérdida de la energía. La energía cristalina y sus propiedades dependen del número de iones que se determinan de su composición interna, de su tamaño, de su valencia y en el mayor de los casos, de las propiedades de polarización.

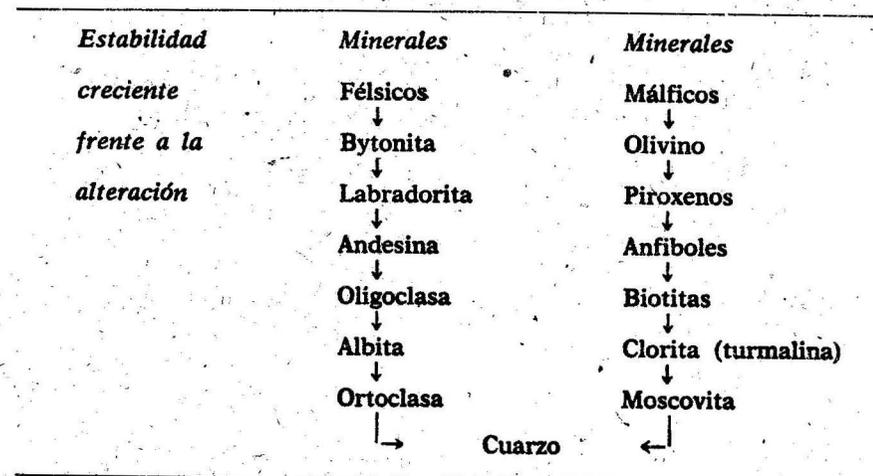
Pero la estabilidad de los minerales frente al intemperismo no sólo está en función del cálculo de energía interna, sino además de la misma red cristalina. Entre los silicatos se ha establecido una seriación de estabilidad, en la cual algunos minerales son más inestables que otros en el ambiente de alteración.

Como regla general, los silicatos en los cuales la proporción de óxidos metálicos con respecto a la sílice es elevada, tienden a descomponerse con más rapidez que aquellos en los cuales esta proporción es pequeña.

Para los mineralés de las rocas ígneas se ha establecido un orden de estabilidad, indicado en la gráfica.

El orden de resistencia creciente a la alteración es el mismo que el orden de cristalización, a partir de la mezcla fundida. No obstante a ello, el principal factor es la proporción de óxidos metálicos con respecto a la sílice; el olivino, en el cual la proporción es más elevada, es muy sensible a la alteración y se descompone con más rapidez, mientras que en el extremo opuesto se encuentra el cuarzo, que es uno de los minerales que tienden a permanecer por más tiempo en el eluvio.

Orden de estabilidad de alteración de los minerales de las rocas ígneas*



* Según S. S. Goldich "A study in Rock Weathering" Journal of Geology. vol. 46. p. 17, 1938.

Los minerales propios de las rocas metamórficas son, generalmente, más resistentes a la alteración. El granate, el talco y la serpentina son, incluso, más estables que el cuarzo, mientras que la clorita es, probablemente, tan estable como el feldespato potásico. En el caso de las rocas metamórficas su destrucción está controlada en gran parte por el porcentaje de minerales ígneos inestables que contienen. Claro está, las rocas metamórficas tales como el mármol, se comportan lo mismo que la caliza o la dolomita, aunque el mármol tiende a ser algo más resistente debido a su menor porosidad.

Con excepción de los sulfuros, carbonatos y sulfatos, los minerales sedimentarios importantes y comunes son estables. Estos incluyen el cuarzo, los minerales arcillosos y los óxidos de hierro, que son extremadamente resistentes a la alteración, son los mismos productos residuales de la alteración de la mayoría de los minerales tal como se puede ver en la tabla 2.2.

Para la valoración de las variaciones en la composición de las rocas es necesario prestar atención también al desarrollo de los feldespatos, de ellos, la cloritización, caolinitización, epidotización y el carácter de la distribución (homogénea o heterogénea) de los minerales inestables en las rocas.

Tabla 2.2 Productos de alteración de los minerales comunes

<i>Mineral original</i>	<i>Productos de alteración. Productos minerales-residuales</i>	<i>Iones liberados</i>
Anfibol	Minerales arcillosos, limonita, hematita	K, Ca, Mg, Na
Biotita	Minerales arcillosos, limonita, hematita	K, Mg
Calcita	Ninguno a partir del mineral. A partir de algunas calizas, algo de cuarzo, minerales arcillosos, hematitas como impurezas	Ca, HCO ₃
Clorita	Minerales arcillosos	Mg, Fe
Minerales arcillosos	Con gran humedad; en los trópicos pueden desarrollarse bauxitas (Al ₂ O ₃ , NH ₃ O)	SiO ₂ (coloidal)
Dolomita	Ninguno a partir del mineral	Ca, Mg
Granate	Granate	HCO ₃
Yeso	Ninguno	Ca, SO ₄
Hematita	Hematitas
Limonita	Limonitas
Moscovita	La moscovita por lo general tiende a permanecer, se altera a minerales arcillosos y cuarzo	SiO ₂ , K (coloidal)
Olivino	Minerales arcillosos, limonitas, hematitas	Mg, Fe
Ortosa y microclina	Minerales arcillosos, cuarzo	K, SiO ₂ (coloidal)
Plagioclasas	Minerales arcillosos	Na, Ca
Piroxenos	Minerales arcillosos, limonitas, hematitas	Mg, Fe, Ca
Pirita y marcasita	Limonita, hematita	Fe, SO ₄
Cuarzo	Cuarzo
Serpentina	Serpentina
Talco	Talco

Anteriormente señalamos que la composición de las rocas sedimentarias se determina no solamente por la composición de los clastos de las rocas y minerales, sino además, por la composición de las mezclas y el cemento. La existencia de mezclas tiene gran importancia para las rocas carbonatadas y la composición del cemento para las rocas clásticas. Así, por ejemplo, las rocas carbonatadas, además de los principales minerales formadores, calcita, dolomita y otros carbonatos contienen mezcla de sílice, de sustancias arcillosas, de yeso, etc. Las mezclas de sílice en la caliza, aumentan su estabilidad, por eso, las calizas silíceas, además de eliminar o disminuir la solubilidad se van a clasificar como rocas duras.

Los materiales arcillosos de las calizas al humedecerse, aumentan su capacidad de ablandamiento, disminuye la solidez, aunque dificulta la solubilidad, pero al aumentar el contenido de material arcilloso, las calizas se transforman en calizas arcillosas y posteriormente en margas, todas estas variedades son semiduras. Como regla general la dolomita aumenta generalmente la calidad de las calizas, porque disminuye su solubilidad. Las mezclas e inclusiones de yeso, anhidrita y otras sales de fácil solubilidad en las rocas carbonatadas son siempre de gran interés.

La parte componente más importante de las rocas clásticas es el cemento. Las rocas clásticas con cementos silíceos son más sólidas y resistentes a la meteorización. Una solidez relativamente alta la poseen las rocas con cemento carbonatado y ferroso.

Los conglomerados, las areniscas y las aleurolitas con cemento arcilloso, yeso y otros se relacionan con las rocas semiduras y poseen una solidez y una resistencia al agua muy reducida. Al valorar las rocas clásticas cementadas es muy importante el tipo de cemento. Las rocas con cemento basal tienen mayor solidez y estabilidad, en comparación con las rocas que tienen una cementación del tipo de contacto (cemento de contacto).

Ampliando lo expresado anteriormente, sobre la estabilidad y solidez de las rocas influyen extraordinariamente la textura y estructura. Son más sólidas y estables las rocas de estructura holocristalina, regular o de granos finos y medianos. Las rocas de granos gruesos, muy gruesos y extremadamente grandes son menos sólidas, tanto en su destrucción bajo la acción mecánica, como bajo la meteorización. Las rocas con un alto contenido de vidrio volcánico se agrietan fácilmente durante los cambios bruscos de temperatura.

De las rocas carbonatadas sedimentarias, las más estables y sólidas son las calizas cristalinas y dolomitas con estructura regular de grano fino; entre las rocas clásticas cementadas las psamíticas de grano regular y fino y las aleurolitas muy cementadas. Las psamíticas de grano grueso, muy grueso y también las psófiticas, se meteorizan y destruyen fácilmente. Son débiles las rocas carbonatadas con estructura oolítica organógena y detrítica.

La textura de las rocas se determina por la situación en el espacio de los componentes que las forman y por el grado de continuidad (monolitización). Las rocas de textura maciza se caracterizan por su resistencia a la meteorización y por una menor anisotropía en relación con las propiedades mecánicas.

Las rocas estratificadas, esquistosas con textura fluida, desordenada o vesicular se destruyen fácilmente por la meteorización y la influencia de los esfuerzos externos.

La composición mineralógica de las rocas está dada por el peso específico, pues es la magnitud ponderada media de los pesos específicos de los minerales que forman la roca. En la tabla 2.3 se muestra el peso específico de los distintos minerales.

En la tabla, el peso específico de los principales minerales formadores de rocas varía fundamentalmente de 2,50 hasta 3,10-3,20 g/cm³, muy pocas veces es menor de 2,5 (ópalo) o mayor de 400 g/cm³ (rutilo).

Cabe destacar, que la mayoría de los minerales formadores de rocas poseen una alta estabilidad y durante la acción de una carga se comportan como cuerpos frágiles. Sin manifestar ninguna deformación residual, a diferencia de las rocas, poseen índices de propiedades elásticas muy altos, los cuales no dependen mucho del tipo de deformación y de la magnitud de la carga aplicada. El coeficiente de compresibilidad volumétrica de los minerales formadores de rocas varía en límites desde $(0,2-0,9) \cdot 10^{-6}$ hasta $(3,2-6,4) \cdot 10^{-6}$ cm²/kg.

El cuarzo es el mineral que presenta una mayor compresión y los de menor son los anfíboles, piroxenos, y sobre todo, el olivino y el granate. Muchos de los minerales formadores de las rocas poseen anisotropía mecánica. Es conocida la influencia del clivaje sobre todo en la estabilidad mecánica de las micas y feldespatos. El cuarzo posee una anisotropía considerable, en dependencia de ello, a la cara de un cristal de cuarzo se le ha aplicado el esfuerzo a la compresión, por lo que se observan seis valores diferentes del módulo de elasticidad desde 71 000 kg/cm² a 1 075 000 kg/cm².

La composición mineral influye considerablemente sobre el peso específico de las rocas, ya que es la magnitud ponderada media de los pesos específicos de los minerales que las forman. El peso específico de los principales minerales formadores de rocas varía fundamentalmente desde 2,50 hasta (3,10-3,20) g/cm³ (tabla 2.3).

Es muy importante conocer la composición mineral de las rocas, al hacer la valoración ingeniero-geológica de esta contra la meteorización. Basado en los datos existentes actualmente, la estabilidad de los minerales contra la meteorización puede caracterizarse de las formas siguientes: el más estable contra la meteorización y el más importante de los minerales formadores de rocas es el cuarzo, el menos estable la moscovita, ortoclasa-microclina, menos estable aún: los feldespatos de calcio, las plagioclasas ácidas, la calcita, etcétera.

Tabla 2.3 Peso específico de los minerales formadores de rocas

Minerales	Peso específico g/cm ³
Cuarzo	2,65 - 2,66
Calcedonia	2,55 - 2,65
Opalo	1,90 - 2,50
Calcita	2,71 - 2,72
Dolomita	2,88 - 2,99
Magnesita	2,90 - 3,10
Ciderita	3,00 - 3,90
Anhidrita	2,50 - 2,70
Yeso	2,30 - 2,40
Apatito	3,15 - 3,27
Ortoclasa	2,50 - 2,65
Microclina	2,50 - 2,57
Plagioclasa	2,60 - 2,78
Albita	2,60 - 2,69
Hornblenda	2,00 - 2,75
Caolinita	2,58 - 2,75
Montmorilonita	2,04 - 2,52
Piroxenos	3,20 - 3,60
Wollastonita	2,79 - 2,91
Augita	3,20 - 3,60
Diopside	3,20 - 3,38
Anfíboles	2,99 - 3,47
Tremolita	2,90 - 3,10
Olivino	3,18 - 4,35
Granate	3,50 - 4,33
Zircón	3,80 - 4,86
Esfera	3,29 - 3,56
Labrador	2,67 - 2,72
Anortita	2,70 - 2,78
Nefelina	2,55 - 2,65
Moscovita	2,50 - 3,10
Biotita	2,69 - 3,40
Serpentina	2,50 - 2,65
Clorita	2,60 - 2,90
Epidota	3,07 - 3,50
Cordierita	2,57 - 2,78
Distena	3,59 - 3,68
Andalucita	3,10 - 3,20
Sillimanita	3,23 - 3,25
Rutilo	2,18 - 4,30

Son muy poco estables los feldespatos de calcio, las plagioclasas básicas (anortita), los feldespatos de leucita, nefelina, el olivino, la biotita y el yeso.

De los minerales accesorios de rocas, los más estables son el circonio, el granate, la turmalina, el corindón, el topacio, la andalucita, la estamolita, el rutilo, la espinela, la fenorita, y los menos estables son la piritita, la pirrotina, la hematina, el apatito y la glauconita.

Anteriormente señalamos que la composición de las rocas sedimentarias se determina no sólo por la composición de los fragmentos de rocas y minerales, sino por la composición de las mezclas y el cemento. La existencia de mezclas tiene gran importancia para las rocas carbonatadas, y la composición del cemento para las rocas clásticas cementadas. Así por ejemplo, las rocas carbonatadas, además de los principales minerales formadores (calcita, dolomita y otros carbonatos) contienen una mezcla de sílice, sustancias arcillosas, yeso, etc. Las mezclas de sílice, en las calizas, disminuyen su solubilidad y aumentan su estabilidad, por eso, las calizas silíceas compactas son corrientemente muy sólidas y estables y se clasifican como rocas compactas.

La sustancia arcillosa en las calizas, al humedecerse aumenta su capacidad de ablandamiento y disminuye la solidez, aunque dificulta la solubilidad, pero al aumentar el contenido del material arcilloso, las calizas se transforman en calizas arcillosas y posteriormente, en margas.

Todas estas variedades son semiduras. Como regla general, la dolomita aumenta la calidad de construcción de las calizas pues disminuye su solubilidad. Las mezclas e inclusiones de yeso, anhídrita y otras sales de fácil solubilidad son siempre de interés.

La parte componente más importante de las rocas clásticas cementadas es el cemento. Las rocas clásticas con cemento silíceo son más sólidas y resistentes a la meteorización. Una solidez relativamente alta poseen las rocas con cemento carbonatado y ferroso.

Los conglomerados, las areniscas y las aleurolitas con cemento arcilloso, yeso y otros se relacionan con las rocas semiduras porque tienen una solidez y una resistencia al agua muy reducida. Al valorar las rocas clásticas cementadas es muy importante el tipo de cementación. Las rocas con cemento basal y poroso tienen mayor solidez y estabilidad, en comparación con las rocas que tienen cementación del tipo de contacto.

Sobre la estabilidad y solidez de las rocas influyen extraordinariamente su estructura y textura. Las rocas de mayor estabilidad y solidez son las de estructura holocristalina, regular o de granos finos y medianos.

Las rocas de granos gruesos, muy gruesos y extremadamente grandes son menos sólidas, tanto a su destrucción bajo la acción mecánica, como bajo la meteorización.

Las rocas con alto contenido de vidrio volcánico se agrietan fácilmente durante los cambios bruscos de temperatura.

Entre las rocas sedimentarias carbonatadas las más estables y sólidas son las calizas cristalinas y dolomitas con estructura regular de granos medios y finos, y en las detríticas cementadas, las psamíticas de granos regulares y finos y aleurolíticas sólidamente cementadas. Las rocas psamíticas de granos grandes y gruesos y también las psefíticas se intemperizan y destruyen fácilmente. Son débiles las rocas carbonatadas con estructura oolítica organogénica, detrítica y tufítica.

La textura de las rocas se determina por la situación en el espacio de los componentes que las forman y por el grado de continuidad y monolitización.

Las rocas de estructura y textura maciza generalmente se caracterizan por una gran resistencia al intemperismo y por una baja anisotropía en el sentido de las propiedades mecánicas. Las rocas estratificadas, esquistas, con textura fluida o desordenada se alteran más fácilmente durante el intemperismo y la acción de los esfuerzos externos. Por consiguiente, las propiedades físico-mecánicas de las rocas, dependen, por una parte de las propiedades de los minerales formadores de rocas, y por otra, de la estructura de la roca en conjunto. Las propiedades de solidez y deformación, así como otras propiedades de los minerales, generalmente son más bajas que las propiedades de los minerales que los forman, es decir, las rocas siempre tienen porosidad, microagrietamiento y otros "defectos". Por eso, durante el análisis de los resultados del estudio de las propiedades físico-mecánicas, se pueden entender y explicar, partiendo del análisis general de las particularidades geológicas y petrográficas de las rocas, considerando el grado de meteorización y las particularidades estructurales de yacencia.

2.4 Cálculo del estado tensional de las rocas duras y semiduras para su valoración ingeniero-geológica

Las rocas en las condiciones de yacencia natural, generalmente, se encuentran en estado de compresión multilateral, el cual se desarrolla por la influencia del peso de las masas suprayacentes de rocas (fuerzas gravitacionales), movimientos tectónicos (fuerzas tectónicas), gradientes de temperatura y procesos geoquímicos.

Las tensiones internas ocurren en el estadio inicial de formación de las rocas, es decir, en las magmáticas, durante el enfriamiento y cristalización del magma; en las sedimentarias durante la compactación gravitacional y geoquímica de los sedimentos, en las metamórficas durante la recristalización de las rocas sedimentarias y magmáticas y durante los movimientos tectónicos que acompañan a estos procesos.

Por tanto, los componentes que forman las rocas duras y semi-duras (cristales y minerales, clastos), se cristalizan, compactan y cementan en estado de compresión bajo la acción de fuerzas moleculares, electrostáticas, gravitacionales y principalmente de las tectónicas. Las tensiones internas en las rocas pueden conservarse durante un tiempo muy prolongado, después que las fuerzas externas dejaron de actuar sobre ellas. Estas tensiones internas se denominan *tensiones residuales*. Durante el estudio de las rocas, desde el punto de vista ingeniero-geológico es necesario considerar no sólo las tensiones existentes en el macizo de rocas, sino también, las tensiones residuales.

El conocimiento de las magnitudes de las tensiones residuales permite explicar la causa del estado y comportamiento de las rocas durante la construcción de obras de diferentes tipos.

Las fuerzas gravitacionales en las regiones de plataformas en rocas sedimentarias pueden alcanzar valores de 1 200-1 000 kg/cm^2 y en las zonas geosinclinales 4 000-5 000 kg/cm^2 y más aún, las fuerzas tectónicas provocan tensiones de decenas de miles de kilogramos por centímetro cuadrado.

En la parte superior de la corteza terrestre, las rocas con su propio peso presentan tensiones en la unidad de kilogramos por centímetro cuadrado. Para una profundidad de 10 a 20 m presentan más tensión 20 a 30 kg/cm^2 , a una profundidad de 100 a 150 m, mayor de 1 000 kg/cm^2 . Las tensiones residuales en las rocas densas, en esas profundidades pueden alcanzar también iguales tensiones y más.

Hasta hace poco tiempo, al determinar las tensiones internas de las rocas se partió de la teoría formulada por el geólogo sueco Gueim. De acuerdo con esta teoría, las tensiones se determinan por la profundidad de yacencia a partir de la superficie de la tierra:

$$\sigma_1 = \gamma H$$

donde:

σ_1 : tensión principal vertical (kg/m^2)

γ : peso volumétrico (kg/m^3)

H: profundidad de yacencia de las rocas, en metros.

Gueim supuso que las tensiones en la corteza terrestre se distribuían según la ley hidrostática:

$$\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 = \gamma H \frac{\mu}{1 - \mu}$$

donde:

$\sigma_2 = \sigma_3$: tensiones principales horizontales

μ : coeficiente de Poisson igual a 0,5

En los estratos más superficiales de la corteza terrestre coeficiente de Poisson es igual a 0,25 no 0,5 por lo que:

$$\sigma_2 = \sigma_3 = \frac{1}{3} \sigma_1$$

La teoría de Gueim puede tomarse no sólo a modo de orientación pues es insuficiente para determinar las tensiones presentes en las rocas. Sobre la magnitud de estas tensiones ejerce influencia la situación estructural tectónica de las rocas, sus locaciones, agrietamiento y otros factores.

La medición de las tensiones realizadas en diferentes regiones, demuestran que a una profundidad de hasta 200 m de la superficie de la tierra, las rocas experimentan con frecuencia tensiones mucho mayores que las presiones determinadas por los cálculos de la teoría de Gueim. Al ocurrir esto, la componente horizontal tiene un valor más alto (100-300 kg/cm^2) que las verticales (50-100 kg/cm^2) (figura 2.2).

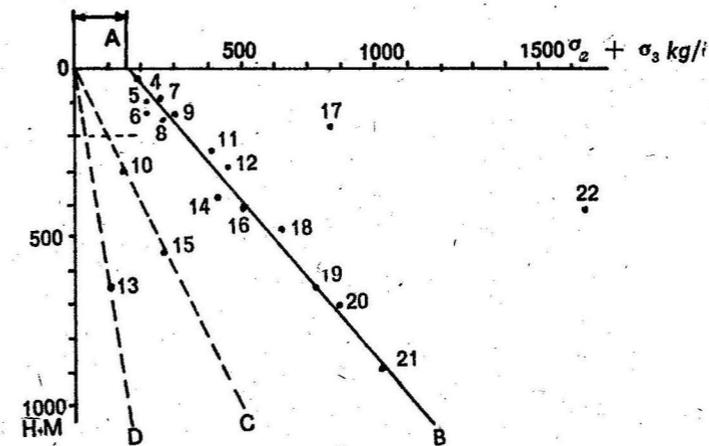


Fig. 2.2. Variación horizontal de las tensiones con la profundidad de las rocas cristalinas del Escudo Báltico. Confeccionado según mediciones de la mina Escandinavia.

Se pueden citar varios ejemplos de la existencia de tensiones residuales en macizos de rocas. Así por ejemplo, en las rocas cristalinas del Escudo Báltico, las tensiones horizontales cerca de la superficie de la tierra, equivalen a 160 kg/cm^2 y a una profundidad de 1 000 m alcanzan los 1 050 kg/cm^2 (figura 2.3).

Por consiguiente, las tensiones horizontales son mucho mayores que las verticales y tal correspondencia no puede sólo explicarse

cada por la acción de las fuerzas gravitacionales, sino que se explica también por la concentración existente de fuerzas tectónicas. La distribución de las tensiones en las rocas puede ser muy irregular, por ejemplo, durante la construcción de la Central Hidroeléctrica Picote (Portugal), construida sobre granito, cercano a una zona tectónica de buzamiento abrupto, las tensiones eran de 200 kg/cm^2 , y a una distancia de 16 m de esta zona era de 35 kg/cm^2 , es decir, casi seis veces menor.

Las altas tensiones en las rocas se conservan durante un período geológico prolongado. Sin embargo, al variar las condiciones del medio, las tensiones en las rocas disminuyen como consecuencia de su dispersión.

Para los pronósticos ingeniero-geológicos, la disminución de las tensiones naturales es de gran interés solamente durante la descarga de las rocas, pues precisamente este proceso provoca la variación de su estado y propiedades, así como también deformaciones. La disminución de las tensiones ocurre más rápida y fácilmente en la parte superficial de los bloques del macizo o de las capas de rocas descargadas, por ejemplo, en los bordes y superficies de valles fluviales, en taludes de macizos y de zanjas, en los bordes de canteras, en las paredes, piso y techo de las excavaciones subterráneas.

Las capas superficiales del macizo de rocas en el cual ocurre el proceso de disminución de las tensiones, generalmente se llama zona de descarga o zona de descompactación. En la zona de descompactación surge un sistema de grietas orientado principalmente en dirección paralela a la superficie destruida de las rocas. En esta zona varía la composición monolítica de las rocas, la densidad, la permeabilidad, la deformación, etc. Las grietas de descarga crean

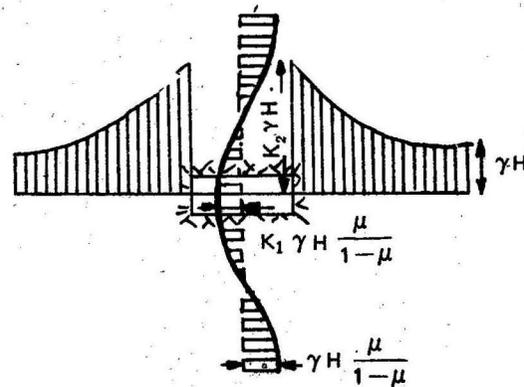


Fig. 2.3. Curvas de la distribución de las tensiones fundamentales horizontales en las rocas, después de la excavación subterránea horizontal.

superficies y zonas de debilitamiento, a lo largo de ellas se altera la estabilidad de las rocas y surgen o se forman los bloques móviles de deslizamiento. Lo que verifica la descompresión de las rocas y la disminución de las tensiones es la presión minera en excavaciones subterráneas, golpes mineros, irrupciones y otros fenómenos. Por eso, durante el proyecto de las obras es muy importante considerar no sólo las tensiones residuales cuya magnitud depende de la situación estructural técnica de la región, sino también, la zona de posible descompactación de las rocas y estudiar detalladamente el estado y las propiedades de las rocas de esta zona.

2.5 Agrietamiento de las rocas duras y semiduras y su significación para realizar la valoración ingeniero-geológica

El estudio del agrietamiento de las rocas duras y semiduras tiene una gran importancia en la valoración ingeniero-geológica de las rocas, ya que esto es lo que determina, en la mayoría de los casos, la solidez, estabilidad y deformación de las rocas en su interacción con la obra. El agrietamiento, conjuntamente con otras dislocaciones tectónicas caracteriza la estructura del macizo de rocas, y de termina la anisotropía especial de sus propiedades.

Las grietas se extienden, generalmente, en varias direcciones, lo que determina la situación especial de las superficies y zonas de debilitamiento. El agrietamiento de las rocas caracteriza no sólo su solidez y deformación sino también determina la acuosidad, higroscopicidad, permeabilidad al agua y a los gases. De esta forma, la intensidad del agrietamiento determina la profundidad de penetración de los agentes del intemperismo, del desarrollo de los procesos cársicos, el régimen de temperatura en el macizo de rocas, la resistencia sísmica de las rocas, la profundidad de la potencia de extracción durante el proyecto de obras. Todas las grietas que se observan en las rocas, según su génesis, pueden dividirse en: tectónicas y no tectónicas.

Las grietas tectónicas se desarrollan en las rocas magmáticas, metamórficas, y sedimentarias por medio de la influencia de las fuerzas tectónicas de compresión y tracción que superan los límites de ruptura de las rocas. En correspondencia con lo anteriormente expuesto, las grietas tectónicas se subdividen en grietas de cizallamiento y de ruptura. Las primeras se forman por la acción de tensiones tangenciales y las últimas por los esfuerzos de tracción. Las particularidades generales de las grietas tectónicas son las siguientes:

- Resistencia relativamente grande de las grietas según la dirección y la profundidad. Con frecuencia dichas grietas se observan a cientos y miles de metros, interceptando rocas de diferentes composiciones petrográficas.
- Determinada sistematización en la distribución de las grietas.

- Combinación normal de los sistemas de grietas con los elementos tectónicos (pliegues, fallas).
- Control de las grietas por infinidad de elementos estructurales petrográficos; estratificación, esquistosidad bandeada y lineal, orientación de manifestaciones de Schlieren, formaciones filoneanas, etcétera.

Las grietas de cizallamiento están ocultas; por lo general pocas veces son visibles; las superficies de sus grietas son planas y elevadas; algunas veces formando espejos y surcos de desplazamiento en las rocas a lo largo de las grietas. Generalmente formando sistemas de grietas inclinado y cruzado. Las variedades que se forman por estas grietas tienen forma regular. Las grietas de este tipo tienen muy poca o ninguna acuosidad, la permeabilidad también es insignificante.

Cuando se explotan rocas con grietas de este tipo, pueden ocurrir deformaciones considerables acompañadas por la exfoliación y el desplazamiento de grandes masas de rocas.

Las grietas tectónicas de ruptura están generalmente abiertas (hendiduras), en pendientes grandes o verticales, su superficie es accidentada, quebrada, cubierta por incrustaciones que verifican la circulación de las aguas subterráneas. Frecuentemente dichas grietas están rellenas por material desplazado o por el que se forma debido a la ruptura y trituración de las rocas, por la meteorización o por alteraciones hidrotermales. Estas grietas muchas veces se encuentran relacionadas con los filones de cuarzo, calcita, yeso, etc. Las grietas de ruptura, a menudo son acuíferas, su permeabilidad es alta y, en ellas se observan grandes flujos de aguas subterráneas hacia las excavaciones, así como también grandes flujos de agua que se filtran desde canales, embalses, etcétera.

Las grietas de ruptura, según el rumbo y la profundidad, se observan a distancias más cortas que las grietas de cizallamiento. Estas grietas, a veces, son continuas, o sea, una grieta se acuña junto con ella o a un lado de ella aparece otra de igual dirección. En diferentes zonas estas grietas pueden compactarse y formar zonas de agrietamiento, o por el contrario estar separadas.

En rocas aplastadas por plegamiento se manifiestan frecuentemente de forma muy clara, superficies hendidas, orientadas regularmente en la misma dirección del plegamiento. Dicho fenómeno se llama *clivaje*. El clivaje no perturba la continuidad de la roca y por eso se diferencia de las grietas tectónicas.

En el afloramiento de la zona de meteorización, el clivaje tiene formas de grietas paralelas parciales cerradas o abiertas con superficies planas y frecuentemente con huellas de deslizamiento y frotamiento.

Según su origen, el clivaje puede ser *endógeno* (relacionado con los procesos profundos internos de la corteza terrestre, formación de pliegues, dislocaciones de rupturas, metamorfismo) y *exógeno*

(relacionado con los procesos superficiales, diagénesis y deslizamientos). El clivaje endógeno es un fenómeno muy raro.

El clivaje se divide en: de flujo y de ruptura (falla). Ambos se forman durante el proceso de deformaciones plásticas en las condiciones correspondientes. El clivaje de flujo está determinado por la situación plana paralela de los minerales en la roca. Principalmente es característico de las rocas metamórficas. El clivaje de flujo corrientemente abarca capas potentes de rocas.

El clivaje de ruptura no depende de la situación de los minerales en la roca, surge sin alterar su estructura. Su formación está relacionada con la acción de los esfuerzos de compresión, cizallamiento y tracción. Como regla no cruza toda la capa de rocas, sino que se manifiesta en diferentes capas intercaladas. Por su relación con la estratificación está situada por lo general en forma perpendicular o diagonal.

El clivaje es un fenómeno muy importante pues conjuntamente con el agrietamiento determinan el estado del macizo de las rocas duras y semiduras, y el carácter de la meteorización de las rocas y su deformación bajo la acción de los esfuerzos externos.

Las grietas no tectónicas se forman por la acción de las fuerzas internas de compresión y tracción que se desarrollan en una y otra roca. Las particularidades generales de ellas son:

- Relación con los horizontes superficiales, e incluso con los superiores de la corteza terrestre.
- Para cada tipo petrográfico de roca se forman estrías de diferentes tamaños y formas.
- Irregularidad en el rumbo.
- Ausencia, como regla, de un sistema de grietas determinado.
- En los horizontes superiores estas grietas están abiertas, pero a cierta profundidad se estrechan y acuñan.

Las grietas no tectónicas pueden dividirse en varios grupos:

- De contracción, las cuales surgen al disminuir el volumen durante el enfriamiento de las rocas magmáticas (grietas de separación primaria).
- Grietas secas que surgen como consecuencia de la disminución del volumen de los sedimentos al secarse y al disminuir durante la diagénesis. Estas grietas son también llamadas diagenéticas.
- Grietas de estratificación que surgen en las rocas sedimentarias durante su proceso de litificación, el cual está acompañado de deshidratación y solidificación.
- Grietas de meteorización, las cuales se forman como resultado de la destrucción de las rocas durante la meteorización.
- Grietas de descarga que se forman como resultado de la transmisión elástica de las rocas durante la excavación de zanjas profundas, excavaciones subterráneas o procesos erosivos.

- Grietas que surgen debido a la redistribución de tensiones en los deslizamientos, al formarse hendiduras y ocurrir asentamientos.
- Grietas artificiales que surgen durante explosivos, hundimientos, etcétera.

Las grietas de contracción están dispuestas, generalmente en forma perpendicular y paralela a la superficie de enfriamiento de las rocas magmáticas, rompiéndolas en pedazos de forma cúbica, paralelepípeda, acolchada, de columna, esférica, etcétera.

Las grietas secas o grietas de diagénesis aparecen en rocas arcillosas de grano fino. Comúnmente están abiertas en la parte superior y cerradas a cierta profundidad. Estas grietas están situadas perpendicularmente a la superficie del estrato y no salen fuera de sus límites.

La posición de las grietas de diagénesis depende de la composición litológica de las rocas. En las calizas y las dolomitas, estas grietas están situadas perpendicularmente a la estratificación; en las areniscas, conjuntamente con las grietas perpendiculares a la estratificación se observan también grietas oblicuas. En margas, arcillas y arcillas silíceas, las más características son las grietas que limitan conchas y cascajos.

Las grietas de estratificación se desarrollan en dirección a la estratificación de las rocas, principalmente en el límite de las copas adyacentes litológicamente diferentes. En dependencia del carácter de la estratificación, dichas grietas forman variedades de láminas gruesas, finas y planas.

Las grietas de meteorización surgen como resultado de la trituración de las rocas, por la acción de las oscilaciones de temperatura, el agua, las raíces de las plantas y los organismos. Las grietas de meteorización se forman en los horizontes superiores. Generalmente son onduladas, ramificadas, con superficie desigual.

Las grietas de descarga surgen al aumentar el volumen de las rocas después de disminuir la carga. Estas se desarrollan más o menos paralelamente a la superficie aflorada. Cerca de esta superficie, las grietas son numerosas y muy bien manifestadas, a cierta profundidad la intensidad del agrietamiento disminuye. Si la superficie de afloramiento es paralela a la estratificación, entonces las grietas de descarga se desarrollan en dirección a la estratificación o paralelamente a esta.

Las grietas de deslizamiento o hundimiento se observan en zonas donde está alterado el equilibrio de las masas de rocas y donde ocurre su desplazamiento. Como resultado de esto, en las rocas surgen las tensiones de desplazamiento, cizallamiento y tracción. Las grietas de deslizamiento están relacionadas con el cuerpo del deslizamiento y parcialmente a lo largo de sus límites. Por las grietas que limitan al deslizamiento, ocurre generalmente el desliza-

miento de las masas de rocas. Estas grietas, comúnmente, están abiertas y a cierta profundidad se acuan.

Las grietas de hundimiento surgen sobre cavernas cársticas, canales y otro tipo de cavidad. Generalmente están abiertas, hendidas, abruptas o verticales, orientadas indistintamente en el plano.

Las grietas artificiales tienen diferentes orientaciones y grados de intensidad en su desarrollo, lo cual, a menudo, depende de la composición litológica de las rocas.

Durante el estudio ingeniero-geológico del agrietamiento de las rocas duras y semiduras es necesario prestar gran atención a las cuestiones siguientes:

- Determinar el sistema predominante de grietas para precisar la regularidad espacial (anisotropía) de las rocas en una u otra zona. Dividir las grietas locales y regionales.
- Determinar el grado de agrietamiento de las rocas con el objetivo de hacer la valoración cuantitativa de la influencia sobre la solidez, estabilidad y deformación de las rocas.
- Seleccionar los métodos racionales de los trabajos de exploración y experimentación durante las búsquedas ingeniero-geológicas e investigaciones para revelar la anisotropía de las propiedades físico-mecánicas de las rocas, en dependencia de la orientación del agrietamiento.

Al estudiar la orientación de las grietas en el espacio es necesario, ante todo, determinar los elementos de yacencia de las rocas, la orientación de su estratificación, la esquistosidad y otras particularidades de su textura.

Después de esto se realizan mediciones en la masa del agrietamiento de los elementos de yacencia de los planos de grietas (200-500 mediciones en cada zona). Son indispensables las mediciones de los tres elementos de orientación de los planos de la grieta, azimut de dirección y de buzamiento y ángulo de buzamiento. El azimut de dirección para comodidad de la posterior elaboración de los resultados de las investigaciones, es mejor medirlo solamente en los rumbos septentrionales.

La siguiente etapa de investigación del agrietamiento es la sistematización de los resultados de las investigaciones, es decir, aclarar la orientación de los azimuts de dirección y buzamiento de las grietas más frecuentes.

Para cada sistema de grietas se determinan los ángulos de buzamiento más frecuentes y sus límites de variación. La sistematización debe realizarse por separado para cada tipo de roca, para cada flanco del pliegue, para cada zona de contacto de la intrusión y de su parte central, etc. Para evidenciar la sistematización de orientación de las grietas, generalmente se añaden gráficos-rosetas, diagramas y mapas de agrietamiento. En las rosetas de agrietamiento se expresa un solo elemento de orientación de las grietas—azimut de dirección o azimut de buzamiento (figura 2.4). Estos dan

una idea acerca de los rumbos predominantes de la dirección o del buzamiento de las grietas. En los diagramas se indican dos elementos de orientación de las grietas.

El azimut de dirección y el de buzamiento, se componen de diagramas circulares de puntos, figura 2.5 o de isolíneas, figura 2.6.

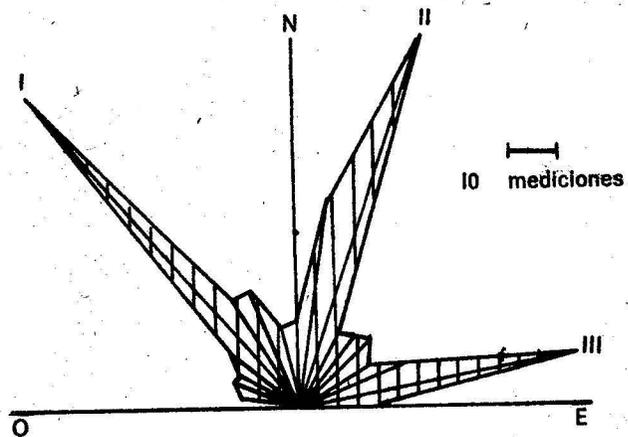


Fig. 2.4. Roca de agrietamiento. Sistema de grietas: I, Az del Buz, NE 320; II, Az del Buz, NW 20; III, Az del Buz, NW 80.

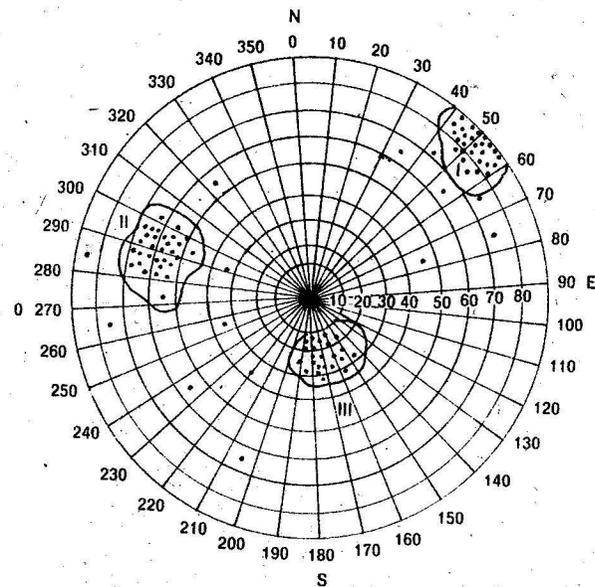


Fig. 2.5. Diagrama de agrietamiento. Sistema de grietas: I, Az del Buz, NW 50, L 80°-90°; II, Az del Buz, NE 290, L 55°-65°; III, Az del Buz, SW 170, L 15°-30°.

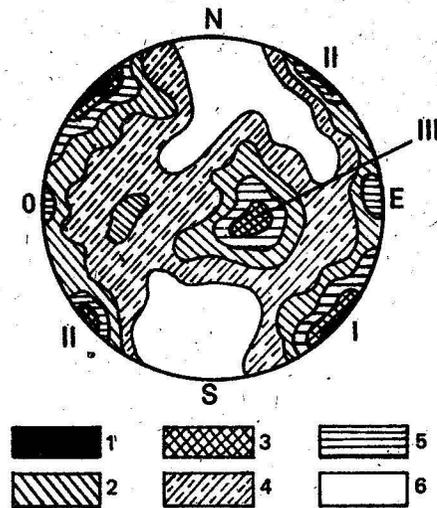


Fig. 2.6. Diagrama de agrietamiento en isolíneas. Sistema de grietas: I, verticales Az NE 50; II, verticales Az SW 130; III, inclinados Az NW 25. Buz. L 20°. Número de puntos del total de mediciones (%) 1,6,5; 2,5,4; 3,4,3; 4,3,2; 5,2,1; 6,1,0

En el primer diagrama, cada medición está representada por un punto en la red especialmente confeccionada. El número de puntos en el diagrama corresponde al número de mediciones realizadas en las grietas.

La concentración de puntos en alguna parte del diagrama, permite separar diferentes sistemas de grietas con elementos de orientación parecidos. El método para componer dichos diagramas es sencillo pero tiene algunas desventajas. Las superficies de las celdillas de la red son diferentes, por eso la concentración de los puntos en una u otra parte del diagrama expresa de forma imprecisa los sistemas de grietas dominantes. Además, los diagramas de puntos basados en un número diferente de investigaciones son incomparables entre sí. Para hacerlos comparables, la concentración de puntos en una unidad de superficie no debe expresarse en unidad absoluta sino relativa.

Con el objetivo de eliminar los defectos mencionados en los diagramas de puntos, y aclarar más detalladamente la distribución del agrietamiento, para elaborar los resultados de las investigaciones se utiliza el diagrama circular en isolíneas. En dicho diagrama, las mediciones de las grietas (azimut de dirección y ángulo de buzamiento) se representan por puntos en la red especial de superficies iguales de Walter Smith. En esta red se conserva la igualdad de las superficies en cualquier parte de la red, entre meridianos y paralelos, debidas a cierta alteración de los ángulos. Como resultado de la representación de todos los puntos se obtiene el diagrama

ma del mismo nombre. Con ayuda de patrones especiales se calcula el número de puntos de cada celdilla del área de la red y esta se expresa en un porcentaje obtenido del número total de mediciones. Como resultado de esto la red se cubre con las cifras situadas en el centro de sus celdillas. Después se trazan isolíneas, al igual que curvas de nivel al confeccionar los mapas topográficos. Esas isolíneas limitan las áreas de diferentes concentraciones de puntos.

Si en uno u otro sector hay determinado sistema de grietas, en el diagrama se revela el máximo, si no existen estas, las isolíneas cubren uniforme y borrosamente el campo del diagrama. La ventaja de dichos diagramas está en la evidencia de la situación especial (orientación) de las grietas en el sector estudiado y en la posibilidad de comparar y sistematizar las grietas de diferentes zonas y regiones.

Durante las investigaciones ingeniero-geológicas, además de caracterizar cualitativamente el agrietamiento es muy importante también hacerlo cuantitativamente. La valoración cuantitativa de un macizo de rocas está relacionada con algunas dificultades; por eso, en la mayoría de los casos se limitan a la valoración cuantitativa comparativa del grado de agrietamiento de las rocas y, a la división de las zonas que se caracterizan por diferentes grados de agrietamiento.

Para caracterizar el agrietamiento de las rocas de una forma más exacta, a menudo hay que realizar diferentes trabajos experimentales: excavación de calicatas, galerías, pozos criollos de gran diámetro, trincheras, etc., donde se pueden realizar mediciones especiales.

Al estudiar las rocas en afloramientos naturales o excavaciones mineras, pozos criollos, galerías y minas se puede tener una idea del grado de agrietamiento de las rocas por medio de la determinación del número de grietas, por metro de profundidad o longitud de la superficie aflorada, es decir, el módulo de agrietamiento. En correspondencia con esto es recomendable diferenciar:

- Zonas o sectores muy agrietados cuando se observa un promedio de 5 a 8 grietas por metro de longitud o de profundidad en la superficie de afloramiento de las rocas.
- Zonas o sectores agrietados cuando se observan de 2 a 3 grietas (densidad media de las grietas).
- Zonas o sectores poco agrietados cuando aparezcan de 1 a 2 grietas por 2 o 3 m en el afloramiento de las rocas.
- Zonas o sectores no agrietados (rocas monolíticas).

El número de grietas descubiertas depende de la orientación de las grietas. Si las grietas son verticales y se extienden paralelamente a la pared del afloramiento, es posible que no sean descubiertas. De una forma más exacta, el número de grietas se puede determinar si estas están orientadas perpendicularmente a la pared del afloramiento.

Se puede obtener una idea acerca del grado de agrietamiento de las rocas determinando el "perfil libre"¹ de ellas, es decir, en relación con el área del espacio libre S_1 ocupado por las grietas en el área de la superficie de las rocas S_2 en cuyos límites se observan, se representan y se miden las grietas (figura 2.7).

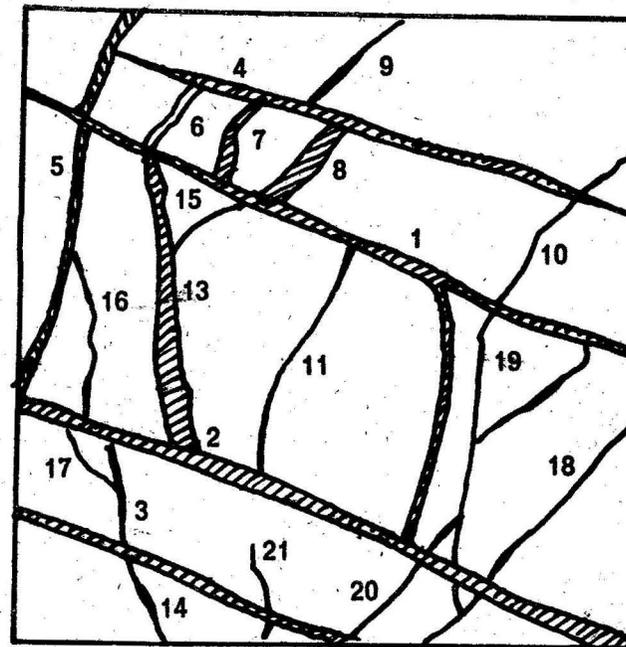


Fig. 2.7. Dibujo de la distribución del agrietamiento en el afloramiento para el cálculo del coeficiente de agrietamiento. $K_{agr} = \frac{S_1}{S_2}$.

El índice del grado de agrietamiento de las rocas se denomina coeficiente de agrietamiento K_{agr} .

$$K_{agr} = \frac{S_1}{S_2} \cdot 100 \%$$

Se ha propuesto la siguiente característica de las rocas según su grado de agrietamiento.²

- Rocas poco agrietadas ($K_{agr} < 2 \%$).
- Rocas de agrietamiento medio ($K_{agr} = 2,5 \%$).
- Rocas agrietadas (K_{agr} de 5 a 10 %).
- Rocas muy agrietadas (K_{agr} de 10-20 %).
- Rocas extremadamente agrietadas ($K_{agr} > 20 \%$).

¹ "Perfil libre" de las rocas de F. P. Savanienskü, 1935.

² L.I. Neischtadt, 1957.

En las investigaciones ingeniero-geológicas, el tipo de perforación más utilizado para rocas duras y semiduras es la exploración de columnas. Con este método de perforación se puede tener una idea acerca del grado de agrietamiento basado en los datos siguientes:

- Cálculo del porcentaje de salida del testigo.
- Cálculo del número de grietas en cada tipo (1 metro).
- Observaciones de los saltos de la varilla de sondeo al cruzar grietas, cavernas y cavidades (porcentaje de recuperación de testigo).
- Observaciones de los gastos del líquido de lavado; por la magnitud de cada gasto se pueden dividir las diferentes zonas de agrietamiento de las rocas.
- Fotografía de las paredes de los pozos con ayuda de equipos especiales y de televisión.
- Medición de la densidad de las rocas con ayuda de métodos geofísicos (Gamma-Gamma carottage).

La valoración comparativa del grado de agrietamiento de las rocas puede realizarse también por los resultados de los trabajos experimentales especiales e inyecciones experimentales y rellenos de pozos y excavaciones mineras con agua.

Una característica importante de la influencia del agrietamiento sobre las propiedades de las rocas es el *coeficiente de debilitamiento estructural de las rocas*, el cual es igual a la relación de la solidez de las rocas en el macizo (C_1) con la relación de la solidez de la roca en la muestra (C_2):

$$K_{deb} = \frac{C_1 \text{ macizo}}{C_2 \text{ muestra}}$$

La magnitud de este índice para las rocas monolíticas poco agrietadas y según las direcciones no coinciden con las de las superficies y zonas de debilitamiento, alcanzan valores correspondientes a fracciones decimales de la unidad y el índice para las rocas muy agrietadas, fracciones de centésima y milésima de la unidad. La magnitud de este índice depende de la relación de las dimensiones del macizo investigado, con la dimensión de la muestra.

La valoración de la influencia de las grietas y de los sistemas de grietas sobre la estabilidad de la zona, y de las obras proyectadas tiene que concluir con la fundamentación de las medidas ingenieriles necesarias para eliminar la influencia del agrietamiento, para esto se emplean diferentes tipos: de compactación artificial y de cementación de rocas, y se adoptan medidas que garanticen la estabilidad de la obra.

Por lo señalado anteriormente, durante el estudio de las rocas duras y semiduras hay que prestar atención a la metodología que

aparece tanto en los informes ingeniero-geológicos como geológicos para estudiar la anisotropía de las rocas y sus propiedades en dependencia de su agrietamiento.

2.6 Influencia de la meteorización sobre las propiedades de las rocas duras y semiduras

En la zona superficial de la corteza terrestre, las rocas, bajo la influencia de los cambios de temperatura, la acción del agua, los vientos, la actividad de los microorganismos y plantas, sufren diferentes transformaciones de la meteorización. Como resultado de ello surge y se desarrolla una zona aluvial o de rocas meteorizadas.

Al resolver los problemas ingeniero-geológicos, la valoración del grado de meteorización de las rocas duras es de mucha importancia, porque mientras mayor es la corteza de intemperismo, mayor es el grado de trituración de las rocas. La meteorización es un proceso muy complejo. Dicho proceso consiste no sólo en la destrucción de la integridad de la roca ni en la destrucción de su composición mineral y química, sino también en la formación de nuevos minerales secundarios, estables en la zona de meteorización.

La meteorización de las rocas es un proceso de desarrollo continuo, cuya intensidad depende tanto de las propiedades de las rocas, de su composición mineral, estructura, textura, como de las condiciones del medio, es decir, de las condiciones climáticas y físico-geográficas.

Los agentes principales de la meteorización de las rocas son: temperatura, agua y soluciones acuíferas, los organismos de animales y plantas, generalmente, actúan de forma simultánea, pero la intensidad y predominio de uno u otro depende de las condiciones climáticas de la región.

En las condiciones de clima cálido y húmedo, de vegetación abundante y variada, como en Cuba, los procesos bioquímicos existentes se desarrollan predominando, principalmente, la meteorización química (zona minera de Moa y Nicaró).

En condiciones de clima continental seco de desiertos y semidesiertos, exentos de vegetación, predomina la meteorización física.

Además del clima, sobre el carácter y la intensidad de la meteorización influyen mucho los accidentes del terreno,

En condiciones de relieve montañoso, los procesos de erosión superficial aumentan, a veces, los ritmos de la erosión superan los de la meteorización de las rocas, por eso la potencia de la corteza de intemperismo es insignificante.

En zonas con relieve de llanuras, donde los ritmos de erosión superficial son débiles, la meteorización de las rocas se extiende a gran profundidad. Aquí tiende a formarse en iguales condiciones una corteza de meteorización más potente.

De esa forma, de todos los factores externos que determinan el ritmo y la intensidad del desarrollo de la meteorización de las

rocas, los más importantes son el clima y el régimen tectónico que actúa a través del relieve. En la mayoría de los casos, la meteorización física y química se desarrolla simultáneamente, pero en dependencia de las condiciones climáticas y los accidentes del terreno, prevalece una u otra meteorización.

La meteorización física primero determina el agrietamiento de la roca o su exfoliación, después su división en detritos, generalmente angulares, los cuales después se desmenuzan, fragmentan y transforman en cascajo, arena gruesa y arena fina. Estas alteraciones son muy notables en los horizontes superficiales de la corteza terrestre (zona de meteorización activa). En el perfil vertical, desde abajo hacia arriba, se observan las subzonas siguientes:

- Rocas monolíticas.
- Rocas detríticas.
- Cascajo de cantos pequeños.
- Arena gruesa.

La potencia total de la zona de alteración física de las rocas se mide, generalmente en metros.

Durante la meteorización química ocurre la descomposición química de la roca con alteraciones de la composición química y mineral; se forman nuevos minerales que son más estables y se acumula la sustancia mineral en estado coloidal muy disperso.

Los agentes principales de la meteorización química son el agua y el ácido carbónico, oxígeno y ácidos orgánicos disueltos que se forman como resultado de la descomposición de diferentes minerales, restos vegetales y actividad de los organismos.

El agua es un reactivo químico muy fuerte porque siempre contiene iones disociados (H^+ y OH^-). Mientras mayor es la concentración de iones de hidrógeno en el agua, más fuerte es su acción química sobre los componentes de la roca. El grado de concentración de los iones de hidrógeno en el agua, aumenta con el aumento de temperatura. Así por ejemplo, la concentración de iones de hidrógeno en aguas subterráneas de las zonas tropicales, es aproximadamente 6 veces mayor que en las aguas subterráneas de las zonas templadas, por eso, la intensidad de la meteorización química en un clima caliente es mayor. La disociación del agua depende de que en ella exista ácido carbónico libre. En el agua saturada por el ácido carbónico aumenta la concentración de iones hidrógeno en 300 veces y más. Durante la meteorización química, en la roca pueden ocurrir simultáneamente la disolución, la oxidación, la hidratación y la sustitución o hidrólisis.

La disolución directa es inherente solamente a sales fácilmente solubles. La solubilidad de diferentes silicatos, en comparación con las sales simples es insignificante. La existencia simultánea de diferentes sales en la solución influye sobre la solubilidad de los minerales y las rocas.

A los procesos de oxidación están expuestas muchas rocas y minerales que contienen óxidos ferrosos, de manganeso, níquel, cobalto, vanadio, azufre y otros elementos. La esencia del proceso consiste en la transformación de las combinaciones de dichos metales en óxidos; como resultado de ello la red cristalina comienza a destruirse. Aparentemente, este proceso se manifiesta ante todo en el color de la roca, surge el color amarillo (ocre) en la pigmentación de los minerales. Un ejemplo de este proceso es la oxidación del sulfuro ferroso (pirita). Los sulfuros, en presencia del agua y el oxígeno libre se transforman en inestables y al oxidarse se convierten lentamente en sulfatos carbonados y óxidos:



De la pirita se obtiene limonita, el compuesto más estable de las zonas superficiales de la corteza terrestre. Por los procesos de oxidación de la pirita se explica la presencia de yeso en la zona de meteorización de algunos depósitos arcillosos.

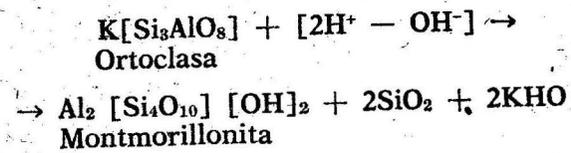
Es bien conocido que durante la meteorización ocurre la hidratación de diferentes minerales. Su esencia está en que muchos minerales por la acción del agua y del vapor se convierten en compuestos de mayor contenido de agua, y se asocian a esta químicamente, formando cristales hidratados. Principalmente comienzan a hidratarse los minerales de clivaje muy manifestado, fundamentalmente micas y cloritas que se convierten en hidromicas e hidrocloritas, por ejemplo:



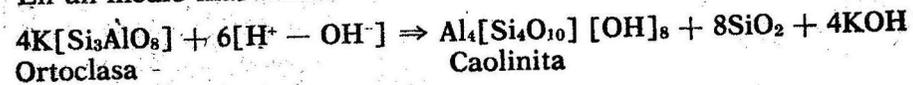
En el proceso de hidratación, generalmente surgen formas hidratadas intermedias en las cuales el contenido de agua varía en relación con la alteración de las condiciones externas. En calidad de ejemplo de hidratación de los minerales en la zona de meteorización, se puede mencionar la transformación del anhídrido de yeso, en yeso ($CaSO_4 + 2H_2O \rightarrow CaSO_4 \cdot 2H_2O$) y de la hermatita en limonita ($Fe_2O_3 + nH_2O \rightarrow Fe_2O_3 \cdot nH_2O$).

La descomposición hidrolítica es el proceso fundamental de la erosión química de los minerales formadores de rocas, tan ampliamente difundidos como los silicatos, etc. Este proceso consiste en que el ion hidratado de hidrógeno (ozono) desplaza en la red cristalina de los minerales al K, Na, Ca, Mg, al introducirse en la misma, debilitando la relación interna y provocando la transformación de la red, en red estratiforme, y después su disposición en diferentes componentes. La consecutividad de la descomposición

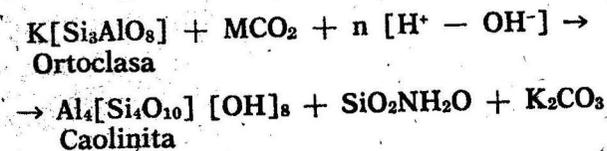
hidrolítica de los silicatos se puede representar con el esquema siguiente:



En un medio más ácido:

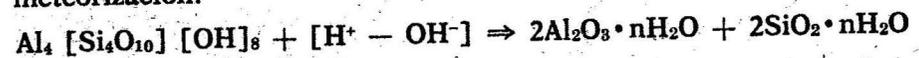


En un medio carbónico:



Un esquema de descomposición análogo tienen los silicatos de hierro-manganeso. Es característico que en primer lugar, de la red cristalina de minerales primarios se desplacen las bases que forman soluciones reales. El hierro que entra en la composición de las combinaciones, pasa de la forma ferrosa a la oxidada formando la limonita.

Los minerales arcillosos secundarios, en un ambiente de clima cálido y húmedo de zonas tropicales, cuando los procesos de meteorización tienen una duración considerable, pueden afectarse con la posterior descomposición y convertirse en los productos esenciales finales de la meteorización química, óxidos de sílice, de aluminio y de hierro, los cuales son los más estables en la zona de meteorización:



Como resultado de investigaciones realizadas durante muchos años se ha determinado que la meteorización de las rocas es un proceso complejo y continuo que se caracteriza por algunas fases de variación de la composición y el estado de las rocas, en relación con la transformación del medio.

Actualmente existen 4 fases fundamentales de meteorización:

- Detrítica.
- Sialítica-alcalina.
- Sialítica ácida.
- Alítica.

En la fase detrítica ocurre solamente la destrucción mecánica: trituración, desintegración de la roca sin alterar su composición mineral y química.

La fase sialítica-alcalina es la fase inicial de la meteorización química de las rocas. En esta fase, de las rocas se desprenden todas las sales solubles simples, comienza la hidratación de los minerales y la descomposición hidrolítica de los silicatos con el desprendimiento de las bases (K, Na, Mg, Ca). Los metales alcalinos y alcalino-térreos que participan en la solución determinan la reacción alcalina o neutra del ambiente y una parte del sílice para el estado móvil. Lo mismo ocurre con el Mn, el cual se desprende. Los óxidos de valencia II y III: Fe₂O₃, Al₂O₃, TiO₂ y otros, al participar en la solución de rocas madres, se coagulan y sedimentan. En esta etapa comienzan a formarse los minerales arcillosos y se acumula carbonato de calcio poco soluble.

La fase ácido-sialítica se caracteriza por el lavado prolongado de las bases y del SiO₂ de los silicatos meteorizados, como consecuencia de ello las condiciones alcalinas se sustituyen paulatinamente por las ácidas, comienza la migración de los compuestos poco solubles de Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO₂ y otros. Mientras más ácido es el ambiente, más intensamente se descomponen los silicatos, y la prolongación del desprendimiento del Mg y K provoca la destrucción de los minerales arcillosos que se formaron en la fase anterior.

Un medio ácido facilita la conservación y formación de los minerales arcillosos sin bases (caolinita, halloysita).

La fase alítica se caracteriza por la siguiente descomposición y simplificación de los compuestos. Los silicatos se descomponen en óxidos esenciales de sílice, aluminio y hierro con valencias II y III. Este proceso conduce a la formación de las lateritas que son deposiciones residuales beneficiadas por los hidratos y óxidos de hierro y por el alúmina libre.

Esta fase está desarrollada, principalmente, en condiciones de clima cálido y húmedo de las regiones tropicales y subtropicales. La potencia total de la zona de meteorización química de las rocas puede alcanzar docenas y hasta cientos de metros.

En la práctica, en los trabajos ingeniero-geológicos en la zona de meteorización, hay que determinar:

- Potencia total de las capas meteorizadas, relieve de la superficie de las rocas no meteorizadas.
- Subdivisión de la zona de meteorización en subzonas.
- Solución de los problemas productivos basados en los datos obtenidos de la selección de las zonas más favorables para la construcción.
- Determinación de la profundidad de los cimientos.
- Valoración de la estabilidad de las rocas meteorizadas en taludes y pronósticos del desarrollo de unos y otros fenómenos físico-geológicos.
- Adopción de medidas para asegurar la estabilidad de las obras.

Capítulo 3 PROPIEDADES FÍSICO-MECÁNICAS DE LAS ROCAS DURAS Y SEMIDURAS

3.1 Características generales

Se denominan propiedades físico-mecánicas de las rocas duras y semiduras, aquellas que determinan su estado físico, su relación con el agua y las particularidades de variación en su solidez y deformación. Se dividen en propiedades físicas, acuíferas y mecánicas. Ellas se expresan y valoran con ayuda de determinados índices.

Las propiedades físicas caracterizan el estado físico de las rocas en las condiciones de yacencia natural, cortes, taludes, canteras, presas y otras obras. Los datos acerca de las propiedades físicas permiten también valorar cuantitativamente su solidez y estabilidad. Las propiedades acuíferas se manifiestan en la relación de las rocas con el agua, es decir, la capacidad de alterar la composición, solidez y estabilidad, durante la interacción del agua con la roca, su capacidad de absorberla, retenerla y filtrarla. Conociendo las propiedades acuíferas se puede hacer un análisis de los cambios en la solidez y otras propiedades, así como valorar el desarrollo de cualquier proceso y fenómeno geológico. Algunos índices de las propiedades acuíferas de las rocas se emplean para distintos cálculos ingenieriles, por ejemplo, para calcular las pérdidas de filtración, la atenuación de agua en las zanjas de cimentación, para determinar los procesos de sufusión y otros.

Las propiedades mecánicas caracterizan el comportamiento de las rocas durante la influencia, sobre esta, de los esfuerzos y cargas externas. Estas propiedades permiten valorar la solidez y deformación de las rocas. Los índices de las propiedades mecánicas se utilizan en diferentes cálculos ingenieriles, por ejemplo, en los cálculos de asentamiento de las obras en tiempo, en la estabilidad de los taludes y pendientes naturales, en determinar la magnitud de la presión de las rocas sobre obras de soportes o fortificaciones de las excavaciones subterráneas.

Las investigaciones de las propiedades físico-mecánicas reflejan los cambios que han tenido lugar en las rocas a causa de un de-

sarrollo geológico bajo la influencia de los distintos fenómenos y procesos, entre ellos la influencia del intemperismo, los procesos gravitacionales, los procesos de asentamiento, geoquímicos, tectónicos, etcétera.

Antes de hacer un análisis de las propiedades físico-mecánicas de las rocas duras y semiduras es necesario prestar atención a las propiedades de la composición, textura y estructura y también al carácter de sus relaciones estructurales.

El volumen de cualquier tipo de roca (figura 3.1) se divide por el volumen de las partículas mineralógicas de su esqueleto: V_1 (volumen sólido) y su volumen de poro, vacío, caverna, grietas y otras V_2 , completamente llenas de agua o aire. Generalmente, todos los espacios en la roca determinan su porosidad y partes de las cavidades que poseen dimensiones capilares (para menos de 1 mm), la anchura de la grieta (0,25 mm) o subcapilares (diámetro poro 0,0002 mm) para anchura de las grietas (0,0001 mm) expresan su porosidad.

Es importante señalar que la porosidad de las rocas se distribuye más o menos igual en todas las partes del macizo rocoso, cuando no existe tal distribución la denominaremos cavernosidad, grietas y cavernas, las cuales se distribuyen de forma irregular, es decir, en un lugar éstas pueden aparecer y en otros no, para el mismo macizo rocoso. Es de señalar que la porosidad no viola su carácter monolítico y por ejemplo, se va a manifestar de igual manera tanto en la muestra como en las condiciones de yacencia de las rocas.

El aumento de la porosidad de las rocas disminuye su solidez y estabilidad, aumentando la hidroscopticidad (absorción de agua) y el proceso hacia la deformación de ellas.

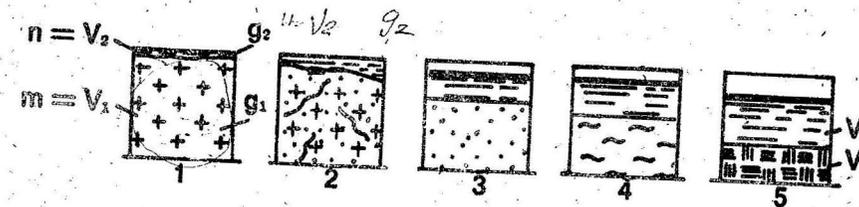


Fig. 3.1. Esquema que expresa la relación entre el volumen de las partículas de mineral (esqueleto M) y el volumen de poros n en la unidad de volumen de roca: 1, duras; 2, semiduras; 3, friables y no cohesivos; 4, friables y cohesivos; 5, turbas.

En las rocas magmáticas, metamórficas y sedimentarias de origen químico, las relaciones estructurales pueden ser principalmente muestras de la condensación-cristalización o simplemente cristalización que pueden estar formadas como resultado de su formación u origen. Tanto en el primero, como en el segundo caso, estas relaciones surgen como resultado de la interacción entre iones, átomos, moléculas de los cristales de minerales y sustancias de cementación de las rocas.

Por eso, desde el punto de vista de la naturaleza física, estas relaciones se pueden estudiar como el resultado de la interacción de los iones, átomos y moléculas que componen las rocas, es decir, por su naturaleza ellos no se diferencian de las uniones que actúan en el interior de los cristales de los minerales que forman las rocas. Es por esto que las relaciones estructurales de las rocas duras pueden ser resistentes a la acción del agua, de los agentes del intemperismo y otros. Como señalamos anteriormente, la solidez de las relaciones estructurales depende de la fuerza de interacción directa entre los cristales de los minerales y también entre los clastos y el cemento, es decir, dependen de la interacción de las fuerzas interatómicas en los puntos de contacto de las diferentes fases en las rocas duras y semiduras. La energía de la relación en dichos puntos es enorme, pero variable. En las rocas totalmente cristalinas de grano medio y fino, la superficie general de contacto es considerable y la distancia interatómica y las fuerzas de interacción entre los cristales son iguales a las fuerzas de interacción del interior de los cristales. En este caso, la solidez de las relaciones estructurales es particularmente grande y puede ser hasta mayor que la solidez de los mismos cristales, lo que se explica por la existencia del clivaje y defecto en la red cristalina.

En las rocas de granos gruesos o irregulares, así como también en las sedimentarias cementadas, la superficie total de los contactos puede ser pequeña y las distancias y fuerzas interatómicas va-

riables, debido a la irregularidad de la superficie de los cristales y detritos y por la diferencia de su magnitud y grado de cristalización, hidratación del cemento, etc. Por eso la solidez de las relaciones estructurales puede ser disminuida, las relaciones estructurales en estos grupos de rocas, como regla, son irreversibles (tabla 3.1).

Si la integridad de las rocas está perturbada por la meteorización y el agrietamiento, las relaciones estructurales, generalmente, no se restablecen y la solidez y estabilidad de las rocas disminuye bruscamente. Los procesos sedimentarios de la cementación pueden restablecer la integridad de la roca, pero no su solidez interior.

3.2 Propiedades físicas

Las propiedades físicas más importantes de las rocas duras y semiduras estudiadas por la Ingeniería Geológica son: el peso específico, el peso volumétrico, la porosidad y para las rocas semiduras, se incluye la humedad. Por las propiedades físicas fundamentales de las rocas duras y semiduras se puede tener una idea indirecta sobre la solidez y la estabilidad. El estudio de las propiedades físicas es necesario, tanto para la valoración ingeniero-geológica preliminar, como para la final.

Peso específico y peso volumétrico

Se llama *peso específico* al peso de la unidad de volumen de la fase sólida (esqueleto mineral) de la roca. Numéricamente, el peso específico (γ) es igual a la relación del peso de la parte sólida de la roca (g_1) y su volumen (V_1).

$$\gamma = \frac{g_1}{V_1}$$

Como unidad de medición del peso específico se utiliza el gramo fuerza por centímetro cúbico (gf/cm^3).

El peso específico de las rocas se determina por su composición mineralógica y expresa el peso específico medio ponderado de los minerales que componen la roca, puede ser calculado por la fórmula:

$$\gamma = \sum_1^n \gamma_i V_i$$

donde:

n : número de minerales que componen la roca.

V_i : fracción del volumen ocupado por cada mineral.

Tabla 3.1 Tipo y naturaleza de los enlaces estructurales en las rocas duras y semiduras

Rocas	Tipos de enlaces estructurales	Naturaleza física de los enlaces estructurales
Igneas	Condensación-cristalización	Fuerza interatómica —iones, covalentes
Metamórficas	Condensación-cristalización	Fuerza interatómica —iones, covalentes
Sedimentarias	Cementación, en algunas rocas de origen químico, condensación, cristalización	Fuerza interatómica —iones covalentes y generalmente molecular

El peso específico de los tipos fundamentales de rocas duras y semiduras se muestra en la tabla 3.2, en la cual se observa que el peso específico de los tipos fundamentales de rocas duras varía muy poco, en la mayoría de los casos, desde 2,60 g/cm^3 hasta 2,75 g/cm^3 . En las rocas magmáticas intrusivas con bajo contenido de minerales félsicos (ligeros) y alto contenido de minerales máficos (pesados), aumenta regularmente. El peso específico no solo depende del contenido de minerales formadores de rocas, sino también de la presencia en ellas de algunas impurezas, por eso, cada tipo de roca puede tener varios límites en las variaciones del peso específico. Por ejemplo, en las areniscas de cuarzo o feldespatos es aproximadamente igual a 2,69-2,70 g/cm^3 .

El peso específico de las rocas, no expresa su estado físico, y no se utiliza en los cálculos ingenieriles, pero es un índice muy necesario para calcular otros parámetros importantes, por ejemplo, el índice de porosidad. Comparando el peso específico y el peso volumétrico se puede tener una idea acerca del grado de solidez de la roca.

Se llama *peso volumétrico* al peso de una unidad de volumen de roca de composición y humedad natural. Numéricamente es igual a la relación del peso de la roca ($g_1 + g_2$) con un volumen:

$$V = V_1 + V_2$$

$$\gamma = \frac{g_1 + g_2}{V_1 + V_2} = \frac{g}{V}$$

El peso volumétrico de las rocas siempre es menor que su peso específico y se expresa en gramo por metro cúbico (g/cm^3), kilogramo fuerza por metro cúbico (kgf/m^3) y tonelada fuerza por metro cúbico (tf/m^3). Conjuntamente con el concepto peso volumétrico se utiliza el concepto densidad de las rocas. Geológicamente se denomina densidad a la cantidad de la masa de roca en la unidad de volumen.

La densidad de las rocas se mide en gramo por centímetro cúbico (g/cm^3) y tonelada por metro cúbico (t/m^3). En este caso gramo (g) significa gramo masa a diferencia del gramo fuerza (gf).

Además del peso específico y el peso volumétrico de las rocas, algunas veces se determina el peso volumétrico de su esqueleto, es decir, el peso de una unidad de volumen de la parte sólida (esqueleto) de la roca en estado natural. Numéricamente, el peso volumétrico del esqueleto de las rocas equivale a la relación, entre el peso de la roca (peso del esqueleto) y su volumen (el volumen de la roca en estado natural):

$$\gamma_D = \frac{g_1}{V_1 + V_2}$$

El peso volumétrico del esqueleto de las rocas se expresa en las mismas unidades que el peso volumétrico de las rocas. Como la humedad de las rocas duras es pequeña, al caracterizar su densidad se determina frecuentemente el peso de una unidad de volumen de la roca (peso volumétrico del esqueleto) y se denomina simplemente peso volumétrico.

Tabla 3.2 Peso específico, peso volumétrico y porosidad de las rocas duras y semiduras

Rocas	Peso Específico g/cm^3		Peso Volumétrico g/cm^3		Porosidad %	
	desde	hasta	desde	hasta	desde	hasta
Granito	2,67	2,72	2,55	2,65	0,06	2,00
Sienita	2,65	2,60	2,60	2,65	0,1	3,5
Granodiorita	2,66	2,80	2,62	2,79	0,2	5,0
Diorita	2,70	2,92	2,67	2,90	0,1	3,5
Gabro	2,87	3,10	2,85	3,05	0,02	1,5
Peridotita	3,00	3,25	2,90	3,20	0,02	2,0
Piroxenita	3,15	3,32	3,00	3,25	0,1	1,0
Cuarzo porfirita	—	—	2,62	2,76	0,5	3,5
Liparita	2,45	2,65	2,20	2,50	4,5	8,0
Pórfido	—	—	2,55	2,66	—	—
Traquita	—	—	2,20	2,30	3,0	8,0
Cuarzo porfirita	—	—	2,62	2,76	0,5	3,5
Porfirita	2,70	2,99	2,64	2,91	0,4	4,3
Andesita	—	—	2,40	2,60	—	—
Diabasa	2,79	3,05	2,74	3,00	0,08	4,5
Basalto	2,82	2,95	2,46	2,67	3,00	6,00
Gneis	2,65	2,72	2,62	2,70	—	—
Cuarcita	2,74	3,05	2,61	2,81	4,8	8,3
Arenisca consolidada	2,69	2,74	2,64	2,70	1,6	10,0
Arenisca blanda	2,62	2,74	2,69	2,81	16,0	26,0
Aleurolita	2,61	2,83	2,00	2,44	14,0	30,0
Mármol	2,70	2,71	2,69	2,70	0,1	1,0
Caliza dura	2,70	2,71	2,63	2,70	5,0	13,7
Caliza blanda	2,40	2,60	1,80	2,30	10,0	22,0
Dolomita dura	2,82	2,84	2,62	2,75	3,4	12,4
Dolomita blanda	2,28	2,74	1,90	2,40	—	—
Yeso	2,63	2,73	1,30	1,40	—	—
Esquistos arcillosos	2,63	2,86	2,40	2,60	—	—
Argilita	2,63	2,30	2,30	2,60	—	—
Diatomita	—	—	0,4	0,9	—	—
Carbón	1,25	1,75	—	—	—	—
Rocas tobaceas	2,65	2,79	2,49	2,54	—	—
Tobas volcánicas	2,71	2,84	—	—	—	—

Es totalmente comprensible que la expresión del peso volumétrico puede diferir considerablemente del peso volumétrico del esqueleto, pues la humedad natural de estas rocas en algunos casos puede alcanzar del 15 al 20 % y más. El peso volumétrico de las rocas es directamente proporcional al peso volumétrico de su esqueleto y se expresa por la fórmula:

donde:

$$\gamma = \gamma_D (1 + \omega)$$

ω : humedad de la roca, se expresa en fracciones de unidad.

Comparando el peso volumétrico de las rocas intrusivas con el de las rocas efusivas se puede deducir que las primeras tienen un mayor peso volumétrico, y los límites de variación son más estrechos. Dicha diferencia se explica por una recristalización más densa y compacta, es decir, por sus particularidades estructurales. Sobre la magnitud del peso volumétrico de las rocas efusivas, en el mayor de los casos, la influencia es ejercida por su textura. Un peso volumétrico inferior ($1,9 - 1 \text{ g/cm}^3$). Los basaltos macizos, cuya porosidad es de algunos porcentajes tienen un peso volumétrico de $2,6 - 2,7 \text{ g/cm}^3$ (figura 3.2).

El peso volumétrico de las rocas metamórficas se determina también por su composición mineral, pues la porosidad de dichas rocas es muy pequeña. Las rocas de inferior grado de metamorfismo, esquistos metamórficos tienen los siguientes límites de variación del peso volumétrico desde $2,57$ hasta $3,00 \text{ g/cm}^3$.

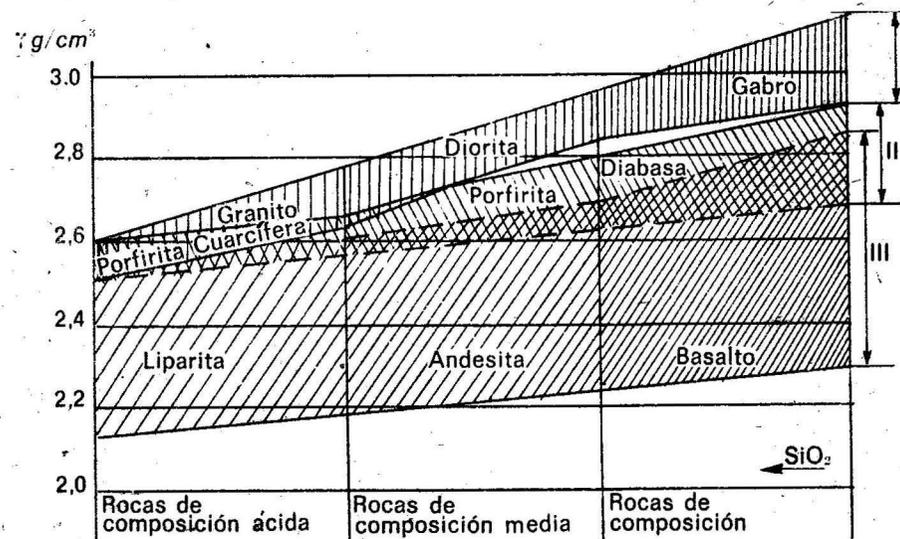


Fig. 3.2. Límites de variación entre el peso volumétrico de las rocas efusivas e intrusivas (según N. P. Bortman y V.I. Vasiliev): I, rocas intrusivas; II, rocas paleotípicas efusivas; III, rocas senotípicas efusivas.

Las rocas con un alto grado de metamorfismo (gneis, anfíboles, piroxenitas, mármoles, cuarcitas) se caracterizan por un peso volumétrico mucho mayor, el cual depende de sus particularidades petrográficas.

Así, por ejemplo, el peso volumétrico del gneis puede variar desde $2,63 - 2,73 \text{ g/cm}^3$ para los biotíticos plagioclásticos, para los granates biotíticos $2,80 - 2,85 \text{ g/cm}^3$, anfibolíticos $2,86 - 3,07 \text{ g/cm}^3$, piroxeníticos y anfíboles-piroxeníticos $2,72 - 3,00 \text{ g/cm}^3$. En las rocas anfibólicas el peso volumétrico puede variar de $2,72$ hasta $3,27$, en los mármoles más frecuente de $2,68 - 2,77$, en las magmáticas de $2,68 - 2,70$ y en las cuarcitas de $2,57$ hasta $2,69$.

El peso volumétrico de las rocas duras y semiduras de origen sedimentario varía en grandes límites en dependencia de su composición petrográfica, estructura y textura, grado de litificación y también en dependencia de las alteraciones tectónicas y el grado de meteorización de la región donde aparezcan. Así algunas rocas sedimentarias arenosas presentan un peso volumétrico de $2,50$ a $2,65 \text{ g/cm}^3$, claro está que las variaciones del peso volumétrico se ven afectadas por la composición y el carácter del cemento; el peso volumétrico de las arenas de grano medio, densa y de cemento calcáreo varía de $2,20 - 2,40 \text{ g/cm}^3$ (figura 3.3).

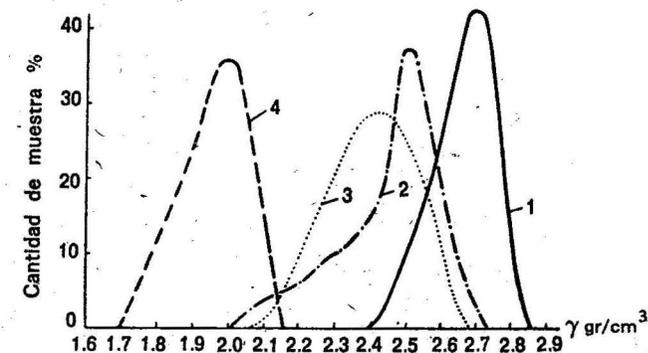


Fig. 3.3. Curva de variación del peso volumétrico de los basaltos según estructura: 1, textura masiva con poca porosidad en las primeras unidades (82 determinaciones); 2, textura vesicular (53 determinaciones); 3, textura macrovesicular (20 determinaciones); 4, textura de piedra pómez (25 determinaciones).

La magnitud del peso volumétrico de las rocas efusivas varía en dependencia de la textura de la roca. En la gráfica, el peso volumétrico ($1,9 - 2,1 \text{ g/cm}^3$) lo presentan los basaltos con una textura de piedra pómez, la porosidad puede alcanzar valores de $37 - 38\%$. Los basaltos con una textura macrovesicular, con poros de $0,3 - 1 \text{ cm}^3$ y una porosidad general desde $10 - 12$ hasta $19 - 20\%$ presentan un peso volumétrico de $2,4 - 2,5 \text{ g/cm}^3$.

En los basaltos con textura vesicular (los poros desde las décimas hasta 3 mm) y la porosidad general $9 - 15\%$ el peso volumétrico será de $2,5 \text{ g/cm}^3$. En los basaltos masivos con poca o ninguna porosidad el peso volumétrico es de $2,6 - 2,7 \text{ g/cm}^3$. Por consiguiente con la disminución de la porosidad aumenta el peso volumétrico.

En el peso volumétrico de las rocas calcáreas influye mucho el grado de cristalización y la presencia en su matriz de materiales arcillosos. Las calizas compactas pueden tener un peso volumétrico de 2,80-3,00 g/cm³, mientras que las de textura organógena presentan valores de 1,70 g/cm³ y raras veces mayor. Las calizas caolíticas y las pelitomórficas no presentan valores altos y varían desde 1,50 hasta 2,40 g/cm³. El peso volumétrico para las margas es alrededor de 2,20-2,40 g/cm³ y algunas veces de 1,30-1,40 g/cm³.

El peso volumétrico varía en dependencia con la edad y condiciones de yacencia de las rocas. Además, el peso volumétrico de las rocas de las regiones geosinclinales siempre es mayor, que en las de plataforma.

El peso volumétrico constituye un importante índice para caracterizar el estado físico de las rocas. Cuanto menor sea el peso volumétrico de las rocas y en particular el peso volumétrico relativo, menor será la densidad, mayor la porosidad, la humedad y las posibilidades de una poca solidez. El peso volumétrico se emplea ampliamente en los diferentes cálculos ingenieriles, principalmente al calcular las distribuciones de las tensiones en el suelo y las provocadas por el propio peso y las cargas externas, cuando se determina la estabilidad de las obras de diferentes tipos.

Porosidad

La porosidad es un índice muy importante que caracteriza la composición y el estado físico de las rocas duras y semiduras. Las rocas porosas poseen capilaridad y subcapilaridad. Como porosidad se define la relación entre el volumen de vacío y el volumen total de su masa; la relación de vacío es la relación entre el volumen de los vacíos y el volumen de los sólidos:

$$n = 1 - m = \frac{\gamma_s - \gamma_D}{\gamma_s}$$

La porosidad en las rocas duras es pequeña y generalmente varía desde fracciones de por ciento hasta algunos por ciento. La porosidad de las rocas semiduras aumenta hasta 15-20 %; se pueden señalar excepciones de algunas rocas efusivas, por ejemplo, las traquitas, basaltos, tufitas y también algunas calizas, conchas, cretas o cualquier otra roca meteorizada cuya porosidad alcance de 30 a 35 % y más.

Por su magnitud, la porosidad de las rocas se subdivide en tres grupos:

- Con porosidad baja ($n < 5 \%$).
- Con porosidad media ($n = 5-20 \%$).
- Con alta porosidad ($n > 20 \%$).

Para la valoración ingeniero-geológica de las rocas duras y semiduras la porosidad posee una gran importancia, ya que determina la densidad de las rocas, su solidez, deformabilidad, capacidad acuifera, su influencia con la permeabilidad, resistencia a la meteorización, estabilidad sísmica y otros. Cuanto mayor sea la porosidad menor será la densidad y la solidez de las rocas, pero menor su permeabilidad. En muchos casos la permeabilidad determina la porosidad, el tamaño de los poros y grietas, es decir, la porosidad efectiva. Cuando las rocas poseen una porosidad baja, esta será una roca más resistente, incluso a los procesos de meteorización. La disminución de la porosidad tiene la ventaja de absorber la energía de oscilaciones de los movimientos, sobre todo los sísmicos; quiere decir que la disminución de la porosidad trae un aumento de su estabilidad sísmica.

Humedad

El estado físico y las propiedades de las rocas se determinan también por la humedad. Para las rocas duras, la magnitud de la humedad (ω) es poca y no refleja prácticamente los valores de la solidez y el carácter de la deformabilidad. Para las rocas semiduras ella puede influir considerablemente sobre su estado físico y la solidez, la humedad en estas rocas puede variar de 15 a 20 %. La humedad puede calcularse por la siguiente fórmula:

$$\omega = \frac{g - g_1}{g_1} 100 \%$$

Cuanto mayor es la humedad, mayor es el peso volumétrico, pues ella muestra también su solidez e influencia en el asentamiento y en otras propiedades.

3.3 Propiedades acuíferas

Las propiedades acuíferas más importantes de las rocas duras y semiduras son: la estabilidad acuifera, la higroscopicidad y la permeabilidad.

La *estabilidad acuifera* de estos dos grupos de rocas se caracteriza por su ablandamiento. Cualquier roca, hasta las más sólidas, como las cuarcitas, diabasas, basaltos, etc; al saturarse se ablandan y su solidez disminuye. El ablandamiento está caracterizado por el coeficiente de ablandamiento K_P , el cual es numéricamente igual a la resistencia temporal, a la compresión de la muestra de roca, después de ser saturada por el agua con la resistencia temporal a la compresión de la muestra seca.

$$K_P = \frac{\text{Resistencia a la compresión de la roca saturada}}{\text{Resistencia a la compresión de la roca seca}}$$

El coeficiente de ablandamiento se expresa en fracciones de unidad y se calcula con precisión de hasta 0,1. Para las rocas duras estables el agua generalmente no es menor de 0,90 y para las rocas con estabilidad disminuida ella es igual a 0,7-0,8.

Para las rocas semiduras (calizas y areniscas arcillosas, margas, argilitas y otras rocas), el coeficiente de ablandamiento es menor de 0,5.

Las rocas pueden ablandarse por diferentes causas. Primero porque experimentan una velocidad muy alta de presiones, que provocan las tensiones internas y disminuye su solidez mecánica. En segundo lugar el agua penetra en las microgrietas y poros, actuando como destructor, debido a la presión de cuña, pudiendo alcanzar decenas y cientos de kilogramos por cm^2 y en muchos casos puede ser mayor que la resistencia a la rotura. En tercer lugar en las rocas sedimentadas el agua ablanda y disuelve sustancias de cementación. El agua al saturar las rocas, provoca en ellas el "cansancio" debido a la variación constante del estado de tensiones, lo que a su vez disminuye bruscamente la solidez y la estabilidad de las rocas.

El coeficiente de ablandamiento de las rocas es muy importante porque está relacionado con la denominación de los procesos de asentamientos, deslizamientos de tierra, procesos de abrasión, etcétera.

La *higroscopicidad* de las rocas es la capacidad de absorción y retención de cierta cantidad de agua (capacidad acuífera). Las rocas duras no son higroscópicas, muy raras veces, medio higroscópicas. Sin embargo, al evaluar las propiedades físico-mecánicas de las rocas duras y semiduras es necesario determinar su higroscopicidad. Al investigar la higroscopicidad o la absorción de las rocas duras y semiduras se determina la absorción (ω_s), saturación (ω_s) y el coeficiente de saturación (K_s).

Por absorción se entiende la capacidad de las rocas de absorber el agua cuando está sumergida en un medio acuífero en condiciones normales, es decir, bajo presión atmosférica y temperatura

Tabla 3.3 Absorción y saturación de algunos tipos de rocas

Rocas	Absorción	Saturación	Coefficiente de saturación
Granito	0,36	0,42	0,86
Granito gneis	0,35	0,51	0,69
Gneis	0,35	0,43	0,81
Diabasa	0,04-0,04	0,21-1,10	0,19
Caliza cristalina	0,68	0,76	0,89
Arenas duras	0,53	0,69	0,77
Arenas arcillosas	5,44	7,79	0,70

ambiente. Numéricamente la absorción se caracteriza por la relación del peso del agua absorbida con el peso de la roca absolutamente seca, es decir: La absorción se expresa en fracciones de unidad o en por ciento del peso de la roca seca. En la tabla 3.3 se expresan los valores de absorción y de saturación de algunos tipos de rocas.

Como saturación se entiende la capacidad que tienen las rocas de absorber el agua cuando está sumergida en un medio acuífero en condiciones especiales en el vacío, a altas temperaturas y presiones y en ebullición.

La magnitud de la saturación siempre es mayor que la absorción, porque cuando la absorción ocurre en condiciones especiales el aire y los gases en las microgrietas y poros o cavidades perturban menos la penetración del agua. Por la saturación corrientemente se determina la porosidad abierta de la roca. La relación de la absorción con la saturación se llama coeficiente de saturación de la roca.

La *permeabilidad* de las rocas es la propiedad que tienen estas de dejar pasar a través de sí el agua. Las rocas duras son permeables solamente en las grietas y cavernas cárnicas, como parcialmente a través de sus microgrietas y poros cuando existe la presión correspondiente. Son impermeables las rocas que dejan pasar el agua solamente bajo la acción de presiones externas.

La permeabilidad de las rocas depende de la porosidad y la dimensión de las cavidades, así como también de las propiedades del agua (viscosidad). La medida de la permeabilidad de las rocas viene dada por el coeficiente de filtración (K_f), el cual es el índice de la capacidad de dejar pasar el líquido a través de sí misma, en mayor o menor cantidad en una unidad de tiempo con mayor o menor velocidad.

En relación con lo señalado anteriormente, se utilizan dos valores diferentes para expresar el coeficiente de filtración, volumétrico y de velocidad. El primer valor (volumétrico), indica la cantidad de agua (Q) que recorre en una unidad de tiempo a través de un área (F) de la roca, igual a la unidad, para un gradiente hidráulico (I), igual a la unidad:

$$K_f = Q/S \cdot I$$

para $S = 1$ e $I = 1$

$$K_f = Q \text{ m}^3/d; \text{ cm}^3/d$$

El segundo valor (de la velocidad) caracteriza la velocidad del movimiento del agua V, cuando el gradiente hidráulico es igual a la unidad:

$$V = K_f \cdot I$$

para $I = 1$

$$K_f = V \text{ m/d}; \text{ cm/d}$$

Tabla 3.4 Ejemplos de la subdivisión de las rocas por la permeabilidad y el agrietamiento

Características de las rocas	K_f Coeficiente de filtración 3/días	Gasto específico 1/min.
Prácticamente impermeable, no agrietada	0,01	0,005
Muy poco impermeable y algo agrietada	0,01-0,1	0,005-0,5
Poco permeable y poco agrietada	0,1 -10	0,05-5
Permeable y agrietada	10-30	5,15
Fuertemente permeable y agrietada	30-100	15,50
Muy fuertemente permeable y agrietada	100	50

En los trabajos prácticos de hidrogeología e ingeniería-geológica se emplean, fundamentalmente, el valor de la velocidad y el coeficiente de filtración. A modo de orientación damos la tabla de tales parámetros (tabla 3.4).

La permeabilidad de las rocas se mide generalmente en unidades de darcy y milidarcy. La unidad de 1 cm^2 de la disminución de la presión de 1 atm y una longitud de filtración de un centímetro por segundo, pasa un centímetro cuadrado de líquido con la viscosidad dada en centipoises (1 cps). La permeabilidad se calcula por la fórmula:

$$K'_p = \frac{Q\eta \cdot L \cdot 1000}{St(P_1 - P_2)}$$

donde:

- K'_p : coeficiente de permeabilidad en unidades de milidarcy.
- Q: cantidad de líquido que se filtra a través de las rocas en 1 s/cm^2 .
- L: longitud del camino de filtración.
- η : Viscosidad del líquido a temperatura del experimento cps.
- S: Superficie de la sección transversal.
- $(P_1 - P_2)$: Disminución de la presión atm.
- t: tiempo, segundos.

El coeficiente de filtración K_f y el coeficiente de permeabilidad K'_p están relacionados entre sí por la siguiente expresión:

$$K_f = K'_p \frac{\gamma\omega}{\eta}$$

donde:

$\gamma\omega$: peso específico del líquido.

En las rocas la permeabilidad se mide en unidades de darcy; se consideran permeables aquellas cuyas unidades oscilan entre las décimas, entre centésimas, medio permeables, y entre las milésimas poco permeables. Para el agua puede considerarse aproximadamente la permeabilidad de las rocas en darcy, que corresponde a un coeficiente de filtración de 1 m/d .

Para comparar la valoración de la permeabilidad y por consiguiente el agrietamiento de las rocas duras y semiduras, se utiliza otro índice de la absorción específica.

La absorción específica se determina en los trabajos experimentales de campo. El coeficiente de filtración es uno de los índices de cálculo más importantes, se emplea ampliamente en los trabajos prácticos de ingeniería geológica e hidrogeología para determinar los flujos de agua, abatimientos, drenajes. Para pronosticar hundimientos y deslizamientos relacionados con las obras.

3.4 Propiedades mecánicas

Conocimientos generales

Las propiedades mecánicas de las rocas se caracterizan por su comportamiento bajo la acción de esfuerzos externos (cargas) y se manifiestan en la resistencia al corte y la deformación.

Por consiguiente las propiedades mecánicas de las rocas duras y semiduras están dadas por su solidez y deformabilidad. Ellas se expresan y valoran por los parámetros de solidez y deformación.

La solidez de las rocas duras y semiduras se expresa y valora por la resistencia temporal a la compresión, tracción, corte y en muy raros casos, a la flexión. En la figura 3.4 se presenta un diagrama típico de la comprobación de la resistencia a la compresión. Esta misma forma de curva la toma el diagrama de comprobación cuando las rocas se someten a tracción.

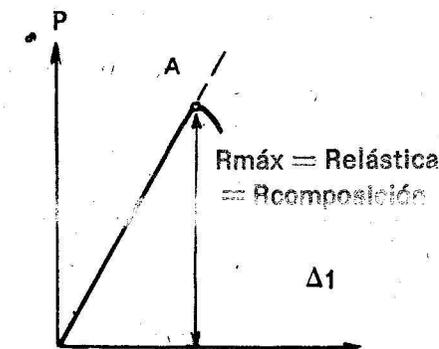


Fig. 3.4. Diagrama de los resultados de los ensayos a la compresión en las rocas duras.

En el diagrama, hasta cierto límite las deformaciones son directamente proporcionales a las cargas. El punto A corresponde a la carga máxima P_{max} , con la superficie inicial de la muestra F_0 , que caracteriza el límite de proporcionalidad de la roca.

$$R_{max} = \frac{P_{max}}{F_0} \text{ kgf/cm}^2$$

Cuando las tensiones no exceden el límite de elasticidad, las deformaciones tienen carácter elástico, cuando las tensiones superan este límite las rocas se destruyen rápidamente, manifestando el carácter frágil de la destrucción. Por consiguiente, las rocas duras en condiciones normales tienen un límite de elasticidad, resistencia temporal a la compresión. $R_{max} = R_{plástica} = R_{compresión}$

Las deformaciones en las rocas semiduras en condiciones normales, ante una carga relativamente pequeña, suelen ser elásticas (figura 3.5). Desde el punto A hasta el límite se observa la dependencia directamente proporcional, cuando esta carga aumenta, el diagrama de configuraciones curvo, pues las deformaciones aumentan mucho más rápidamente que las cargas.

En esas etapas ocurre el desarrollo de las deformaciones elástico-viscosas y plásticas que provocan cambios irreversibles en la forma de las muestras. Las deformaciones plásticas corrientemente pasan al flujo plástico, es decir, a las deformaciones, sin que aumente la carga externa P_t (punto B en el dibujo 1b). Por consiguiente en las rocas semiduras, puede conservarse el crecimiento lento de las deformaciones plásticas con el tiempo, cuando las cargas son menores que pudieran provocar la deformación residual. Este fenómeno se llama flujo de la roca.

Al ocurrir esto, el volumen y la continuidad de la roca no se perturban hasta el momento determinado. La relación de la carga R_t con la superficie inicial de la muestra F_0 caracteriza el límite de fluidez de la roca.

$$R_t = \frac{P_t}{F_0} \text{ kgf/cm}^2$$

Por consiguiente el límite de fluidez de las tensiones que provoca el comienzo del flujo plástico son las tensiones que conllevan a la destrucción de la roca. De esta forma el límite de resistencia a la compresión y el límite de fluidez coinciden en este caso. En las rocas semiduras típicas, después de las deformaciones plásticas y que se han manifestado claramente en el proceso del flujo plástico, se forman grietas y tiene lugar un pequeño abombamiento en la muestra, lo que indica que la destrucción es frágil-plástica.

$$R_{comp} = \frac{P_{max}}{F_0} \text{ kgf/cm}^2$$

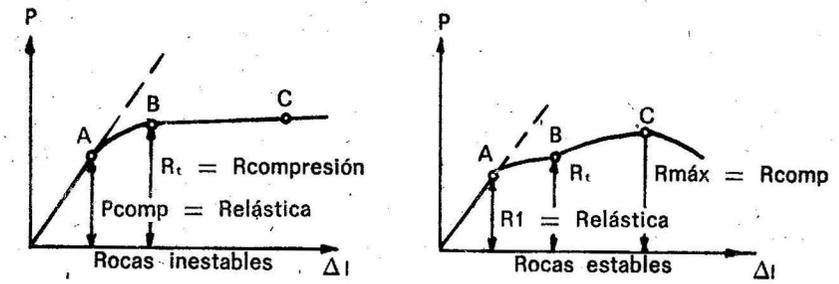


Fig. 3.5. Diagrama de los resultados de los ensayos a la compresión en rocas semiduras.

En tal caso, para la deformación de las rocas semiduras, pueden ser establecidos los límites de elasticidad (proporcionalidad) de flujo y solidez.

En las diferentes rocas, no se pierde la solidez en el proceso de desarrollo de la deformación, el límite de fluidez es aproximadamente igual al límite de solidez y compresibilidad ($R_t \approx R_{comp}$) y en las rocas poco sólidas el límite de solidez es mayor que el líquido de flujo ($R_t < R_{comp}$).

Las tensiones para las cuales empiezan las deformaciones plásticas o la destrucción de las rocas se llaman límites. En correspondencia con las teorías modernas de la mecánica de rocas se diferencian dos componentes tensionales en las rocas, por esto los distintos cálculos se dividen en dos límites tensionales componentes.

El primer límite de las componentes tensionales es por la capacidad soportante, solidez y estabilidad de las rocas, es decir, es el límite de tensiones tal, que la roca se encuentra en posición o estado de perturbación de su equilibrio, figuras 3.6 y 3.7.

Por eso los cálculos en el primer límite de las componentes se llaman cálculos por la capacidad soportante, por su solidez y/o por su estabilidad.

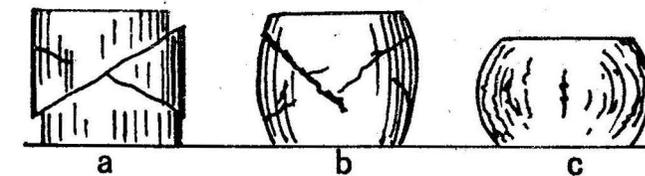


Fig. 3.6. Tipos de destrucciones de rocas duras y semiduras: a, elásticas; b, elástico-plástico; c, plástico.

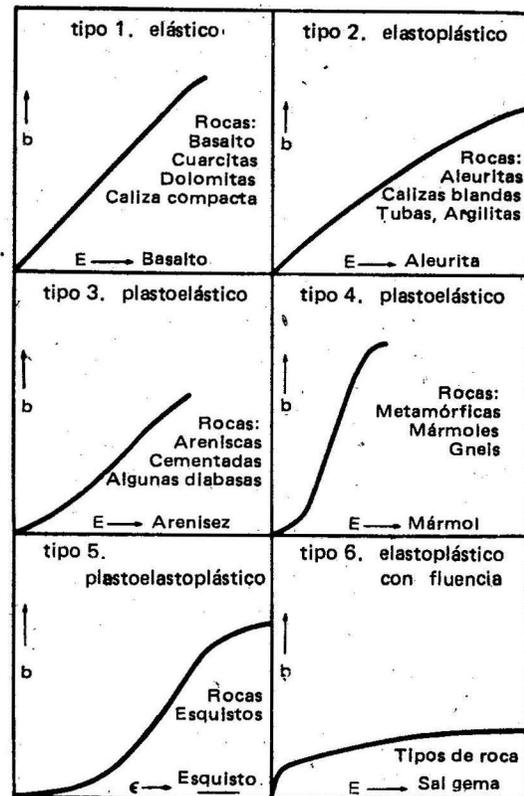


Fig. 3.7. Curvas típicas de tensión-deformación en las rocas duras y semiduras (según R. P. Miller).

El segundo límite tensional de las componentes que caracterizan las cargas que provocan el desarrollo de las deformaciones plásticas, no supera el límite de la determinada magnitud admisible. Para deformaciones superiores en este límite de magnitud surge el peligro de la destrucción de la solidez y la estabilidad de las construcciones, por su explotación normal, etc. El cálculo de la segunda tensión limitante se llama cálculo por la deformación.

Resistencia

En las tablas 3.5 y 3.6 se encuentran representadas las magnitudes de algunos tipos de rocas duras y semiduras.

La resistencia temporal a la compresión de las rocas duras se mide en cientos y miles de kgf/cm^2 , y la resistencia al cizallamiento y al corte es de cientos y decenas de kgf/cm^2 , es decir:

$$R_{comp} > R_{ciz} > R_{cort}$$

Tabla 3.5 Resistencia temporal a la compresión más desarrollada en los tipos de rocas duras y semiduras

Rocas	R_{comp} kgf/cm^2
(IGNEAS)	
Granito	1000 - 2300
Sienita	1000 - 2000
Granodiorita	1100 - 2500
Diorita	1100 - 2600
Porfido cuarcífero	1100 - 2200
Gabro	1000 - 3000
Liparita	900 - 1800
Porfirita	1000 - 2200
Traquita	500 - 1500
Porfirita cuarcífera	1000 - 2000
Dacita	800 - 1700
Porfirita	1200 - 2400
Andesita	300 - 1500
Diabasa	1100 - 3300
Basalto	800 - 2400
Tobas	30 - 800
(METAMÓRFICAS)	
Mármol	600 - 1400
Cuarzita	1600 - 4000
Gneis	800 - 2200
Gneis granítico	800 - 2200
Esquistos cristalinos	200 - 1600
(SEDIMENTARIAS)	
Dolomita	150 - 2000
Caliza dura	600 - 2000
Caliza blanda	70 - 500
Margas	5 - 100
Yeso	5 - 150
Arenas duras	500 - 1800
Aleurolitas	80 - 800
Argilitas	5 - 500
Arcillas compactadas y argilizadas	5 - 30

Tabla 3.6 Datos de la resistencia de algunos tipos de rocas duras y semiduras al cizallamiento, tracción y flexión

Rocas	Resistencia kgf/cm ²		
	Al cizallamiento	a la tracción	a la flexión
Granitos	600- 800	40-55	100-240
Sienita	—	35-50	40-200
Diorita	—	45-60	—
Gabro	—	50-60	180-260
Diabasa	650-2300	50	—
Cuarcita	400-1600	40-65	130-220
Gneis	400-1600	40-50	60-120
Mármol	180-1300	50	70-200
Caliza dura	100-1300	50	50-200
Arenisca dura	200-750	20-60	15-215

La resistencia temporal a la compresión de las rocas semiduras varía en amplios límites, para las sólidas varía de 150 hasta 500 kgf/cm², para las medio sólidas de 25 hasta 150 kgf/cm² y para las poco sólidas menor de 25 kgf/cm². La resistencia al cizallamiento generalmente aumenta hasta 50 kgf/cm² en las sólidas, de 10-50 kgf/cm² en las medio sólidas y menor de 10 kgf/cm² en las blandas. La resistencia al corte está dada en la unidad, alcanzando las primeras, decenas de kilogramos por centímetro cuadrado.

En los datos de laboratorios, de archivos y fondos geotectónicos se observa que las rocas duras se diferencian de las semiduras en amplios límites. La primera característica es la solidez o, la resistencia de las rocas manifestadas en las tablas anteriormente señaladas (tabla 3.5 y 3.6).

La deformación de las rocas surgirá entonces, cuando las cargas exteriores superen los estados tensionales interiores de las rocas. Como hemos señalado anteriormente sobre la resistencia de las rocas duras y semiduras influyen mucho las particularidades de textura de las rocas, su estratificación, su esquistosidad, bandeamiento y otras.

Deformación

Para considerar y evaluar las propiedades mecánicas de las rocas, es indispensable conocer no sólo sus características de resistencia, solidez, etc., sino también la deformación. Las rocas bajo la acción de cargas externas o el incremento de las fuerzas interiores pueden deformarse, es decir, variar recíprocamente la disposición de sus componentes y por consiguiente variar de una forma complicada y siempre volumétrica. Por deformación se entiende

la variación de la forma y el volumen de las rocas bajo la acción de cargas exteriores sin variar la masa (Diccionario Ingeniero-Geológico Ruso, 1974).

Para el cálculo y la valoración de la deformabilidad de las rocas duras y semiduras es necesario conocer las características de la deformación. Con ellas se relacionan, el módulo de elasticidad (módulo de Yong)E, el coeficiente de Poisson o el coeficiente de formación transversal, coeficiente de presión lateral, módulo de deformación general o total E₀. En casos muy raros se utiliza el módulo de cizallamiento o corte G, módulo de compresión multi-lateral, compresión volumétrica (K_{mult}) y el coeficiente de resistencia elástica K_r. De acuerdo con la ley de Huck, la deformación relativa es directamente proporcional a la tensión aplicada $\lambda_x = \frac{\Delta l}{l}$,

de donde:

$$\sigma = E \frac{\Delta l}{l}; E = \frac{\sigma}{\lambda_x}; \text{ kg/cm}^2$$

Numéricamente el módulo de elasticidad es igual al valor de la tensión en kilogramo por centímetro cuadrado (kgf/cm²), cuando la deformación elástica relativa es igual a la unidad. Además, él puede representarse como un coeficiente angular que dependerá de los esfuerzos y las deformaciones, es decir, como ctgα (figura 3.8).

El módulo de deformación es la característica fundamental de las propiedades elásticas de los cuerpos sólidos, entre ellos, las rocas duras y semiduras, con flexibilidad en su elasticidad. Como regla cuando E aumenta, aumenta la densidad y disminuye la porosidad de las rocas. Por eso su significación en las rocas duras es mayor que en las semiduras. La segunda característica importante de las propiedades elásticas de las rocas la forma el coeficiente de deformación transversal, que expresa la relación de las deformaciones transversales relativas con las deformaciones longitudinales relativas.

donde:

$$\mu = \frac{\lambda_x}{\lambda_z}; \text{ de donde: } \lambda_x = \mu \lambda_z$$

Por consiguiente, el coeficiente de deformación transversal (coeficiente de Poisson) representa asimismo el coeficiente de proporcionalidad entre las deformaciones transversales relativas (dilatación) y las deformaciones longitudinales (de compresión). Este coeficiente en las rocas duras y semiduras varía en limitados intervalos de 0,10 hasta 0,40. Cuando mayor es su significado, mayor es la flexibilidad que posee la roca.

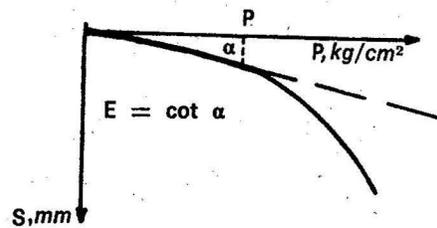


Fig. 3.8. Gráfico: esfuerzo-deformación de las rocas.

El coeficiente de presión lateral (ξ) muestra cuál es la parte de la carga vertical que se traslada a través de la roca hacia los lados. Numéricamente es igual a la relación de las presiones laterales de las rocas P_x provocada por sus cargas verticales P_z :

$$\xi = \frac{P_x}{P_z}$$

La magnitud de este coeficiente oscila entre los límites de 0,01 en las rocas duras, hasta 0,2-0,3 en las semiduras.

Una gran importancia para valorar la deformación de las rocas duras y semiduras en las condiciones de yacencia natural, la tiene el módulo de deformación total o general. El caracteriza la compresibilidad total, deformación total de la roca bajo las cargas, debido a deformaciones tanto elásticas como residuales. Para el cálculo de los asentamientos de las obras se emplea precisamente este índice de deformación de las rocas.

El módulo de deformación total es la característica análoga al módulo de elasticidad, él se expresa proporcionalmente, entre las deformaciones totales (elásticas y residuales) y las deformaciones provocadas por ella, es decir:

$$E_0 = \frac{\sigma}{\lambda_z}$$

El módulo de deformación total tiene la dimensión en kilogramo por centímetro cuadrado. Su significación para los distintos tipos de rocas se muestra en la tabla 3.5. Comparando la tabla 3.6 se ve que el módulo de deformación total siempre es menor que el módulo de elasticidad, pues cuando se calcula este último se tienen en consideración las deformaciones elásticas relativamente pequeñas y cuando se calcula el módulo de deformación total se tienen en consideración las deformaciones totales. Tanto el módulo de deformación total como el módulo de deformación o elasticidad varían para el incremento de la carga. Como se observa en la tabla 3.7 cuanto mayor es el módulo de deformación, menor es el

agrietamiento de las rocas. Otra cuestión a la que hay que prestar interés es a la disposición de las rocas, en el mayor número de los casos el módulo de deformación total de la roca, paralelo a la estratificación (a lo largo de la estratificación) es mayor que transversalmente a su estratificación y además, con la compresión de las rocas agrietadas, el módulo de deformación total puede tener una correlación inversa.

Tabla 3.7 Significación de características de las propiedades de las rocas duras y semiduras

Rocas	Módulo de Elast. 10 ⁴ kgf/cm ²	C. ef. de Form. transversal
Granitos	30-68	0,15-0,30
Sienitas	50-88	0,14-0,26
Gabros	60-125	0,11-0,38
Diabasa	80-110	0,26-0,38
Basalto	20-100	0,20-0,23
Mármol	35-97	0,15-0,27
Cuarcita	50-85	0,13-0,26
Granito-gneis	17-50	0,20-0,32
Dolomita	30-80	0,25-0,27
Calizas duras	25-75	0,25-0,33
Calizas blandas	7-15	0,30-0,35
Margas	15-46	0,30-0,40
Areniscas duras	30-72,5	0,15-0,35
Areniscas blandas	6-20	0,22-0,30

Para las investigaciones de las propiedades de las deformaciones de las rocas se emplean métodos estáticos y dinámicos. Como resultado de esto, se contienen los valores de los módulos de deformación estática y dinámica. Los métodos estáticos se basan en las mediciones de la deformación de las rocas durante la compresión, para la compactación de una u otra carga.

Los métodos dinámicos se basan en la excitación de las rocas, de las oscilaciones en una u otra frecuencia y de la velocidad y propagación de las ondas elásticas (sísmicas y ultrasonoras).

Las características que se obtienen por estos métodos, como regla se diferencian por su magnitud. Los módulos de deformación dinámicos siempre son mayores que los estáticos. La relación entre el F_0 y el E_a se encuentra en la equivalencia igual a 1,21 y 1,70 (tabla 3.8).

En la figura 3.9 se muestran los datos correspondientes al módulo de deformación o módulo de elasticidad determinado en el

Tabla 3.8 Módulo de deformación total de distintos tipos de rocas según los resultados de los ensayos de campo y laboratorio

Rocas	Región	Módulo de deformación kgf/cm ²
Granito	C. H. E. de Krasnoyarsk	16
Granito medio agrietado	C. H. E. de Krasnoyarsk	9
Granito medio agrietado	C. H. E. de Krasnoyarsk	4,5
Granito de la zona de meteorización	C. H. E. de Dnieproges	6,7
Granitos	Cabril, Portugal	10,9-20
Granitos	Camisada, Portugal	1,3
Granitos	Castelu de Bodi, Portugal	2,8-9
Gabros	Ucrania	125
Diabasas	C. H. E. Bratsk	13,44
Diabasa zona meteorizada	C. H. E. Bratsk	1,14
Gneis	Rumania	0,52-26
Arena ordovísica	C. H. E. Bratsk	15-26
Porfirita devónica	C. H. E. Talorescaia	34,8-58,6
Calizas	C. H. E. de Chiskey	80-90
Basaltos	Bull Ran E.U.	0,186-0,2
Lavas tufíticas del Cuaternario	N. Zelanda	1,58-6,5

laboratorio para los distintos tipos de rocas por los métodos dinámicos y estáticos. En este dibujo también se observa, que el módulo dinámico de elasticidad siempre es mayor que el estático. La ecuación tomada de la recta dada expresa la dependencia existente entre E_d y E .

$$E_d = 0,83 + 0,97 E$$

Los resultados de las investigaciones de la deformación de las propiedades de las rocas, como resultado de los métodos estáticos y dinámicos dependerán de la composición física, de las variaciones de los componentes tensionales y particularmente del grado de agrietamiento.

En otras características de las propiedades de la deformación de las rocas siempre se emplea el módulo de compresión multilateral o volumétrico, el módulo de cizallamiento, el coeficiente de resistencia elástica. El módulo de compresibilidad multilateral o volumétrica es el coeficiente de proporcionalidad entre las tensiones de compresión hacia todas las direcciones y el relativo del volumen de la muestra de la roca, es decir: $\sigma_{mult} = K_{mult} \frac{\Delta V}{V}$. El mó-

dulo de compresión multilateral o volumétrico para las rocas duras y semiduras oscila entre $0,4 \cdot 10^6$ y $1,1 \cdot 10^6$ kgf/cm² y mientras menor sea este, mayor será la compresibilidad de las rocas. El módulo de cizallamiento es el índice que relaciona la magnitud de la tensión tangencial de la deformación del corte o cizallamiento aplicada bajo un ángulo de corte α (figura 3.10), es decir:

$$G = \frac{\tau}{\alpha}$$

El módulo de compresión volumétrica y de corte o cizallamiento está relacionado con las características principales de las propiedades elásticas de las rocas, por la fórmula siguiente:

$$K_{mult} = \frac{E}{3(1-2\mu)}$$

$$G = \frac{E'}{2(1+\mu)}$$

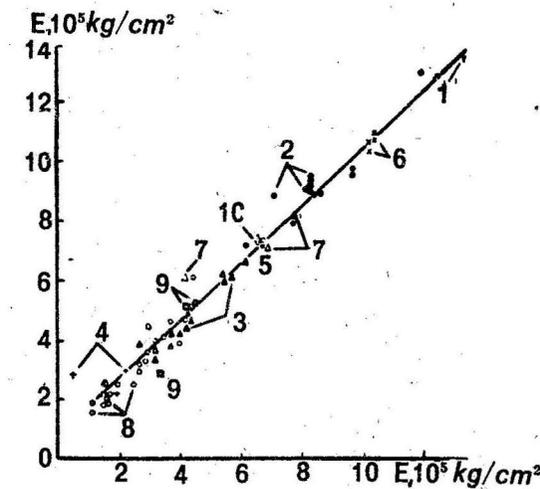


Fig. 3.9. Dependencia entre el módulo de deformación dinámico y estático (según V. N. Nikitin): 1, gabro; 2, norita; 3, granito; 4, gneis; 5, andesita; 6, diabasa; 7, calizas; 8, areniscas; 9, mármol; 10, cuarcita.

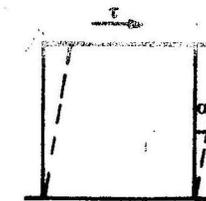


Fig. 3.10. Esquema de deformaciones elásticas de una muestra de roca para el corte.

La capacidad de las rocas de resistir las deformaciones del revestimiento de las obras subterráneas, puede caracterizarse por el coeficiente de resistencia elástica (kg). Este último se determina en forma experimental en excavaciones subterráneas y se calcula por la fórmula:

$$kg = \frac{P'}{\Delta S}$$

donde:

P': carga específica que provoca el correspondiente desplazamiento de la acción del revestimiento (presiones hidrostáticas en las obras de revestimiento).
Se da en kg/cm^2 .

ΔS: desplazamiento del revestimiento normal a su superficie.

El coeficiente de resistencia elástica se puede calcular también por los datos E, y por la fórmula:

$$kg = \frac{E}{(1 + \mu)r}$$

donde:

r: es el radio de la excavación subterránea.

La magnitud de la resistencia elástica de la roca varía en forma inversamente proporcional al volumen de la roca extraída de la mina.

Para la característica comparativa de la resistencia elástica se utiliza el coeficiente de resistencia elástica volumétrica que caracteriza la posibilidad de la roca de oponer resistencia elástica en la excavación subterránea en el radio de 1 metro.

Todas las propiedades mencionadas anteriormente tienen una gran importancia en los diferentes tipos de proyectos de obras.

3.5 Algunas particularidades del estudio de las propiedades físico mecánicas de las rocas duras y semiduras

Como habíamos señalado anteriormente, una de las partes de la Ingeniería Geológica, la Ingeniería Petrológica, concede una gran atención al estudio de las propiedades físico-mecánicas de las rocas, la naturaleza de estas propiedades y los factores que influyen en sus variaciones. El conocimiento de las propiedades físico-mecánicas de las rocas duras y semiduras es necesario para realizar el proyecto de las distintas construcciones, lograr su estabilidad, ha-

cer la valoración de los distintos fenómenos y procesos geológicos que influyen sobre la estabilidad de las obras. También deben conocerse los cambios que tienen lugar en las rocas sometidas en la corteza terrestre a la acción de los procesos de meteorización, geoquímicos, la compresibilidad gravitacional, movimientos tectónicos, etcétera.

Sin embargo, puede presentarse que las propiedades físico-mecánicas de las rocas duras y semiduras en la muestra se diferencia de sus propiedades en las condiciones de yacencia natural en el macizo. En el macizo ellas pueden ser significativamente más heterogéneas por su composición y constitución y más anisotrópicas por sus propiedades, presentar superficies y zonas de debilidad, ser significativamente desiguales en el agrietamiento y la meteorización, expresar de una manera viva (penetrante) los índices tectónicos (estratificación, esquistosidad y otros), ser destruidos tectónicamente y tener distintas componentes tensionales en dependencia de la posición de la estructura geológica en la región. Por eso para caracterizar y valorar las rocas duras y semiduras tienen una gran importancia las observaciones y las investigaciones de campo y los datos recibidos como resultado de aquellos. Las bases para tales estudios deben ser los métodos estructuralmente petrográficos y estructuralmente tectónicos.

Quiere decir esto que, ante todo debe prestarse una mayor atención al estudio de la composición y constitución de las rocas, a sus particularidades, a la distribución de los distintos minerales que la componen, a la distribución y orientación de las superficies y zonas de debilitamiento, heterogeneidad y anisotropía.

El estudio de las rocas duras y semiduras se realiza, en primer lugar, durante el proceso de levantamiento ingeniero-geológico, la búsqueda y los trabajos de campo y las observaciones estacionarias. Los materiales de tales investigaciones son decisivos para la valoración ingeniero-geológica de las condiciones constructivas en los distintos tipos de construcciones.

De esto se compone la primera parte de las particularidades y complejidades del estudio ingeniero-geológico. Los datos de las investigaciones de laboratorio de las propiedades físico-mecánicas de las rocas permite ampliar las características de sus propiedades, puntualizar en los datos de campo, pero esencialmente no pueden variar la valoración de campo de la ubicación de las construcciones, las condiciones de su construcción y estabilidad. Por consiguiente los datos de laboratorio de las investigaciones ingeniero-geológicas, investigaciones de las propiedades físico-mecánicas de las rocas duras y semiduras son importantes, pero subordinados a su significado.

Para el estudio y valoración de la solidez, estabilidad, deformación y permeabilidad de las rocas duras y semiduras es importante

calcular su anisotropía, condicionada a la superficie y zonas de debilitamiento, la disminución de las tensiones para las descargas, acompañándose de la formación de zonas de descargas, grietas de presiones elásticas, etc. Por esto en el cálculo de las propiedades de las rocas duras y semiduras es importante caracterizar no sólo el medio (índice generalizado), sino también los índices direccionales que se establecen por las características en determinada dirección. Estos últimos pueden servir de cálculo.

Para su determinación se deben aplicar los métodos no estandarizados por la Ingeniería Geológica en sus investigaciones, es decir, disponer de búsquedas, ensayos de las partes en el área de construcción no uniformes y en dependencia de la orientación de su agrietamiento, zonas tectónicas y otras superficies y zonas de debilitamiento. La elaboración no debe ser vertical, sino también horizontal y con inclinación; las propiedades de las rocas deben estudiarse no sólo uniformemente, sino por todo el perfil del paquete y en la determinación de la profundidad y los límites de determinadas zonas, etcétera.

En general, todos los planes de investigaciones ingeniero-geológicas, búsquedas, ensayos y otros trabajos deben determinarse en dependencia de las construcciones, de la ubicación y orientación de zonas superficiales de debilitamiento en el estrato de roca, etc. El cumplimiento de tales recomendaciones es imposible sin el estudio regional, es decir, sin el cumplimiento complementario de los trabajos de levantamiento ingeniero-geológico en escala que se correspondan con los estudios de las investigaciones y la geología de la región o estudio geológico de la región. Esto es una de las más importantes particularidades también en el estudio de las propiedades de las rocas duras y semiduras.

Las rocas duras se diferencian esencialmente de las semiduras. Esta diferencia no es sólo cualitativa sino también cuantitativa. Como ya señalamos las rocas duras se caracterizan por su alta solidez, estabilidad y poca deformación absoluta o relativa. Se destruyen de forma frágil, instantánea con pérdida de la continuidad.

Las condiciones generales frágil-viscoso y deformaciones viscoso-plásticas, que se desarrollan en el tiempo, en ellas no es característico. Tales deformaciones en las rocas duras es posible sólo en condiciones particulares, para grandes profundidades de la corteza terrestre y en el transcurso de un tiempo geológico largo (período, etcétera).

Por consiguiente en condiciones generales ellas pueden caracterizarse solamente por una solidez instantánea.

Las rocas semiduras se caracterizan por una menor solidez, elasticidad y heterogeneidad grande y significativa deformación. Ellas generalmente tienen un carácter frágil-plástico o plástico de destrucción. Para ellas y en las condiciones atmosféricas normales se desarrolla la deformación con el tiempo por una carga constante.

El tiempo de desarrollo de la deformación movediza es conmensurable con la velocidad del ensayo de las rocas, en el campo y en el laboratorio y la velocidad de explotación y construcción de las obras. Para tales rocas es importante calcular no su carácter instantáneo sino su solidez prolongada. Todo esto muestra que las rocas semiduras tienen un carácter de sus propiedades geológicas que es necesario estudiar.

Las rocas duras y semiduras por principio se diferencian entre ellas, no es correcto agruparlas como lo hacen los autores occidentales en un mismo grupo de "Rocas" o como rocas duras solamente.

Las propiedades de las rocas duras y semiduras no siempre pueden expresarse por la determinación de las características cuantitativas. Esto es la esencia de los trabajos de valoración de las condiciones constructivas en las diferentes obras. Es por esto que para tales rocas se aplica ampliamente la descripción de los distintos métodos para caracterizar la composición, constitución y propiedades. Siempre se realizan en gran escala ensayos, por ejemplo, ensayos cortantes de bloques de rocas, cumplimentando de ellos las condiciones de producción (en las trincheras de construcción, trabajos mineros) y también se aplican distintos equipos de modelación y observaciones estacionarias. Tales particularidades son importantes en el estudio de propiedades físico-mecánicas de las rocas duras y semiduras.

Para resolver las distintas tareas ingeniero-geológicas relacionadas con la proyección y construcción de obras, elaboración de yacimientos minerales, así como para la valoración del mejoramiento del territorio, presenta gran interés la ejecución de un plan que caracteriza las propiedades físico-mecánicas de las rocas duras y semiduras:

- Composición mineralógica, estructura y textura.
- Condiciones y forma de yacencia de las rocas que caracterizan el estado tensional de las características del macizo.
- Meteorización y agrietamiento.
- Composición general estructural del macizo de rocas que se diferencie de su heterogeneidad y anisotropía, distribución y orientación de las superficies y zonas de debilitamiento, zonas de descarga, etc.
- Propiedades físicas:
 - Peso específico y volumétrico, y para las rocas semiduras el peso volumétrico del esqueleto.
 - Porosidad.
 - Humedad natural para las rocas semiduras.
- Propiedades acuíferas:
 - Higroscopicidad (absorción, saturación y coeficiente de saturación).

- Estabilidad acuífera (ablandamiento, coeficiente de ablandamiento).
- Permeabilidad (coeficiente de filtración, absorción de agua específica).

— Propiedades mecánicas:

- Solidez a la compresión y al corte.
- Resistencia al cizallamiento y al corte (este último es para las rocas semiduras).
- Deformación (módulo de elasticidad, módulo de deformación total, coeficiente de presión lateral, el módulo de compresión volumétrica, módulo de compresibilidad volumétrica, coeficiente de compresibilidad, coeficiente de resistencia elástica y otros).
- Escurrimiento plástico o resistencia duradera para las rocas semiduras.

— Características especiales complementarias:

- Dureza.
- Trituración.
- Desgastes.
- Abrasión, etcétera.

Cabe señalar una vez más, que los datos en las particularidades petrográficas y geológicas tienen una gran significación. Para la valoración del estudio de las rocas y particularmente de las rocas duras y semiduras a las cuales se les debe hacer un estudio especial de petrografía.

Una conclusión y valoración seria de las propiedades físico-mecánicas no puede basarse en la determinación de un solo dato, es necesario que se exija un determinado número de determinaciones, del cual pueda obtenerse la media generalizada y la característica direccional de la roca, las características que muestren el grado de heterogeneidad y de variabilidad de las propiedades de las rocas. Tales características deben aportar datos firmes y sólidos en la solución y cálculo ingenieril. Por consiguiente el número de determinaciones debe ser tal, que puedan aplicarse los métodos estadísticos matemáticos en la elaboración y análisis de los resultados de las investigaciones de las propiedades de las rocas.

Capítulo 4 CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LAS ROCAS FRIABLES COHESIVAS Y NO COHESIVAS

4.1 Tipos genéticos fundamentales de rocas areno-arcillosas. Valoración ingeniero-geológica de cada uno de sus tipos genéticos

Características generales

Conforme a la clasificación ingeniero-geológica de F. P. Savariensky, corregida y ampliada por V. D. Lomtadze, tabla 1.3, los conglomerados y las arenas arcillosas se relacionan con los grupos III y IV. Con las rocas del grupo III —no cohesionadas— están relacionadas las arenas, arcillas, y los suelos arenosos y arcillosos. Todas estas rocas son de origen sedimentario-marino, lacustre o continental. Los conglomerados y arenas arcillosas están ampliamente distribuidos y forman más del 70 % de la capa sedimentaria de la corteza terrestre. Las más distribuidas de estas deposiciones son las del Cuaternario, y con mucha frecuencia se utilizan como base natural y como material para diferentes tipos de obras.

Las rocas areno-arcillosas ocupan un lugar importante entre otras deposiciones de origen sedimentario. Ellas se caracterizan por su composición especial y su gran variedad de propiedades y estados. Estas rocas son más débiles en comparación con los tipos de rocas duras y semiduras anteriormente descritas. Al construir obras sobre estas rocas pueden surgir y desarrollarse grandes asentamientos (por su magnitud y duración), cizallamiento y presiones mineras muy grandes. La mayor cantidad de catástrofes está relacionada con la construcción de obras sobre rocas de los grupos III y IV. Por eso, es evidente la necesidad de prestar gran atención a estas rocas y realizar investigaciones más detalladas de las particularidades de estructura de sus capas, condiciones de yacencia y alteraciones de sus propiedades físicas y mecánicas.

El grupo III, de rocas friables no cohesionadas es el más amplio de los depósitos sedimentarios dispersos. Un rasgo característico de estas rocas es la carencia de relación entre las partículas. Petrográficamente están formadas por arena, gravas y cascajos, guijarros; es decir, por productos de la destrucción física de las rocas duras y semiduras, y por los posteriores procesos de diferenciación mecánica, clasificación, trituración y deposición del material detrítico en condiciones subacuáticas y subaéreas (tabla 4.1).

Durante la formación de algunos tipos de rocas arenosas, por ejemplo, arenas cuarcíferas puras, es necesario el desarrollo de

los procesos de descomposición química de los minerales inestables de las rocas primarias que contribuyen al enriquecimiento de las arenas con cuarzo. Por consiguiente, la composición mineral y petrográfica de las rocas detríticas no cohesionadas, se determina por la composición de las rocas primarias y por el grado de diferenciación y variedad de los productos de su destrucción.

Las propiedades de estas rocas dependen mucho de la densidad de su estructura; al ocurrir esto se dividen en rocas de densidad suelta, media y densa.

Las rocas del grupo IV, blandas cohesionadas (arcillosas) son un grupo muy amplio de rocas sedimentarias de dispersión fina, el cual tiene una posición intermedia entre las rocas típicamente detríticas y las químicas. En la composición de estas rocas, a veces, en grandes cantidades, hay partículas finamente dispersas con un tamaño de 0,002 mm, compuestas fundamentalmente por minerales arcillosos. Estas partículas arcillosas determinan las propiedades arcillosas específicas de la roca en general.

Entre las rocas arcillosas se diferencian las arcillas propiamente dichas y diversas rocas arcillosas.

Comúnmente se denominan arcillas a las rocas que en su composición tienen más de un 30 % de partículas arcillosas ($d < 0,002 \text{ mm}$). Estas rocas poseen una alta plasticidad en estado natural cuando se humedecen artificialmente y al secarse conservan su estructura primaria. De todos los índices conocidos de las arcillas, estos son los más estables y los de más fácil determinación.

Con las rocas arcillosas se relacionan las formaciones constituidas por menos del 30 % de partículas arcillosas y que se caracterizan por un alto contenido de impurezas, por ejemplo, partículas dispersas, sustancias carbonatadas, ácidos carbónicos y diferentes sales (tabla 4.2).

Las deposiciones areno-arcillosas con un grado de litificación extremadamente pequeño, es decir, las que se encuentran en el estadio inicial de formación (limo) o las que se caracterizan por una composición y estado especiales, forman el grupo V de rocas, conforme a la clasificación ingeniero-geológica señalada anteriormente.

4.2 Tipos genéticos fundamentales

Por sus condiciones de formación, las rocas arcillosas y areno-arcillosas pueden ser continentales, lacustres y marinas. Cada uno de estos grupos faciales pueden ser a su vez, subdivididos en grupos y tipos genéticos más pequeños. Así, por ejemplo, en el amplio grupo de rocas continentales existen: Eluviales; deluviales; coluviales; aluviales; proluviales; glaciares; fluvio-glaciares; lacustres; pantanosas; eólicas y artificiales.

Las rocas lacustres se subdividen de la forma siguiente: lacustres; délticas y de estuario.

Tabla 4.1 Clasificación de las rocas friables no cohesivas según índices petrográficos

Composición granulométrica, estructura	Composición; granulometría por el grado de homogeneidad	Por la composición mineralógica	Por el grado de densidad	Por el contenido de arenas mezcladas importantes
Cantos rodados de: gravas grandes gravas medias gravas pequeñas	Psefiticas Homogénea Heterogénea Muy heterogénea Psamíticas	— — —	Densidad compleja Densidad media compleja Friable compleja	Rellenado con: arenas, arcillas, arena y arcilla
Arenas de: granos muy grandes granos grandes granos medios granos finos granos muy finos	Homogénea Heterogénea Muy heterogénea	Monomineral (cuarzosa) Oligomística (cuarzo-feldespatos) Polimictica (arcosa) Polimictica (grauvaca)	Densidad compleja Densidad mediana Friable	Glauconita Micas Piritas Depósitos friables

Tabla 4.2 Clasificación de las rocas arcillosas según algunos índices petrográficos (V. D. Lomtatze)

Por el grado de litificación	Por el contenido de las arcillosas gruesas	Por el contenido de minerales arcillosos	Por el contenido de los carbonatos	Por el contenido de algunas mezclas fundamentales	Por el grado de salinización	Por algunos rasgos texturales	Por las condiciones particulares de formación
Lodo arcilloso	Arcilla Arcilla pulverulenta	Caoliniticas	Arcilla	Arcillas silíceas	No salinizadas	Roca arcillosa de constitución masiva	Suelo arcilloso
Arcilla blanca	Arcilla arenosa Arcilla arenosa pulverulenta	Hidromicáceas	Arcilla carbonatada	Arcillas carbonosas	Débilmente salinizadas	Roca arcillosa en capas y lentes	
Arcilla compactada	Arcilla arenosa Arcilla arenosa pulverulenta	Montmorilloníticas	Arcilla margosa	Arcilla bituminosa	Salinizadas	Roca arcillosa, macroporosa y loessica	
Argilita							
Argilita esquistosa	Arena-arcillosa, arena-arcillosa-pulverulenta.	Poliminerales	Marga carbonatadas	Arcilla ferruginosa	Fuertemente salinizadas	Rocas arcillosas Fuertemente macro porosas loessicas	

Observaciones: La arcilla-arenosa y la arena-arcillosa, estos términos no sólo corresponden al contenido de partículas arcillosas en la roca sino también relacionan desde el punto de vista estratigráfico la pertenencia de ellos a la formación de Edad Cuaternaria.

Entre las deposiciones marinas existen: las neríticas o de aguas bajas, que se depositan a una profundidad de hasta 200 m (depósitos de arena); las batiales, que se depositan a una profundidad de 200 hasta 3 000 m (sedimentos del talud continental); abisales, que se depositan a una profundidad mayor de los 3 000 m (sedimentos del lecho del océano universal).

Rocas continentales

Deposiciones eluviales: con este grupo se relacionan diferentes productos de la meteorización de las rocas que se mantuvieron en el mismo sitio (*in situ*).

La zona eluvial es la corteza de intemperismo de las rocas primarias o madres. Por su composición, los depósitos eluviales pueden ser representados tanto por rocas arcillosas, como por rocas detríticas no cohesionadas. Las arcillas y rocas arcillosas eluviales se forman como resultado de la meteorización química de las rocas; y las rocas arenosas con cascajo, como resultado de la meteorización física.

Estas deposiciones, generalmente coinciden con la forma del relieve, en las cuales no se desarrollan los procesos de denudación, o se desarrollan poco las divisorias bajas y llanas, pendientes muy suaves, valles de ríos, etc. La potencia de las rocas eluviales depende de la resistencia de las rocas a la meteorización, así como también de las condiciones climáticas. En las rocas resistentes a los agentes de intemperismo, las deposiciones eluviales tienen poca potencia y su composición es más gruesa (material detrítico, cascajo).

En las rocas menos resistentes, la zona eluvial tiene mayor potencia y su composición es más arcillosa y más fina. En condiciones de clima árido y frío, y de clima templado y húmedo, la zona eluvial tiene una potencia de pocos metros; y en un clima tropical-húmedo de decenas de metros. El límite inferior de la zona eluvial, generalmente es accidentado, en algunos lugares puede alcanzar gran profundidad formando bolsones. Las deposiciones eluviales por lo general tienen distribución superficial y lineal, y yacen en forma de capa, de depósitos estratificados, de lentes, bolsones, etcétera (figura 4.1).

Durante las investigaciones ingeniero-geológicas de las rocas eluviales hay que tomar en consideración que se diferencian considerablemente de las rocas madres subyacentes. Esta diferencia se relaciona principalmente a la composición material. Una alteración brusca de la composición provoca el ablandamiento, reblandecimiento, aumento de la capacidad hidrófila y permeabilidad de las rocas del eluvio. En regiones áridas, en la zona eluvial se acumulan sales simples disueltas. En los depósitos eluviales, el ambiente es generalmente ácido, por lo que daña las partes metálicas y de hormigón de las obras. Con las deposiciones eluviales están relacionados los horizontes permanentes o temporales de aguas subterrá-

neas. En algunos casos, los depósitos eluviales bajo la influencia de los procesos diagenéticos, adquieren macroporosidad y se transforman en variedades de loess. Las deposiciones eluviales que yacen en las pendientes son fácilmente afectadas por diferentes deformaciones: derrumbes, deslizamientos, corrimientos, etcétera.

Por consiguiente, las deposiciones eluviales desde el punto de vista ingeniero-geológico requieren un enfoque especial, y el control de todas sus particularidades específicas anteriormente enumeradas.

Los depósitos deluviales se acumulan principalmente en las laderas y bases de pendientes, y también en las partes bajas de las divisorias como resultado del arrastre causado por el descongelamiento de las aguas pluviales de los productos detríticos de intemperismo desde las zonas más altas. Por su composición petrográfica las deposiciones deluviales son muy variables, pero tienen una amplia distribución las rocas arcillosas (arcillas, suelos arenosos y arcillosos). Su composición está generalmente representada por impurezas e intercalaciones de material detrítico: arena, detritos, cantos rodados, etc. En las deposiciones deluviales se encuentran residuos de vegetación y horizontes de suelos enterrados.

La composición del deluvio depende de la composición de las rocas madres que forman las divisorias y las pendientes, así como también del declive de las pendientes. En las pendientes suaves formadas por rocas poco resistentes a la meteorización, el deluvio es más arcilloso y más heterogéneo por su composición granulométrica, pues ésta contiene una pequeña cantidad de impurezas gruesas. En las pendientes abruptas formadas por rocas más resistentes a la meteorización, el deluvio es menos arcilloso y heterogéneo por su composición granulométrica, así como también es

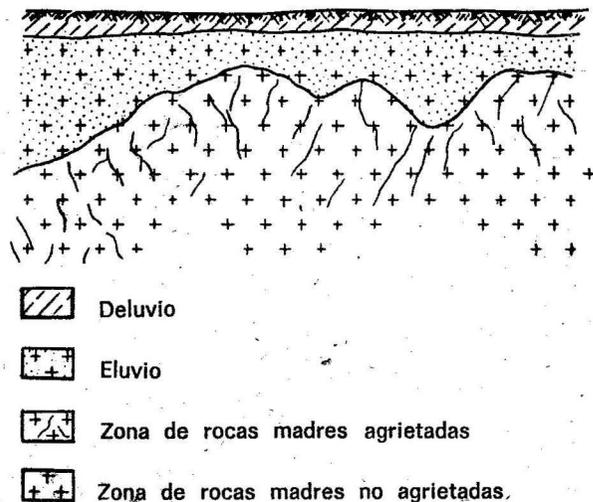


Fig. 4.1. Condiciones de yacencia de los depósitos eluviales: 1, deluvio; 2, eluvio; 3, zona de rocas madres agrietadas; 4, zona de rocas madres no agrietadas.

más grueso. En igual dependencia se encuentra también la variación de la potencia de las deposiciones deluviales.

En las pendientes suaves, la potencia generalmente es grande, en las pendientes abruptas es insignificante, pero aumentando siempre en las bases de las pendientes, donde se forman deposiciones de gran potencia. Los depósitos deluviales, generalmente forman envolturas, algunas veces capas potentes, y en muy raros casos estratos.

Como regla no están estratificados, solamente en algunos lugares se observa una estratificación irregular muy poco manifestada.

En deposiciones deluviales situadas en pendientes pueden formarse deslizamientos de las partes superficiales de los taludes (30-50 cm), corrimientos, etc. A la perturbación de la estabilidad contribuyen la inundación del deluvio, las aguas pluviales y descongeladas, y los fenómenos sísmicos.

Las deposiciones deluviales en un perfil es muy difícil diferenciarlas de las eluviales, por eso hay que unirlos en un conjunto eluvial-deluvial único. Como consecuencia de las particularidades de la composición material de estas deposiciones, al pequeño grado de compactación y al estado plástico de las rocas del deluvio, requieren tratamiento y estudio especiales.

Las deposiciones coluviales son la acumulación del material detrítico en las superficies inclinadas de las divisorias en las laderas de montañas y en sus bases. Estas acumulaciones de los productos de derrumbes, placeres y desprendimientos se forman como resultado del desplazamiento de los productos del intemperismo y la destrucción de las rocas bajo la influencia de las fuerzas gravitacionales a pequeñas distancias, es decir, son productos de la redeposición más cercana. Cuando los productos de la meteorización ruedan cuesta abajo, se realiza otra clasificación, pues la que poseen es completamente distinta a la de los flujos de agua. Los detritos más grandes, que poseen una mayor fuerza se desplazan del lugar de derrumbé, mucho más lejos que los detritos pequeños. A medida que se acumula el material detrítico en las pendientes, la resistencia del deslizamiento aumenta y por eso el material se clasifica también en sentido vertical, es decir, se acumula en la superficie el material más grueso, y en la parte más baja el más fino. La potencia de las deposiciones coluviales generalmente es pequeña: algunos metros o decenas de metros. Con estas deposiciones están relacionadas las acumulaciones temporales o permanentes de aguas subterráneas. Al hacer el proyecto y construir obras, deben evitarse las zonas de distribución de dichas deposiciones.

Las deposiciones aluviales son formaciones fluviales que forman las terrazas antiguas y actuales de los valles fluviales y cauces. Los horizontes superiores de las capas aluviales, principalmente en valles de ríos de llanura, están formados, generalmente por rocas arcillosas: suelos arenosos, suelos arcillosos, arcillas, y en muy

raros casos arena de grano fino. Los horizontes inferiores están formados generalmente por arena con intercalaciones de grava y guijarros en pequeñas cantidades.

Las intercalaciones y los lentes de rocas arcillosas en estas arenas se encuentran muy raras veces. Bajo las arenas yacen guijarros con relleno de arena de grano grueso o variado; algunas veces, los guijarros están bien lavados. Actualmente, es frecuente que se divida el aluvio actual en dos horizontes: uno de tierras bajas depositadas en los límites del valle y el horizonte del cauce, depositado en el cauce del río. Dicha división es muy necesaria, pues las propiedades físico-mecánicas del aluvio de arena-guijarro se diferencian considerablemente de las propiedades del aluvio de un valle inundado, que es fundamentalmente arcilloso.

El aluvio del cauce se forma por los flujos principales al subir sus niveles durante lluvias muy fuertes. En los valles de ríos de montañas, cuyo desarrollo se encuentra en el estadio de corte erosivo, está distribuido solamente el aluvio de cauce, representado por lo general de material detrítico.

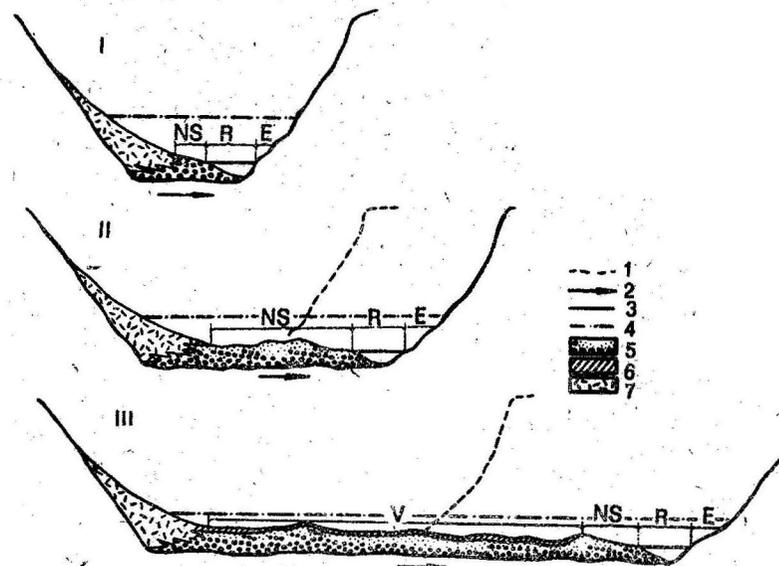


Fig. 4.2. Esquema de las fases iniciales de desarrollo de los valles erosivos. I—II—III—Perfiles transversales del valle en tres estadios consecutivos de desarrollo.

1, situación de la orilla erosionada; 2, dirección del desplazamiento del lecho; 3, horizonte de las aguas de inundación; 4, horizontes de las aguas altas (lecho, nivel máximo, mínimo); 5, material de acarreo, aluvión de lecho; 6, zona de depósito, deposiciones de pendiente.

En el proceso de los ríos de llanuras ocurren simultáneamente la erosión y la acumulación, como resultado de la acción de la dinámica interna del mismo río que ha formado un valle y deposita en éste los sedimentos arrastrados por el agua. La intensidad del desarrollo de estos dos procesos, en diferentes etapas del desarrollo de un río, no es la misma. En las primeras etapas predomina la erosión de fondo y comienza a formarse el aluvión de grava-guijarros del cauce. Después, cuando sobre la erosión de fondo predomina la erosión lateral, junto con los depósitos de cauce comienzan a acumularse los depósitos inundados más arcillosos. Como consecuencia del desplazamiento del cauce en los límites del valle que se amplía, aparecen facies antiguas, figura 4.2. En el perfil transversal del valle fluvial de llanura, siempre se dividen una orilla de erosión y otra de acumulación. Cerca de la orilla de erosión donde la fuerza viva y la profundidad de la corriente son mayores, se deposita el material de grava-guijarro del cauce. Este material detrítico, al desplazarse el lecho, se cubre con el material más fino, porque en la orilla de acumulación disminuye tanto la profundidad del flujo, como su fuerza. Durante el desplazamiento del cauce, el ancho de la parte acumulativa aumenta. Durante las reiteradas crecidas, el valle se cubre con agua, y a causa de las pequeñas velocidades del flujo se depositan en la mayoría de los casos sedimentos de composición arcillosa que cubren las deposiciones areno-arcillosas subyacentes. La potencia y el carácter de estas deposiciones son muy variables. Generalmente son sedimentos arcillosos o areno-arcillosos.

El límite entre el aluvio de la zona inundada y el cauce, siempre es ondulado. Es muy característica la dependencia entre la composición del aluvio de la zona inundada y el relieve; en las zonas bajas hay deposiciones arcillosas, en las altas, deposiciones arenosas.

Con los depósitos de aluvio del cauce, generalmente están relacionadas las aguas subterráneas. Al cubrirse estas deposiciones con las deposiciones del valle inundado, que es poco permeable al agua, las aguas subterráneas adquieren presión.

Al caracterizar las condiciones ingeniero-geológicas de las deposiciones aluviales es indispensable considerar sus particularidades de distribución, sus condiciones de yacencia, su composición y su estado.

Las *deposiciones proluviales* son sedimentos que se forman por los flujos de corrimiento o por cualquier otro tipo de flujo temporal, los cuales surgen en los períodos de grandes lluvias y de deshielo en las montañas. Son depósitos proluviales típicos las formaciones de los conos de deyección en las desembocaduras de ríos de montañas. Estos conos se unen y forman en los depósitos de pie de monte (*colas* potentes, depósitos de material arrastrado). Con las deposiciones proluviales se relacionan con frecuencia los sedimentos depositados en desembocaduras de barrancos, barran-

cos secos, etc., los cuales se han formado por los flujos temporales. El primer tipo, de depósitos proluviales, entra en la categoría de corrimientos, y el segundo en la de proluvio de barrancos. De las deposiciones proluviales son características las siguientes particularidades: se depositan fundamentalmente en los valles de montaña o en depresiones intramontañas; entre los depósitos proluviales se observan tanto variedades no clasificadas, como poco clasificadas: arena-guijarro y detritos-cantos y variedades muy bien clasificadas: arcilla-limo, relacionadas entre sí por la serie de tipos variables; las deposiciones proluviales homogéneas de limo-arcilla, generalmente tienen el aspecto y las propiedades de las rocas de loess típicas que están inclinadas hacia el hundimiento; rocas heterogéneas que se caracterizan por tener impurezas e intercalaciones considerables de detritos gruesos, por tener una textura irregular o una estratificación entrecruzada gruesa, y por tener irregularmente alternados, lentes e intercalaciones.

La densidad y la estabilidad de estas formaciones son mayores que las de los depósitos homogéneos. Del proluvio de barranco son características las rocas areno-arcillosas, de cascajo y, a veces, también las arcillosas. Estas deposiciones no están distribuidas regionalmente, y por sus propiedades físico-mecánicas se parecen a las deposiciones deluviales.

Un lugar importante entre las deposiciones continentales ocupan las deposiciones glaciares y fluvio-glaciares. Como en Cuba no existen estos tipos de deposiciones, sólo las mencionaremos brevemente.

A ese tipo de deposiciones pertenecen las formaciones morrénicas. Existen dos tipos de morrena fundamentales: de fondo y finales. Las formaciones morrénicas, generalmente se caracterizan por una gran heterogeneidad. La masa fundamental de una morrena se compone de material arcilloso, a veces, arenoso, relleno de detritos de diferentes tamaños, grava y cascajo. El material detrítico está irregularmente distribuido en la morrena. Además de la morrena es característica una gran solidez y densidad, que a su vez están determinadas por sus condiciones de formación. Generalmente, los depósitos morrénicos no son resistentes al agua.

Con los depósitos glaciares se relacionan las formaciones fluvio-glaciares y los glaciares lacustres.

Los sedimentos fluvio-glaciares son depósitos de agua descongelada de un glaciar. Generalmente, las deposiciones fluvio-glaciares son variedades arenosas que van desde diversos tipos de granos mal clasificados hasta las arenas de grano fino y limosas. Las deposiciones fluvio-glaciares con frecuencia tienen composición media o compacta, por eso sirven como fundamento para diferentes tipos de obras.

Con los sedimentos glaciares lacustres se relacionan los depósitos de lagos cercanos al glaciar, los cuales se sedimentan por las aguas descongeladas de dicho glaciar. Estos depósitos yacen en

forma de lentes, capas y depósitos de forma irregular. Su potencia puede alcanzar 15-20 m, por su composición son fundamentalmente arcillosos. Los representantes típicos de los depósitos glaciares son las formaciones bandeadas con textura bandeada característica, determinada por la alternación de estratos arcillosos (en invierno) y de arena y limo (en verano). Estos depósitos son de fácil compresibilidad y tienen baja resistencia cortante.

Desde el punto de vista de la construcción son rocas débiles.

Los depósitos lacustres son, generalmente, un conjunto de diversos tipos de deposiciones. La composición y las propiedades de las formaciones lacustres dependen de las condiciones climáticas de la zona, de la situación y profundidad del depósito de agua y del relieve circundante. En los grandes lagos, las condiciones de acumulación de los sedimentos puede parecerse a la acumulación de sedimentos marinos, y en este caso se establece la variación facial de estos desde la orilla a la parte central (sedimentos de granos gruesos en la zona cercana a la orilla, y de grano fino en los lugares más profundos).

En lagos pequeños de poca profundidad fundamentalmente se depositan sedimentos arcillosos. En zonas de clima húmedo, en las cuencas lacustres de agua dulce, los depósitos están enriquecidos con residuos orgánicos; en zonas áridas en los depósitos arcillosos hay sedimentos químicos: halógenos y sulfuros, así como boratos. Desde el punto de vista ingeniero-geológico, de los depósitos de origen lacustre son características las particularidades siguientes:

- Distribución limitada por área y poca potencia.
- Enriquecimiento de las deposiciones con residuos orgánicos.
- Diferentes sales y otros tipos de impurezas.
- Estratificación fina en las variedades arcillosas.
- Estado físico de las rocas, que depende, frecuentemente, de la edad (los depósitos arcillosos cuaternarios, a menudo, tienen consistencia fluida o plástica, poseen poca densidad y estabilidad). Las formaciones del cuaternario originarias tienen estructura pirodástica o sólida.

Las *formaciones eólicas* están relacionadas con la actividad del viento. Son formaciones eólicas típicas las dunas arenosas en desiertos y semidesiertos y en las costas de mares y lagos. Según una de las hipótesis, el loess tiene origen eólico. Por opinión del académico ruso V. I. Obruchev, el loess es una roca que se ha formado como resultado de la acumulación del polvo de la atmósfera en una estepa herbácea seca, en condiciones de clima seco. El polvo que se depositó en las estepas por la influencia de los procesos de formación del suelo se convirtió en loess con todos los índices que le son característicos. Si el loess se formó por procesos eólicos, las propiedades y los índices característicos de estas rocas

se manifiestan mucho más claramente: alta macroporosidad y baja resistencia al agua.

En zonas de este tipo de rocas es muy característica una gran distribución de barrancos.

En el capítulo 9 se tratan las características y propiedades de los depósitos pantanosos y artificiales, los cuales forman parte del grupo V de la clasificación ingeniero-geológica de las rocas.

Rocas lacustres

Las *deposiciones lacustres o litorales* son un tipo especial de depósitos de costas. Son sedimentos de cuencas de aguas poco profundas, parcialmente separadas de la cuenca marina, comprenden los sedimentos de deltas y estuarios. La principal particularidad de las condiciones de acumulación de las deposiciones litorales es la elevada salinidad de sus cuencas. La desalinización de las lagunas está relacionada con la entrada de potentes corrientes de aguas fluviales, las cuales traen consigo abundante material detrítico terrígeno. Este material forma los sedimentos de delta, de estuarios, etc. En los deltas de ríos de llanuras son fundamentalmente arcillosos, a veces se caracterizan por alguna variedad de granos finos. Aquí mismo, por la acción de las aguas saladas, se sedimentan las sustancias arrastradas por los ríos en forma de soluciones coloidales y reales (sales de Ca, Fe, Si, Al y otros).

Entre las deposiciones délticas de laguna se acumulan también residuos orgánicos, principalmente vegetales.

En las lagunas saladas, cuando afluye una poca cantidad de agua dulce, ocurre la concentración de las sales y su sedimentación. Además, tienen también gran importancia las formaciones terrígenas, fundamentalmente las arcillosas.

En la composición de las deposiciones de laguna del pre-cuaternario, junto con las arcillas están ampliamente distribuidas areniscas, calizas, carbón y diferentes sales (yeso, anhidrita, mirabilita, sales gema y potásica).

El índice característico de los depósitos lacustres es su gran irregularidad de rumbo. De los depósitos de laguna es también característica la estratificación fina de las rocas de diferente composición litológica, la que se observa frecuentemente.

Todo esto caracteriza a los depósitos de laguna como formaciones heterogéneas por su composición y propiedades. El segundo índice que hay que considerar al estudiar los depósitos de laguna es la presencia de sal, tanto en estado disperso, como en pequeños cristales o acumulaciones, en la composición del cemento, así como también en forma de depósitos estratificados, lentes y algunas veces de capas potentes. Por su estado físico los depósitos litorales son más heterogéneos, los del pre-cuaternario se encuentran en estado sólido o semisólido, y las formaciones cuaternarias y actuales están poco compactadas y tienen consistencia plástica, incluso fluida.

Rocas marinas

Las deposiciones marinas son en general formaciones ampliamente distribuidas.

Los sedimentos marinos actuales se encuentran en las zonas costeras de la pendiente continental o en zonas de mar abierto. La principal condición para la acumulación de los depósitos arcillosos marinos es la ausencia de movimiento considerable de agua que casi siempre ocurre en las profundidades batiales, y sobre todo en las abisales. Por esto, las zonas de acumulación de los depósitos arcillosos en las zonas costeras, tienen distribución limitada, y las zonas de depósitos arenosos, gujarros, etc., están más ampliamente distribuidas. Para la acumulación de los sedimentos arcillosos costeros son favorables las costas bajas, formadas por rocas arcillosas.

Los índices litológicos característicos de los depósitos arcillosos costeros son los siguientes:

- Poca área de distribución en comparación con la de las áreas profundas.
- Potencia relativamente grande, pero mucho menor que la de los depósitos de aguas profundas.
- Cierta heterogeneidad en la composición determinada por las impurezas de la arena, en algunos lugares hasta de la grava, y algunas veces por la existencia de lentes e intercalaciones arenosas.
- Estratificación fina, gruesa, muy gruesa y algunas veces irregular.
- En algunos lugares hay gran cantidad de residuos vegetales.
- Existencia de pirita a consecuencia de la combinación con el sulfuro de hidrógeno de las zonas costeras.
- Huellas de morrena en la superficie de los estratos, de animales y grietas secas.

Los depósitos de arena-gujarros costeros se forman en amplios espacios. El ancho de las bandas en cuyos límites están distribuidos los depósitos costeros de arena-gujarros es variable, generalmente no excede varios kilómetros. La potencia de dichos depósitos se mide en decenas y centenares de metros, principalmente aumenta en las desembocaduras de los ríos que arrastran hacia el mar el material detrítico.

Los depósitos de aguas más profundas, que se han formado a una profundidad de 20 a 200 m, ocupan una parte considerable de la superficie del Shelf y se trasladan paulatinamente a la zona de distribución de los limos batiales. Sus principales características son:

- Enormes áreas de distribución, y por consiguiente, un rumbo constante.

- Potencia grande y constante medida muchas veces en cientos de metros o más.
- Composición mineral y granulométrica mucho más homogénea que la de los depósitos costeros.
- Macro y micro-estratificación muy manifestada.

Por el contenido de las diferentes impurezas se dividen en arenosas, silicias, calcáreas y glauconíticas, bituminosas y carbónicas. El estado físico de los depósitos arcillosos marinos es muy variable.

En dependencia de la edad, composición y grado de solidificación, estos depósitos pueden tener diferente consistencia: desde consistencia sólida hasta consistencia fluida. Los depósitos de arena-guijarros también pueden tener estado con diferente grado de compactación.

4.3 Características químico-coloidales de las rocas areno-arcillosas

Características generales de las propiedades del sistema disperso

Muchas propiedades de las rocas areno-arcillosas son imposibles de explicar solamente desde el punto de vista de sus particularidades geólogo-petrográficas. Las rocas areno-arcillosas son un grupo especial porque son sistemas dispersos.

Además, estos sistemas dispersos se caracterizan por tener muchas fases: parte mineral, agua y aire.

El componente mineral es la parte fundamental de la roca pues forma su esqueleto. El agua y el aire (gases) rellenan los espacios que están entre las partículas minerales. Si el sistema se compone solamente de la parte mineral y agua o de la parte mineral y aire; dicho sistema se llama bifásico. Si la roca contiene agua y aire, se le define como sistema trifásico.

La división de la fase sólida determina el grado de dispersión de la roca. Si el tamaño de las partículas es de más de $2 \mu^1$, la dispersión es gruesa; en las dispersiones finas la dimensión de las partículas varía entre 2 y $0,1 \mu$; en la siguiente gradación (coloides), la dimensión de las partículas oscila entre $0,1 \mu$ hasta $1 m\mu$ y los sistemas moleculares tienen partículas menores de $1 m\mu$. Si comparamos las propiedades de los diferentes sistemas, se puede notar que las propiedades de las dispersiones gruesas se diferencian considerablemente de las dispersiones finas y de los coloides.

Las dispersiones finas y los coloides tienen muchas propiedades comunes, por eso se pueden estudiar como la parte de dispersión fina de la roca. Esta parte de la roca tiene una composición mineral característica representada por los détriticos de los minerales arcillosos, por hidratos de óxido de aluminio, hierro, etc. El alto grado de trituración de las rocas determina su considerable superficie específica. A su vez, la considerable superficie específica de-

¹ μ : micro, factor por el que se multiplica 10^{-6} .

termina una energía superficial grande, y por consiguiente, una alta actividad físico-química. Precisamente el alto contenido de partículas finas dispersas en la roca es lo que determina las propiedades arcillosas en ella y las principales diferencias entre las propiedades de las rocas arenosas y arcillosas u otras variedades detríticas.

Estas diferencias se manifiestan fundamentalmente en relación con el agua, con su capacidad de absorción y su capacidad de cohesión.

En las rocas arenosas y arcillosas la energía total del sistema se compone de energía interior y superficial, es decir:

$$E_{total} = E_{int} + E_{sup} = iV + \sigma S$$

donde:

- i: energía interior de una unidad de volumen de la sustancia.
- σ : energía superficial aplicada a la unidad en la superficie.

La energía interna es proporcional al volumen de la sustancia y la energía superficial al área de su superficie. En rocas arenosas o detríticas de otro tipo la superficie específica es pequeña, por eso su energía superficial es insignificante y en sentido físico-químico son inertes y no son hidrófilas. En las rocas arcillosas, la superficie específica y la energía superficial son considerables, por eso a diferencia de las rocas arenosas se caracterizan por una mayor actividad físico-química y una mayor capacidad hidrófila.

Antes de detallar las propiedades específicas especiales de las rocas areno-arcillosas, como de sistemas dispersos, es necesario estudiar la estructura de una partícula arcillosa en el agua.

El carácter de carga de las partículas sólidas del suelo en el agua puede determinarse aproximadamente por el método de Koen, conforme al cual el cuerpo sólido adquiere carga negativa si su constante dieléctrica es menor que la constante dieléctrica del líquido que hace contacto con ellas, y viceversa. La constante dieléctrica del agua es igual a 81, y la de las partículas del suelo: 3-10. Basado en el método de Koen, es de esperar que las partículas del suelo tengan carga negativa. La conclusión obtenida por el método de Koen se relaciona perfectamente con las observaciones naturales, en las cuales la mayoría de las partículas del suelo están cargadas negativamente en un medio acuoso.

Es posible también otra explicación de la capacidad de carga de las partículas arcillosas; en la superficie de estas, durante su interacción química con el medio acuoso circundante se forman nuevas combinaciones capaces de disociarse electrométicamente, como resultado de ello la partícula arcillosa se transforma en un anión compuesto, rodeado de una capa difusa.

De esa forma, en la superficie de las partículas arcillosas en un medio arenoso, aparecen centros activos libres, cuya fuerza de enlace se determina por la correlación entre las cargas del núcleo y las capas electrónicas de iones y átomos de la red cristalina. Estas crean alrededor de la partícula arcillosa un campo de fuerzas, dentro de cuyos límites se polarizan las moléculas de agua y los iones del medio. En un medio arenoso tales iones, generalmente son: K^+ , Na^+ , Mg^{+2} , Ca^{+2} , Fe^{+3} , Al^{+3} . Como los iones polarizados no entran en el núcleo de los silicatos de aluminio, sus relaciones con los cristales son más débiles que la de los iones del cristal. Además de eso, en un medio acuoso ocurre la hidratación de estos iones, la cual debilita su relación con la superficie de las partículas.

Como consecuencia de esto, las partículas coloidales adquieren la posibilidad de intercambiar iones durante la interacción de las partículas minerales con el agua, además de las fuerzas iónicas, electrostáticas y covalentes (incluso las de hidrógeno), actúan también las fuerzas moleculares-residuales o las de *Van der Waals*. Se manifiestan como acción de orientación, inducción y dispersión. La distribución de las moléculas e iones polarizados en la capa difusa ocurre bajo la influencia de todas las fuerzas superficiales. La energía del campo de fuerza varía en dependencia de las particularidades de la estructura de la red cristalina de las partículas arcillosas y también de la distancia desde la superficie.

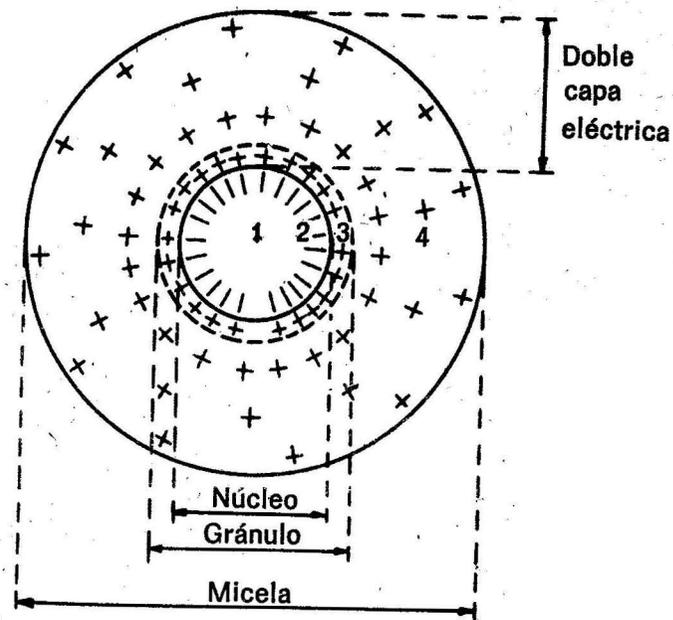


Fig. 4.3. Esquema de la estructura de una micela formada por una partícula finamente dispersa.

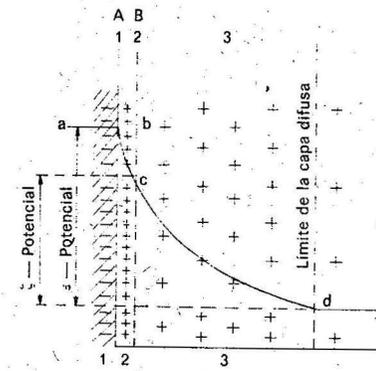


Fig. 4.4. Esquema de una capa eléctrica doble:

- A, Límite de la división que está entre la partícula sólida y el medio;
- B, Límite divisor entre las paredes móviles e inmóviles de la capa de difusión.
- 1.1, cargas negativas de los iones que determinan el potencial y forman los centros activos; 2.2, capa inmóvil de anti-iones; 3.3, capa de difusión de los iones de compensación; 4.4, solución libre.
- a,b, móvil de potencial de las partículas sólidas; b,c, disminución del potencial en la parte móvil de la capa doble; c,d, disminución del potencial en la parte móvil de la capa eléctrica doble; d,e, nivel del potencial en la solución libre.

Las partículas montmoriloníticas que tienen una red cristalina móvil, en un medio acuoso alcanzan una gran dispersión, por eso su energía superficial total es considerable. La red cristalina de las partículas de caolinita es inmóvil y las partículas están menos dispersas, por eso su energía superficial total es mucho menor que la de las partículas de montmorilonita. Las partículas hidromiáceas, en este caso ocupan una posición intermedia.

Como consecuencia de que el campo de fuerzas, a medida que se aleja de la partícula se debilita lentamente, varía también la concentración y la movilidad de las moléculas de agua y de los iones en la capa de difusión. Muy cerca de la superficie de la partícula la concentración de las moléculas e iones es mayor y de muy poca movilidad. A medida que se alejan de la superficie de la partícula, la concentración de iones disminuye y adquieren una gran movilidad. Al mismo tiempo que la variación de la movilidad, ocurre la alteración de la estructura del agua. Todo esto verifica que la interacción de las partículas arcillosas con el agua es compleja y que se diferencia principalmente de la interacción que tengan con ella las partículas más dispersas.

La potencia de la capa de difusión depende también de la composición de los iones adsorbidos. Mientras mayor sea la valencia de los iones de la capa de difusión, más fuerte será su atracción hacia la superficie de la partícula, menos hidrófilas serán las par-

tículas, más fuertemente estará comprimida la capa de difusión y mucho menor será su espesor. La estructura esquemática de la partícula arcillosa en el agua se representa en las figuras 4.3 y 4.4.

En las figuras se han representado esquemáticamente las disminuciones del potencial en una capa eléctrica doble. La línea ab muestra condicionalmente el potencial en un cuerpo sólido y la línea del potencial en un líquido. En los límites de la parte inmóvil de la capa elástica doble, la disminución del potencial ocurre según la ley de la línea recta (línea bc), y en los límites de la capa de difusión ocurre según la dependencia curva (línea cd). La diferencia entre los potenciales y los niveles ab y de, representan el potencial termodinámico o potencial E, y la parte de esta diferencia que corresponde a la disminución del potencial en la capa de difusión es el potencial electrocinético o potencial β . La magnitud del potencial β con dicho potencial E, se determina por el carácter de la curva cd, el cual depende del grosor de la capa de difusión.

Si el grosor de la capa de difusión disminuye, el potencial β disminuye también, y viceversa. La magnitud del potencial β determina la velocidad y la intensidad de los fenómenos electrocinéticos. Por ejemplo, el aumento de la velocidad de traslado de las partículas durante la electrofóresis, o el aumento de la velocidad de movimiento de un líquido durante la electroósmosis, corresponde al aumento del potencial β .

Entre los fenómenos superficiales de las rocas arcillosas son fundamentales los procesos de *adsorción* o *sorción* de diferentes sustancias de soluciones acuosas o mezclas de gases. Los procesos de adsorción, al variar el estado de las partículas arcillosas, varían tanto las propiedades de las rocas arcillosas, como el medio ambiente circundante. En condiciones naturales, dicho medio es el agua subterránea. Generalmente, en las rocas areno-arcillosas el proceso de adsorción tiene naturaleza compleja y comúnmente consta de varios procesos que ocurren simultáneamente. Actualmente existen cinco tipos de adsorción: mecánica, física, fisicoquímica, química y biológica.

La *adsorción mecánica* se basa en la simple **retención mecánica** por la roca, de las partículas en suspensión del líquido que se filtra a través de la roca. Este tipo de adsorción es característico de las rocas arenosas.

La adsorción mecánica, generalmente está acompañada por otros tipos de adsorción, particularmente la adsorción física, conjuntamente con la coagulación. Con frecuencia se observa la adsorción de las partículas arenosas finas a través de la superficie de las partículas de arena más grandes. Como consecuencia de la existencia de capas arcillosas finas, absorbidas por los granos de arena, la roca adquiere propiedades plásticas.

El fenómeno de adsorción mecánica se utiliza ampliamente en las construcciones, por ejemplo, cuando se construyen filtros para purificar el agua de diferentes suspensiones mecánicas de par-

tículas arcillosas finamente dispersas. Sin embargo, a menudo la adsorción mecánica desempeña un rol negativo. Así, por ejemplo, durante la adsorción mecánica ocurre la contaminación de los pavimentos de grava y arena, por ello se vuelven higroscópicos, disminuye su solidez, aumenta la deformación, se inician los fenómenos de hinchamiento durante el enfriamiento, así como otras alteraciones. La consideración y valoración de la posibilidad de desarrollo de la adsorción mecánica, son de gran interés práctico.

La *adsorción física* se manifiesta en la adsorción, por las partículas de la roca en sus superficies, de unas u otras sustancias. Durante la adsorción física la sustancia adsorbida no reacciona químicamente con las partículas que la adsorben. Al ocurrir esto, la sustancia adsorbida puede situarse en la superficie de las partículas o penetrar en el interior de ellas. En el primer caso, el proceso se llama *adsorción* (adsorción física superficial), en el segundo caso: *absorción* (adsorción física volumétrica). Bajo la influencia de la adsorción en la superficie de las partículas, varía su coloración, su capacidad hidrófila y sus propiedades respectivamente.

Entre los fenómenos de adsorción física se encuentran: la *adsorción positiva* y la *adsorción negativa*. Con la adsorción positiva disminuye la concentración de la sustancia en la solución, con la negativa aumenta. Las observaciones realizadas demuestran que las sustancias de la adsorción positiva disminuyen la tensión superficial del agua, y las sustancias de la adsorción negativa la aumentan. Las primeras sustancias se denominan superficialmente activas.

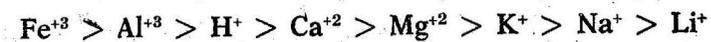
La adsorción fisicoquímica o el intercambio total se manifiesta en la capacidad que tiene la roca de intercambiar aniones o cationes distribuidos en la capa de difusión de las partículas coloidales arcillosas, en una cantidad equivalente a la de los cationes que se encuentran en la solución que hace contacto con ella. Entre los cationes de la capa de difusión de la fase mineral de la roca y los cationes de la solución, siempre hay equilibrio. Como la capacidad de adsorción variable de las rocas está determinada fundamentalmente por la parte finalmente dispersa, tal parte se denomina *conjunto de adsorción*. En condiciones naturales, en el estado de intercambio de las rocas arcillosas, se encuentran fundamentalmente cationes de K^+ , Na^+ , Ca^{+2} , y Mg^{+2} , en casos muy raros H^+ , Fe^{+3} , y Al^{+3} . De estos aniones adsorben bien aquellos que forman junto con los cationes, aniones de ácido fosfórico, silícico, carbónico y otros. Según el predominio de uno u otro catión en el conjunto de adsorción, se observan arcillas de sodio, potasio, etc. Las arcillas que contienen hidrógeno variable, se denominan no saturadas y las que no lo contienen, saturadas. La medida de la capacidad de intercambio es la capacidad de adsorción o la capacidad de intercambio que se caracteriza por cantidades totales de cationes (aniones) absorbidos (o intercambiados) por la roca

en dichas condiciones. La capacidad de adsorción generalmente se expresa en *mg-eq* por cada 100 g de roca seca. La magnitud de la capacidad, depende de la composición mineral de la roca. Así por ejemplo, la montmorilonita puede tener una capacidad de adsorción de 60-120 *mg-eq* por cada 100 g de roca seca; las hidrómicas de 20-40 y la caolinita de 3-15. Por eso, las propiedades de las rocas montmoriloníticas dependen considerablemente de los cationes adsorbidos.

El otro factor que determina la capacidad de absorción es el grado de dispersión del material arcilloso. Incluso, la trituración artificial de la roca aumenta su capacidad de intercambio total. La intensidad de la absorción físico-química depende también de las propiedades del medio acuoso. El aumento de la concentración de electrólitos, aumenta la capacidad de intercambio de la roca, de la misma forma actúan también el aumento del pH del medio acuoso.

Fundamentalmente tiene gran importancia, al estudiar el proceso de intercambio de los iones, la naturaleza de los iones que se intercambian. Se ha establecido que en otras condiciones, la capacidad de intercambio o la llamada energía de intercambio de los diferentes iones, no es igual. Según la energía de intercambio, los cationes se ordenan de la forma siguiente, la cual caracteriza su capacidad de absorción a medida que aumenta la capacidad del catión para disociarse, disminuye su energía de intercambio.

Energía relativa del intercambio iónico



El ion H^{+} se encuentra libre. Su energía de intercambio no sólo es mayor que la de los cationes que tienen una sola valencia, sino también mayor que los de valencia Z.

La composición de los cationes de intercambio influye mucho sobre el estado físico y las propiedades físico-mecánicas de las rocas arcillosas. Fundamentalmente, es considerable la influencia de los cationes de intercambio cuando se valoran las propiedades acuíferas de las rocas arcillosas: hinchamiento, reblandecimiento y permeabilidad. La existencia de iones monovalentes aumenta la capacidad de hinchamiento de la roca, disminuye su permeabilidad y determina la posibilidad potencial de la roca a que se reblandezca. La mayor influencia sobre las propiedades de la roca la tiene el litio; la menor influencia es la del sodio y una mucho menor influencia la del potasio. La influencia de los cationes trivalentes está muy poco estudiada. Es conocido que estos disminuyen la capacidad hidrófila de la roca, aumentan la estabilidad y disminuyen la plasticidad. Las arcillas no saturadas (hidrogenadas), por sus propiedades ocupan una posición intermedia entre el calcio y

el sodio. Pero la influencia del hidrógeno sobre las propiedades de las rocas aún no está suficientemente aclarada.

Hay que señalar que el grado de influencia de los cationes de intercambio sobre las propiedades de las arcillas, depende también de la concentración de los electrólitos en la solución porosa. Mientras mayor es la mineralización de la solución porosa, menor es la influencia de los iones de intercambio. Esta regularidad se puede explicar porque el aumento de la concentración de la solución disminuye el grado de inundación de las partículas arcillosas y su potencial.

Conjuntamente con esto, los cambios de la composición de los iones variables o el aumento de la concentración de los electrólitos en el agua, puede provocar el fenómeno de crecimiento de las partículas y su coagulación. En el proceso de coagulación, la superficie específica de las rocas disminuye, y entre las partículas surgen y aumentan las relaciones. La alteración del grado de dispersión y el surgimiento de las relaciones estructurales en la roca durante el intercambio total, hay que estudiarlos como un factor complementario que influye sobre la alteración de la estabilidad y sobre otras propiedades de las rocas.

El estudio de la composición de los cationes de intercambio y la capacidad de absorción, tiene gran importancia cuando se valoran las propiedades de las rocas arcillosas. El estudio de estas características tiene una gran importancia desde el punto de vista de la Geología general, porque la composición de los cationes de intercambio indican en qué condiciones (marinas, lacustres o continentales) ocurre la acumulación de unos u otros depósitos arcillosos.

La *adsorción química* se caracteriza porque la sustancia adsorbida reacciona químicamente con las partículas que la adsorben formándose un nuevo compuesto, que generalmente se disuelve en dichas condiciones. Durante dichas reacciones surgen y se acumulan en la roca sustancias que cementan a las partículas arenosas y arcillosas y además rellenan los poros, cavidades y grietas. Todos estos fenómenos alteran el aspecto exterior de la roca, su estado físico, la permeabilidad, la solidez y la deformación.

La *adsorción biológica* es característica principalmente de las partes más superficiales del perfil y es el resultado de la actividad de los micro y macro-organismos, por ejemplo, la actividad de las bacterias enriquece el suelo con coloides orgánicos, ácido silícico arenoso, etc. La adsorción biológica, al igual que los otros tipos de adsorción al transformar la composición de los suelos, transforma de esta manera sus propiedades.

De lo anteriormente expuesto se deduce que los diferentes tipos de adsorción en rocas arenosas y arcillosas tienen gran importancia para comprender la naturaleza de las propiedades y del pronóstico de su alteración.

De esta forma, conforme a las ideas actuales, la formación de las relaciones estructurales en las rocas arcillosas puede ocurrir, como resultado de la simple adhesión de las partículas minerales unas con otras, o como resultado de la aglutinación (cementación) con nuevas sustancias minerales u orgánicas, absorbidas en la superficie de las partículas minerales o que rellenan los poros que están entre ellas. Sobre la estabilidad de las relaciones estructurales en las rocas arcillosas influyen: la composición mineral; el grado de dispersión; la humedad; la densidad; la composición de la sustancia de cementación y carácter del cemento. Todos estos factores son consecuencia de las condiciones de deposición de los sedimentos arcillosos, así como también, el resultado de las etapas posteriores de transformación por los procesos diagenéticos y catagenéticos.

Al caracterizar ingeniero-geológicamente las rocas arcillosas, hay que estudiar las relaciones estructurales desde el punto de vista de su naturaleza (moleculares, iónicas, covalentes, hidrogenadas, magnéticas), de su tipo (tixotrópico, de coagulación, cristalización, condensación), de la edad de la formación (singenéticos primarios, epigenéticos-secundarios); resistencia al agua, estabilidad mecánica (estables-rígidos, elásticos, no sólidos-plásticos), etcétera.

Fenómenos tixotrópicos de las rocas arcillosas

Muchas rocas arcillosas pueden diluirse o ablandarse, al sacudirse o por la acción de otros esfuerzos mecánicos, y cuando estos finalizan las partículas se restablecen de nuevo y en forma espontánea su estado y estabilidad con mayor o menor velocidad. Dichos fenómenos reversibles se llaman tixotrópicos. Tienen propiedades tixotrópicas las rocas arcillosas muy variadas: arenas limosas de grano fino y muy fino, suelos arenosos, suelos arcillosos y arcillas con gran humedad.

La tixotropía es característica de las rocas arcillosas de consistencia fluida, fluida viscosa, plástica y plástica-viscosa, pero a veces durante una vibración intensa se puede manifestar hasta en las rocas semiduras. Las transformaciones tixotrópicas de las rocas arcillosas ocurren de diferentes formas, en dependencia de su dispersión, composición mineral y estado físico, así como también de la intensidad de las influencias mecánicas. Así, por ejemplo, las arcillas montmoriloníticas se diluyen fácilmente y restablecen totalmente su solidez de una forma muy rápida, las arcillas caoliniticas se diluyen con mucha dificultad y restablecen su estado y su solidez muy lentamente.

Existen también tipos de rocas arcillosas que solamente se ablandan. Las transformaciones tixotrópicas son el resultado de la destrucción de las relaciones estructurales, de la disminución de su solidez y de la recuperación de los enlaces estructurales y solidificación de la roca. Dichos fenómenos son característicos de rocas

que poseen relaciones estructurales moleculares y están determinadas por la interacción de las partículas y los agregados.

Tipos y naturaleza de las relaciones en rocas arcillosas

Las rocas arcillosas, en dependencia del grado de desarrollo de las relaciones estructurales y de su estabilidad, pueden ocupar una posición intermedia entre los cuerpos fluidos líquidos o viscosos y los cuerpos sólidos. Las relaciones estructurales en estas rocas surgen como resultado de la acción recíproca de los iones y los átomos de las redes cristalinas de los minerales que forman las partículas, así como también entre ellos y los iones, átomos y moléculas de la sustancia de cementación de las rocas.

Desde el punto de vista físico estos enlaces están determinados por las fuerzas de atracción molecular (fuerzas de Van der Waals); iónica, atómica y magnética, así como las de repulsión entre las partículas.

Por consiguiente, la coherencia de las rocas arcillosas surge como resultado tanto de la interacción directa entre las partículas, como durante su cementación con diferentes sustancias que forman películas en la superficie o que rellenan los poros.

Es muy importante señalar que en cada sistema, además de las fuerzas de atracción, actúan las fuerzas de repulsión. Si estas últimas no existieran, entonces las partículas se acercarían con ayuda de las fuerzas de atracción hasta hacer contacto físico total, y así la roca se convertiría en un cuerpo completamente sólido, tabla 4.2.

En la tabla 4.3 se representan algunos datos sobre los tipos de relaciones estructurales en las rocas, en dependencia del tipo de estos y de su grado de litificación.

En un sedimento recientemente depositado, que presenta gel en estado líquido, viscoso o plástico, surgen las relaciones estructurales entre las partículas y sus agregados. Estas relaciones no se caracterizan por tener una estabilidad considerable, se perturban fácilmente, por ejemplo, bajo la acción mecánica y luego se restablecen. En la fase de formación del sedimento son características las transformaciones tixotrópicas.

El académico P. A. Rebinder (1950) denominó dichas relaciones como coagulaciones tixotrópicas. En sedimentos donde surgen relaciones de este tipo, junto con la alta hidratación surge la estabilidad mecánica. La alta hidratación de los sedimentos arcillosos recientemente depositados, debilita la interacción entre las partículas arcillosas, dificulta su coagulación, determina la gran movilidad del sedimento, la poca estabilidad y el restablecimiento de las relaciones durante su destrucción. El desarrollo de las relaciones también se dificulta por la interacción magnética y electrostática de las partículas arcillosas con igual carga. La unidad de los procesos de reacción determina el estado de los sedimentos arcillosos recientemente depositados.

Tabla 4.3 Naturaleza y carácter de las uniones estructurales en las rocas arcillosas de los distintos tipos (V. D. Lomtatze)

Grado de litificación	Tipo de roca	Composición física	Grado de hidratación	Naturaleza física de las uniones estructurales	Tipo de uniones estructurales que se forman para determinadas condiciones geológicas
Límite inferior	Arcilla illita	Fluida, abierta-fluida	Totalmente alta	Molecular, poco magnética	Tixotropía-coagulación
Poco	Arcilla blanda	Abierta-fluida, abierta semiviscosa, plástica	Alta	Molecular, magnética	Tixotropía-coagulación
Medio	Arcilla compactada	Desde fluida, viscosa hasta abierta plástica	Disminuida	Molecular, magnética; poco ionizada	Parte coagulada tixotrópica. Parte cementada condensación-cristalización
Alto	Argilita	Semisólidas	Poca	Ionizada, magnética parte atómica (covalente) y molecular	Cristalización-condensación (cementación) su dependencia de la caolinización
Límite superior	Argilita esquistosa	Sólidas	Muy poca	Iónica y atómica (covalente)	Cristalización-condensación (cementación)

A medida que se solidifica el sedimento arcilloso, acompañado esto por deshidratación y por un gran desarrollo en los procesos geoquímicos, por el aumento de la cantidad de contactos entre las partículas, ocurre la consolidación de las relaciones estructurales. Como resultado de esto, aumenta la viscosidad del sedimento, cambian considerablemente su estado y sus propiedades, y el sedimento se convierte en roca arcillosa.

A eso contribuye también el surgimiento y desarrollo de los fenómenos de sinéresis (acercamiento de las partículas bajo la acción de las fuerzas superficiales durante el desplazamiento parcial del agua).

El desarrollo de los procesos geoquímicos y fundamentalmente de los bioquímicos, provoca la descomposición y dispersión de las partículas minerales y orgánicas poco estables, así como de los agregados, la formación de películas coloidales y películas que durante la lenta deshidratación cementan al sedimento. Simultáneamente ocurren los procesos de cristalización de las nuevas formaciones minerales de las soluciones en agua sobresaturada. Como resultado de esto se desarrollan relaciones estructurales más estables y duraderas, que atraviesan toda la roca como una armazón. Dichos enlaces estructurales, Rebinder los denominó enlaces de cristalización-condensación. Ellos están formados por enlaces químicos estables, y generalmente tienen propiedades de elasticidad frágil. El desarrollo de los enlaces de cementación-cristalización duraderos, elimina de la roca arcillosa las propiedades tixotrópicas. En condiciones normales, bajo la acción de los esfuerzos externos, las relaciones pueden destruirse irreversiblemente. Pero la integridad y estabilidad de la roca pueden restablecerse durante el desarrollo posterior de los procesos de cristalización y cementación.

4.4 Formación de las propiedades de las rocas areno-arcillosas

Uno de los problemas teóricos más importantes de la Ingeniería Geológica es el estudio de los procesos que determinan la formación del estado físico y de las propiedades de las rocas durante su formación y variación en la corteza terrestre.

El estado actual del estudio de la naturaleza de las propiedades físico-mecánicas de las rocas, demuestra que estas particularidades dependen de muchos factores, de los cuales los principales son los siguientes:

- La forma y las condiciones de formación de las rocas que determinan su tipo petrográfico, estructura, textura, condiciones y forma de yacencia.
- La composición, estructura, textura, carácter y solidez de las relaciones estructurales, que determinan la actividad físico-química de la roca en interacción con el medio ambiente y la resistencia a acciones exteriores.
- La posición geólogo-estructural actual de las rocas en la corteza terrestre, la cual determina su estado de tensión natural

y el grado de perturbación de la yacencia (relación con una zona de plegamiento, plataforma, estructura de uno u otro orden, profundidad de yacencia).

Las condiciones físico-geográficas de estancia de las rocas en los horizontes superficiales de la corteza terrestre, los cuales determinan su humedad y el régimen de temperatura, las condiciones hidrogeológicas, el carácter y la intensidad de los procesos exógenos.

- Procesos bajo cuyas acciones las rocas constantemente son sometidas a alteraciones durante la meteorización, litificación, metamorfismo y perturbaciones tectónicas.
- Factores artificiales que surgen durante el destape de las rocas con zanjas profundas, galerías subterráneas, durante la carga y compactación complementarias, durante la descarga y la descompactación, desecación o variación del régimen de temperatura de las rocas.
- Estado físico de las rocas que se caracterizan por la humedad natural, la densidad, la porosidad, el agrietamiento, la cavernosidad, la carsificación, el estado térmico, la tensión residual y otros.

El conocimiento de las regularidades de formación y naturaleza de las propiedades físico-mecánicas de las rocas permite:

- Valorar la solidez y estabilidad de las rocas.
- Pronosticar las condiciones de construcción de las obras o mejoramiento de las medidas.
- Prever el carácter y la intensidad de los procesos geológicos actuales.
- Pronosticar la variación de las propiedades de las rocas al variar su estado de tensión natural, régimen térmico y de humedad.
- Determinar la metodología y condiciones técnicas para mejorar las propiedades de las rocas.
- Determinar la composición y los métodos racionales de las investigaciones de laboratorio y de campo de las propiedades físico-mecánicas.
- Argumentar la selección de los índices de las propiedades de las rocas para calcular la distribución de las tensiones en su interior, la magnitud de la presión minera, el equilibrio de las rocas en taludes, pendientes, en zonas de deslizamientos, asentamientos de obras, etcétera. Por consiguiente, basado en lo anteriormente expuesto, podemos ver con claridad que el problema de la formación de las propiedades físico-mecánicas de las rocas tiene un gran contenido científico y una enorme importancia práctica.

En el proceso de formación de las rocas sedimentarias, comenzando desde el momento de la acumulación de los sedimentos hasta su profunda transformación durante el metamorfismo o el intemperismo, se pueden dividir dos estadios: diagénesis y catagénesis. Así, la formación de las rocas areno-arcillosas depende mucho de las condiciones físico-geográficas del medio, especialmente en el primer estadio de litificación, por eso, las variaciones diagénéticas de los sedimentos de origen subacuático y subaéreo tienen diferente carácter. Estas diferencias se reflejan en la formación de sus propiedades físico-mecánicas.

Variaciones diagénéticas de los sedimentos de origen subacuático.

Es conocido que la capa principal de rocas sedimentarias se formó de sedimentos de origen subacuático, principalmente marítimos.

La diagénesis de los sedimentos de origen subacuático se manifiesta en el cambio de su composición, estado y propiedades. Estos cambios se desarrollan simultáneamente, pero por su carácter son diferentes.

Debido a las investigaciones de N. M. Strajov y de otros científicos soviéticos, se conoce actualmente que el medio físico-químico en la zona de diagénesis de los sedimentos arcillosos es muy específico y se diferencia mucho del medio en las capas de agua sobre el sedimento. Los sedimentos, generalmente tienen una alta humedad (90-100 % y más), lo cual es favorable para que en ellos se desarrollen bacterias y se activen diferentes procesos geoquímicos. Una particularidad característica de los sedimentos del fondo es la alta concentración de una serie de elementos químicos en el agua de los sedimentos del fondo. La oxidación de estas aguas es también decenas, y a veces centenares de veces mayor.

Las características más importantes del medio físico-químico de los sedimentos actuales son el potencial de oxidación-reducción (Eh) y el índice de las condiciones ácido-alcálinas (pH). En las capas superiores de los sedimentos, a una profundidad de hasta 20-25 cm, el medio es oxidante (Eh desde +300 hasta 0), más abajo está el reductor (Eh hasta -500). La reacción del pH de los sedimentos también se diferencia de la reacción de la masa de agua de la cuenca: el pH de los sedimentos también, siempre, es mayor que el pH del agua que está sobre el fondo.

Si las condiciones faciales hidrodinámicas son tales que solamente se acumula el material de detritos grandes que se caracteriza por poca dispersión, por una pequeña superficie específica, por una buena permeabilidad, entonces las condiciones físico-químicas en la capa de sedimento se diferencian muy poco de las condiciones que existan sobre el fondo de la cuenca y los procesos diagénéticos transcurren aquí de forma particular. Como resultado, principalmente, del oleaje, se produce la redepositación, el lavado

del material, su fraccionamiento y trituración. Los procesos hidrodinámicos, al provocar los movimientos oscilatorios en el sedimento, contribuyen a un empaquetamiento más compacto. En estas condiciones se han desarrollado principalmente, los procesos mecánicos que influyen muy poco sobre el cambio de la composición del sedimento. Dichos procesos diagenéticos ocurren en la capa de sedimentos de pequeña potencia, aquí la zona de diagénesis es de varios metros.

De esta forma, el sedimento de detritos grandes al pasar por el estadio de diagénesis, resulta estar poco transformado diagenéticamente, y solamente en algunos casos los detritos se cubren de aureolas, varía su coloración, sobre ellos se depositan suspensiones de materiales arcilloso y coloidal, ocurre deslizamiento de este material en el sedimento y, a veces, cierta cementación. Los cambios más considerables durante la diagénesis son los que sufren los sedimentos arcillosos (limo).

Es conocido que cada sistema disperso puede variar su estado cuando se forman macro y microagregados. Así, los sedimentos arcillosos, al penetrar en la zona de diagénesis forman microagregados como resultado de la simple adherencia de las partículas minerales unas con otras bajo la influencia de las fuerzas de atracción mutua, su adhesión a las películas coloidales o la cementación del sedimento. Al formarse los microagregados varían el grado de dispersión del sedimento, su composición granulométrica y, respectivamente, la higroscopicidad, permeabilidad y otras propiedades. Cambios considerables se producen también en la composición mineral de los sedimentos arcillosos.

Los nuevos datos demuestran que la composición de los sedimentos subacuáticos actuales y antiguos, la masa fundamental de minerales arcillosos formadores de rocas tiene origen terrígeno. Sin embargo, estos minerales, al caer en nuevas condiciones físico-químicas, no se mantienen invariables, pueden perturbarse y transformarse en nuevos minerales. Simultáneamente se forman nuevos minerales diagenéticos. Un valor considerable en la formación de la composición mineral de los sedimentos arcillosos, tiene la sustancia orgánica. En el período de acumulación de los sedimentos arcillosos en la cuenca acuifera, el agua libre predomina en ellos más que el agua relacionada.

La humedad de estos sedimentos, generalmente, es igual a 90-100 % y más. Con dicha humedad los sedimentos arcillosos recién depositados (limo) tienen estado de fluidez o fluidez oculta. Desde la superficie del sedimento hacia la profundidad, su humedad aumenta considerablemente.

La deshidratación de los sedimentos arcillosos comienza, generalmente, desde el momento de su depositación y consiste en la liberación, primeramente del agua libre, y después de la físicamente relacionada; en el movimiento continuo del agua con velocidad

cada vez mayor desde la zona de alta presión compactante en la profundidad, hacia la zona de baja presión compactante en la superficie. A esto contribuye el surgimiento y desarrollo de los fenómenos de sinéresis (acercamiento de las partículas bajo la influencia de fuerzas superficiales al desplazarse parcialmente el agua).

Como resultado de las considerables pérdidas de agua libre por los limos al compactarse, sus relaciones estructurales se solidifican. Al perturbarse la composición natural y destruirse mecánicamente las relaciones estructurales, los limos pasan al estado de fluidez sin variar su humedad. La variación del estado de los limos se establece por la variación de la porosidad, humedad y peso volumétrico.

De esta forma, durante los cambios diagenéticos, los limos pierden una cantidad considerable de agua, y de su estado de evidente fluidez pasan al de fluidez oculta o viscoso-plástico oculto, disminuye su porosidad, surgen y lentamente se consolidan las relaciones estructurales.

Hay que señalar que los valores de los índices que caracterizan el estado de los limos (humedad natural, porosidad, peso volumétrico) son muy específicos y se diferencian considerablemente de los valores que caracterizan el estado de las rocas arcillosas que han sufrido uno u otro grado de litificación. Por eso, estos valores pueden servir como medida del estado inicial de los sedimentos arcillosos, con el cual comienza su diagénesis.

Las variaciones diagenéticas de un sedimento arcilloso ocurren en una capa de varios metros, algunas veces 10-15 m. A una profundidad de 8-10 m (no más de 15-20 m), en dichas deposiciones generalmente se establece dicha humedad y régimen físico-químico, con el cual adquieren fundamental importancia los procesos físico-químicos y físico-mecánicos, los bioquímicos ocupan un segundo lugar. Desde esta profundidad disminuye considerablemente el ritmo de los cambios de composición y estado físico de los sedimentos, y adquieren el aspecto típico de una roca.

Variaciones diagenéticas de los sedimentos de origen subaéreo

En el estricto sentido de la palabra, propiamente subaéreas son solamente las rocas arenosas eólicas y parcialmente los loess arcillosos. Muchas otras formaciones continentales: eluviales, deluviales, proluviales y aluviales pueden ser subaéreas sólo parcialmente. La esencia de las variaciones diagenéticas de los sedimentos subaéreos y continentales en general, aún no está suficientemente estudiada. Por eso a continuación exponemos las condiciones del desarrollo de los procesos diagenéticos, solamente como ejemplo de deposiciones arcillosas subaéreas.

Los sedimentos arcillosos de origen subaéreo (eólicos), al acumularse sobre la superficie terrestre, son afectados por los procesos de formación del suelo, que los transforman en rocas arcillosas

y les transmiten particularidades características de su composición, estado y propiedades. Por transformaciones análogas son afectadas también otras deposiciones continentales, por ejemplo, deluviales, proluviales y parcialmente aluviales (aluvio de un valle inundado). De ellos también se forman rocas arcillosas parecidas al loess, por eso se les denomina generalmente rocas con aspecto de loess.

Los procesos de formación del suelo, desde el punto de vista geológico, se pueden estudiar como procesos diagenéticos, y al suelo —como la primera fase de la variación de los sedimentos durante la litificación. Los suelos como medio en el cual se produce la diagénesis, se caracterizan por un intenso desarrollo de los procesos biogénicos y físico-químicos, un alto contenido de material húmico, coloides orgánicos y por una alta mineralización de las aguas del suelo. Se encuentran constantemente bajo la influencia de variaciones diarias, temporales y anuales de las condiciones físico-geográficas y climáticas que regulan la intensidad de los procesos diagenéticos.

La variación de la composición de los sedimentos arcillosos de origen subaéreo durante la diagénesis, se manifiesta ante todo en su grado de dispersión. El polvo de la atmósfera, al caer en la superficie terrestre, se incorpora relativamente rápido a la esfera de influencia de los procesos biogénicos durante la formación de los suelos. Como resultado de esto, en el sedimento recién depositado surgen micro y macroagregados. Estos agregados se forman como resultado de la coagulación de los coloides durante la desecación del suelo y también como resultado de la adhesión de las partículas minerales con los coloides del suelo, el humus y otros compuestos orgánicos y minerales.

Al surgimiento de estos agregados contribuyen también la descomposición de algunos minerales primarios (feldespatos, micas, anfíboles), los cuales durante los procesos de formación del suelo resultan inestables y se descomponen. Como resultado de esto, en el suelo aumenta el contenido de material en estado coloidal finamente disperso, el cual refuerza el proceso de formación de los agregados.

Durante los procesos de formación de los suelos por la influencia de organismos y soluciones del suelo, varía en cierto grado la composición mineral de los sedimentos. Los procesos ocurridos se caracterizan por su complejidad y diversidad. Al variar la composición mineral de los sedimentos, varían también sus propiedades. En la composición de los sedimentos subaéreos que se encuentran en la superficie terrestre, pueden existir diferentes minerales arcillosos.

Los óxidos formados como resultado de la descomposición de residuos vegetales y de la destrucción de algunos minerales, pueden entrar en mutua acción, por ello surgen minerales más estables en las condiciones físico-químicas del medio, por ejemplo, de los

arcillosos se forman los minerales del grupo de las montmorilonitas e hidrómicas. En algunos casos se crean condiciones favorables para la formación de carbonatos. El enriquecimiento del suelo con los carbonatos determina la saturación con las soluciones del suelo, y del complejo de absorción —con el calcio y el magnesio. Esto debilita la manifestación de las propiedades arcillosas, contribuye a la formación de agregados y a la consolidación de las relaciones estructurales. En la composición de la capa de suelo hay un alto contenido de material orgánico, lo que determina la intensidad de los procesos biogénicos y geoquímicos. Durante este proceso se produce la descomposición del material orgánico, y por eso, con la profundidad su contenido disminuye lentamente, frecuentemente hasta varias fracciones de por ciento a una profundidad de 1,0-1,5 m. Al disminuir el contenido de material orgánico, varían también considerablemente las propiedades de las deposiciones del suelo.

Las particularidades de la composición de la capa de suelo de los sedimentos subaéreos, determinan su gran higroscopicidad, adherencia, plasticidad, capacidad de hinchamiento y una considerable deformación durante la humectación. Con la profundidad aumenta considerablemente el peso volumétrico de las deposiciones del suelo y disminuye su porosidad. En los horizontes más altos donde está concentrada la masa fundamental de raíces vegetales, la porosidad es de 50-60 % y caracteriza la considerable friabilidad de los depósitos. En los horizontes inferiores disminuye notablemente la cantidad de raíces vegetales.

Después de su atrofia y descomposición en la capa de suelo y en las rocas subyacentes quedan cavidades, es decir, canales pequeños que las cruzan fundamentalmente en dirección vertical. Por estos canales, es decir, macroporos, se facilita la infiltración de las soluciones del suelo, durante cuya evaporación se forman en las paredes de los macroporos incrustaciones, aureolas, y frecuentemente se rellenan con unos u otros compuestos, entre los cuales predominan los carbonatos. Así surge la macroporosidad en los depósitos subaéreos y en algunos otros continentales, lo que es el índice diagnóstico fundamental de los loess y de las rocas con aspecto de loess. Al aumentar la densidad de los sedimentos con la profundidad, aumenta también la solidez de las relaciones estructurales.

Como resultado de las variaciones diagenéticas, los sedimentos subaéreos se convierten en rocas arcillosas con determinados índices externos y propiedades físico-químicas específicas.

Condiciones del desarrollo de la catagénesis de las rocas arenosas y arcillosas

Los sedimentos arenosos y arcillosos, bajo la influencia de los procesos de diagénesis, se convierten en rocas.

Al desarrollarse la acumulación de sedimentos, éstos se cubren con nuevas capas de deposiciones, se sumergen lentamente a pro-

fundidades cada vez mayores de la corteza terrestre, donde en nuevas condiciones geoquímicas y bajo la influencia de los procesos de catagénesis se producen los cambios posteriores de su composición, estado y propiedades.

En relación con la presión gravitacional de compactación que aumenta lentamente con la profundidad, disminuye poco a poco la humedad de las rocas y respectivamente cesa la vida bacterial. Por eso, los procesos bioquímicos que tienen una gran importancia en la zona de diagénesis, en la de catagénesis son secundarios. Con la profundidad aumenta también la temperatura de las rocas, pero en diferentes zonas con diferente velocidad: 3-5° por 100 m en las zonas de plegamiento joven, a 1° por 100 m en las zonas de escudos cristalinos. Un factor bastante considerable de la catagénesis son las aguas subterráneas que impregnan a las capas sedimentarias y circulan por los horizontes, grietas o zonas de grietas. Las aguas subterráneas, en uno u otro medio geológico, están en mayor o menor relación con la superficie terrestre, lo que determina su zonación vertical.

Con la profundidad, principalmente en las rocas arcillosas se manifiesta cada vez más la carencia de oxígeno y las condiciones se vuelven reductoras conjuntamente con el aumento de la mineralización de las aguas, aumenta constantemente la magnitud del pH y el medio se vuelve alcalino. Después que los sedimentos arcillosos se convierten en rocas arcillosas, continúa su compactación, acompañada de la migración del agua, de la cementación y también de la cristalización de las sales desprendidas de las soluciones acuíferas comprimidas. En el proceso de compactación y deshidratación, algunos componentes de la fase sólida de las rocas arcillosas son afectados por la recristalización, adaptándose a las condiciones de altas presiones y temperaturas.

Como resultado de ello, las relaciones estructurales que han surgido en el sedimento arcilloso, es decir, en el limo se fortalecen y la roca arcillosa pierde lentamente la fluidez primero, y después la plasticidad, adquiriendo propiedades de cuerpo semiduro. La composición granulométrica de dicha roca se diferencia considerablemente de la composición del sedimento inicial o de la misma roca, que está afectada por la litificación en menor grado. Estas diferencias se manifiestan en la variación del grado de dispersión, debido a la formación de microagregados sólidos. Se observan algunos cambios en las rocas arcillosas durante su catagénesis en la composición de los minerales-mezclas. La composición de los principales minerales arcillosos formadores de rocas, en el proceso de catagénesis varía muy poco. La zona de catagénesis hereda la composición formada en el período de sedimentación y diagénesis de los sedimentos arcillosos. Estas circunstancias permiten utilizar la composición mineral de la parte finamente dispersa de las rocas arcillosas para la estratificación de las capas arcillosas y para la reconstrucción de sus condiciones paleogeográficas de acumulación.

Durante la catagénesis se producen algunas transformaciones en la composición mineral de las rocas arenosas. Así, es indudable la transformación de las micas representadas inicialmente, en biotita principalmente. Este proceso consiste en la moscovitización e hidratación y está acompañado por el paso del hierro bivalente a trivalente; por su eliminación parcial fuera de la red cristalina y por la sustitución con iones de aluminio. Al mismo tiempo se produce la sustitución de los iones de potasio por iones de hidróxidos.

Con la catagénesis están también relacionadas las variaciones de la composición del cemento de las rocas arenosas.

Como señalamos anteriormente, la mineralización de las aguas subterráneas aumenta paulatinamente con la profundidad, y en la zona de circulación difícil de las aguas, frecuentemente, alcanza de 200-250 g/l, es decir, magnitudes características de las salmueras, las cuales impregnan a las rocas, entre ellas las arcillosas, por las capas permeables y zonas de grietas.

Como la solubilidad de las sales es diferente, al aumentar la mineralización de las aguas subterráneas en las capas profundas de la corteza terrestre de dichas aguas, comienzan a cristalizar consecutivamente diferentes sales. En primer lugar se precipitan los carbonatos de calcio y magnesio, produciéndose la carbonatación de las rocas. Después de precipitarse los carbonatos, algunas veces comienza la cristalización de los sulfatos de calcio: yeso y anhidrita. Estos últimos se encuentran en las rocas areno-arcillosas, tanto en forma de dispersión fina, como en forma de rellenos de cavidades y poros, cristales grandes, filones, lentes y capas.

Es natural que el enriquecimiento de las rocas con las sales solubles en agua, como el yeso y la anhidrita, sea un hecho desfavorable desde el punto de vista ingeniero-geológico. De la parte inferior de la zona de catagénesis son característicos una elevada actividad del ácido silícico en comparación con el ácido carbónico, el enriquecimiento de las rocas con sílice, y algunas veces el desplazamiento de los carbonatos por el cuarzo. Por eso se divide como una subzona de cuarficación.

De esta forma, durante la catagénesis se producen cambios considerables en las rocas, a saber: su deshidratación acompañada por la cementación y respectivamente por el aumento de la densidad de las rocas, por la solidez de las relaciones estructurales, y por el aumento de la rigidez, solidez y estabilidad en conjunto.

Durante la diagénesis y catagénesis se producen algunas transformaciones en las estructuras y texturas de las rocas sedimentarias. Así, como resultado de la cristalización de los coloides, la recristalización de diferentes componentes minerales y el surgimiento de los microagregados en la roca arcillosa, se forma una mayor cantidad de partículas y agregados de dimensiones aleuríticas y psamíticas. Por eso su estructura puede, frecuentemente, transformarse de pelítica a aleuropelítica, aleurítica y psamítica.

En la estructura de las rocas arenosas se observan cambios notables principalmente en su fase de catagénesis profunda, cuando la roca alcanza su grado máximo de litificación. De la catagénesis profunda es característico el desarrollo de las estructuras de disolución bajo presión. Entre ellas los tipos predominantes son las estructuras de mutua adaptación (conformes). Los granos de cuarzo que están en contacto directo debido a la disolución parcial en los contactos, están estrechamente relacionados entre sí por las superficies continuas de ondulación. Simultáneamente puede ocurrir el proceso de relleno del espacio poroso con el sílice regenerado. Bajo la influencia de estos procesos, las rocas arenosas pueden adquirir textura (una fuerte estructura maciza) y una alta solidez. Durante las transformaciones diagenéticas y principalmente las epigenéticas de las rocas, la alta presión compactante orienta las estratificaciones, a la cristalización de nuevos minerales, lo que refuerza aún más la textura estratificada de las rocas. En caso de una textura estratificada muy manifestada, las rocas arcillosas endurecidas se estratifican en láminas muy finas.

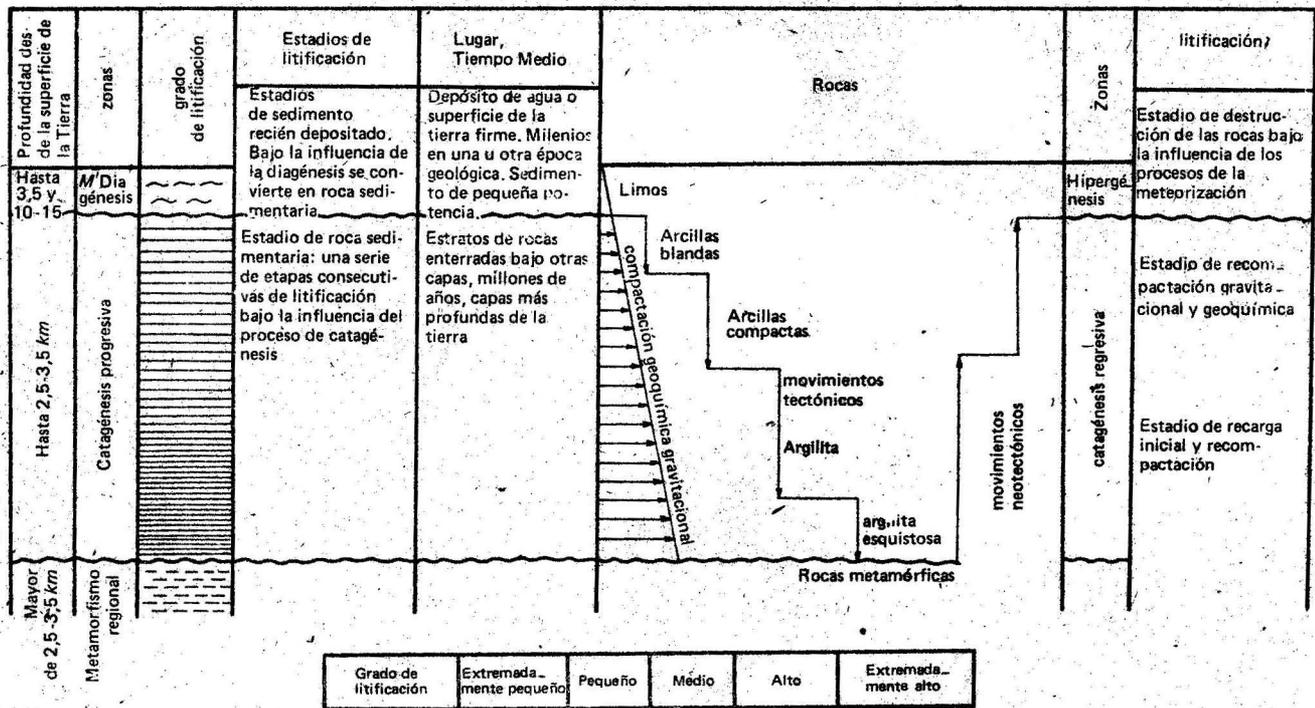
Otras variaciones algo diferentes se observan en las rocas arcillosas del loess, cuyo índice diagnóstico más importante es la macroporosidad. La conservación de los macroporos disminuye paulatinamente con la profundidad, las rocas de loess macroporosas típicas se convierten en rocas arcillosas corrientes. La variación de la textura de las rocas de loess, está relacionada con su compactación gravitacional, la cual, generalmente está acompañada por variaciones en el régimen de humedad.

De esta forma, el prolongado proceso geológico de variación de la composición, el estado y las propiedades de las rocas sedimentarias durante la litificación se divide en dos estadios. El primero es el estadio de sedimentación, es decir, el de los guijarros, arenas, limos arenosos, limos arcillosos, limos calcáreos recién depositados, los cuales bajo la influencia de los procesos de diagénesis se convierten en rocas. El segundo estadio está formado por una serie de etapas consecutivas, por ejemplo, transformación de la arena bajo la influencia de los procesos de catagénesis en arena compacta: arenosa poco cementada; o por ejemplo, transformación de la arcilla en arcilla compacta y después en argilita y de argilita en argilita esquistosa. En cada estadio mencionado se pueden dar las características siguientes: el lugar de acción del primer estadio para los sedimentos subacuáticos es el depósito de agua, para los subaéreos es la superficie terrestre; el tiempo, es de milenios en una u otra época geológica; el medio, es de sedimentación en estratos, de potencia relativamente pequeña. Las condiciones físico-químicas, y respectivamente la intensidad y la tensión del desarrollo de los procesos diagenéticos, dependen de las condiciones faciales y de la composición del sedimento.

El lugar de influencia del segundo estadio de formación de las rocas sedimentarias es un estrato de roca enterrado bajo otra capa de rocas; el tiempo es de millones de años y el medio son las capas profundas de la Tierra.

Las condiciones físico-químicas, y respectivamente la intensidad y la tensión del desarrollo de los procesos diagenéticos, dependen de las condiciones faciales y de la composición del sedimento.

Las condiciones físico-químicas y termodinámicas del medio varían paulatinamente con la profundidad, por eso, durante la catagénesis los procesos de transformación de la composición, estado y propiedades de la roca, tienen un carácter evidentemente lento, y en cierto grado son difíciles de captar. Los esquemas aproximados de la deformación de las propiedades de las rocas arcillosas, se representan en las figuras 4.5 y 4.6.



En las zonas de plegamientos, el brusco aumento de la litificación bajo la influencia de los movimientos tectónicos está acompañado del desarrollo del agrietamiento tectónico, fallas y otros defectos que alteran la homogeneidad de las rocas

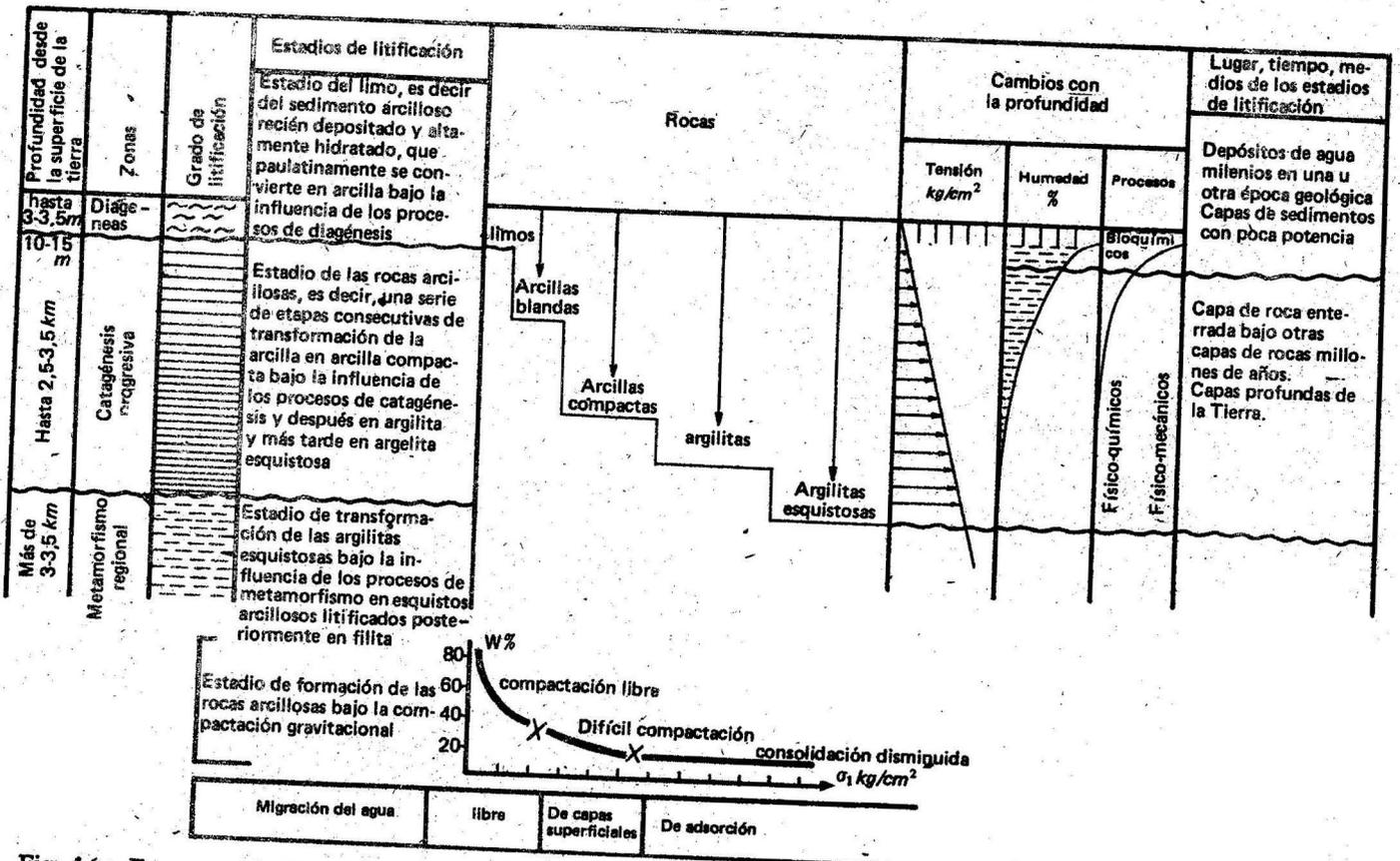


Fig. 4.6. Esquema de formación de las propiedades de las rocas arcillosas en zonas geosinclinales (según V. D. Lomtadze).

Capítulo 5 COMPOSICIÓN DE LAS ROCAS ARENO-ARCILLOSAS

5.1 Composición mineralógica

Durante el estudio ingeniero-geológico de las rocas es muy importante conocer el contenido de los minerales que se encuentran en ella, en cantidades considerables y que influyen grandemente sobre sus propiedades.

En las rocas existen unos 100 minerales. El contenido de algunos de ellos es, a veces, en por ciento enteros e incluso de decenas de por ciento, por eso se denominan minerales formadores de rocas. Otros contenidos en cantidades muy poco considerables (no más de 1 %) se llaman minerales accesorios o secundarios.

En la composición de las rocas areno-arcillosas predominan el cuarzo, los feldespatos y las micas (como minerales primarios) y en menor cantidad se encuentran los anfíboles y los piroxenos. Conjuntamente con los minerales primarios enumerados anteriormente, además se encuentran distribuidos los minerales arcillosos que se forman en el proceso de meteorización de las rocas magmáticas y metamórficas, así como también minerales carbonatados, sulfatados, halogenados, etc. Casi todos los minerales de rocas tienen estructura cristalina, la cual se manifiesta en determinadas regularidades de su estructura interna y forma exterior, y solamente en pequeñas cantidades se encuentran en forma de sustancia amorfa.

Cada grupo existente de minerales se caracteriza por un grupo determinado de enlaces (o por algunos tipos de enlaces), lo que determina las propiedades de dichos minerales. Entre ellos, durante el estudio ingeniero-geológico de la composición mineral de las rocas pueden considerarse los grupos de formaciones minerales siguientes:

- Minerales en los que predomina el tipo covalente de enlace: minerales de la clase de silicatos primarios.
- Minerales con varios tipos de enlaces, sin predominio evidente de algunos de ellos: minerales arcillosos.
- Minerales con predominio del tipo iónico de enlace: sales simples (halógenos, sulfatos, carbonatos).

Además de los minerales, en las rocas areno-arcillosas se encuentran impurezas de sustancias orgánicas; están muy ampliamente distribuidos los coloides orgánicos: ácido húmico, ácido fulvénico, proteínas, celulosas y otros compuestos complejos. Cada uno de estos grupos de minerales influye de forma diferente sobre las propiedades ingeniero-geológicas de las rocas.

La influencia de los minerales primarios sobre las propiedades de las rocas se manifiesta fundamentalmente en las rocas arenosas mullidas que no están cohesionadas. Según datos de varios investigadores fue aclarado que si el tamaño de las partículas es igual existe dependencia entre las particularidades de las arenas y la forma de los granos minerales. Los experimentos han demostrado que las rocas que contienen fracciones de mica, tienen una gran porosidad, y las que contienen cuarzo redondeado tienen la menor. Junto con la disminución del tamaño de los granos, la porosidad de la mica disminuye y la del cuarzo y feldespato, aumenta. Además de eso, la redondez de las partículas disminuye considerablemente la porosidad de las rocas en comparación con la porosidad de las que contienen fracciones acutángulas. Los experimentos realizados para estudiar la resistencia cortante, han permitido determinar que la mayor resistencia es la que producen las partículas de cuarzo acutángulo, y la menor, las partículas de mica.

La composición mineral de las fracciones influye también sobre la altura del ascenso capilar. La mayor altura del ascenso capilar la tienen las rocas que contienen fracciones de mica. Una mayor influencia de la composición mineral sobre las propiedades de las arenas, se manifiesta si éstas contienen fracciones de grano grueso, pero si contienen fracciones menores de 0,1 mm, esta diferencia es poco notable. Una influencia extraordinaria sobre las propiedades de las rocas, la tiene el contenido de las fracciones finamente dispersas (arcillosas).

En la composición de la parte de dispersión gruesa de las arcillas y rocas arcillosas, son importantes los minerales relictos (producto de la meteorización mecánica de las rocas primarias: cuarzo, feldespato, hornblenda, augita, mica, carbonato, etc.). La parte de dispersión fina comúnmente contiene pocos productos primarios de meteorización mecánica y minerales relictos, y se compone de productos de la descomposición química de diferentes rocas. En la composición de la parte de dispersión fina tienen una función importante los minerales arcillosos, que son un grupo particular de aluminosilicatos acuosos, silicatos ferrosos y de magnesio. Además de eso, en ellos también se encuentran óxidos e hidratos de silicio, de hierro y de aluminio. En las rocas arcillosas pueden encontrarse también los minerales del grupo de las sales solubles: calcita, dolomita, yeso, halita, mirabilita, etc. También en la composición de las rocas arcillosas hay impurezas orgánicas: desde residuos vegetales no descompuestos hasta masas húmicas.

Tabla 5.1 Minerales que se encuentran con más frecuencia en las arcillas y rocas arcillosas

Grupos	Grupo representativo	Composición química según A. G. Betojtin	Relación molecular $\frac{SiO_2}{R_2O_3}$
Oxidos e hidróxidos de aluminio	Diásporo	HAIO	0
	Bemita	AlOOH	0
	Hidrargilita	Al(OH) ₃	0
Oxidos e hidróxidos de hierro	Hematita	$\alpha = Fe_2O_3$	0
	Guetita	HFeO ₂	0
	Liminita	HFe ₂ O ₃ aq.	0
Minerales arcillosos	Alofanita	$m Al_2O_3 \cdot n SiO_2 \cdot p H_2O$	1
	Caolinita	$Al_4 [Si_4O_{10}] [OH]_8$	2
	Nacrita	$Al_4 [Si_4O_{10}] [OH]_8$	2
	Dicquita	$Al_4 [Si_4O_{10}] [OH]_8$	2
	Galloacita	$Al_4 [Si_4O_{10}] [OH]_8 \cdot 4 H_2O$	2
	Hidromoscovita	$K_1 Al_2 [(Si, Al)_4 O_{10}] [OH]_2 \cdot n H_2O$	2
	Illita	$K_1 Al_2 [(Si, Al)_4 O_{10}] [OH]_2 \cdot n H_2O$	2
	Monotermita	$K_1 Al_2 [(Si, Al)_4 O_{10}] [OH]_2 \cdot n H_2O$	2
	Sericita	$K_1 Al_2 [(Si, Al)_4 O_{10}] [OH]_2 \cdot n H_2O$	2
	Hidrobiotita	$K_1 (Mg, Fe)_3 [(Si, Al)_4 O_{10}] [OH]_2 \cdot n H_2O$	2
	Glauconita	$K_1 (Fe^{+3} Mg, Fe^{+2})_2 [Si_4O_{10}] [OH]_2 \cdot n H_2O$	2
	Beidelita	$Al_2 [Si_4O_{10}] [OH]_2 \cdot n H_2O$	3
	Montmorillonita	$m [Mg_3 [Si_4O_{10}] [OH]_2] \cdot p [(Al, Fe)_2 \cdot [Si_4O_{10}] [OH]_2] \cdot n H_2O$	4
	Nontronita	$m [Mg_3 [Si_4O_{10}] [OH]_2] \cdot p (Al, Fe)_2 \cdot [Si_4O_{10}] [OH]_2 \cdot n H_2O$	4
	Oxidos de silicio	Ópalo	Si O ₂ aq.
Calcedonia		Si O ₂	
Cuarzo		Si O ₂	

Por las características expuestas vemos que las arcillas y las rocas arcillosas por su composición son formaciones poliminerales. Se ha demostrado que en todos los componentes de las arcillas y rocas arcillosas, los minerales arcillosos son los que determinan sus propiedades. De los innumerables minerales arcillosos, los que más comúnmente se encuentran son los minerales de los tres grupos: caolinita, hidrómica (illita) y montmorillonita. Los rasgos generales de los minerales arcillosos son: dimensión insignificante de sus cristales (fracción menor que 0,002 mm), composición química característica y forma laminar o escamosa determinada por la estructura de la red cristalina (tabla 5.1).

El grupo de la caolinita está formado por minerales de caolinita, dioquita y nacrita, que tienen una composición química casi igual, pero que se diferencian por su estructura y por sus propiedades físicas. El índice característico de los minerales de este grupo es fundamentalmente, la forma exagonal de sus cristales y sus contornos irregulares. El mineral más distribuido y más estudiado es la caolinita. Esta es comúnmente blanca o de tonos claros (amarillosa, rosácea, verdosa y azulosa). El clivaje es bastante perfecto, la solidez es de 2,5, el peso específico es de 2,58-2,59. El tamaño y el grosor de los cristales de caolinita son diferentes.

Mediciones directas de los microcristales de caolinita con un microscopio electrónico, dieron en el plano de clivaje dimensiones desde 1-0,1 μ , y el grosor de las partículas de 0,01-0,02 μ . La red cristalina de la caolinita es relativamente sólida y estable. Cada paquete se compone de una capa de tetraedros de óxido de silicio y de una capa de octoedros de óxido de aluminio: hidróxidos relacionados entre sí. Las capas que hacen contacto con dos paquetes adyacentes que forman la red cristalina de las caolinitas, son diferentes: la capa superior del paquete inferior está formada por grupos hidrosilíceos, y la capa adyacente inferior del paquete superior está formada por átomos de oxígeno (figura 5.1).

Los diferentes nombres de las capas que hacen contacto con los paquetes adyacentes, determinan la considerable rigidez de la red cristalina. Los enlaces dentro de los paquetes también son estables, pues se forman por las capas alternas de iones negativos y positivos.

Debido a la rigidez de la red cristalina, los cristales de caolinita son relativamente grandes y capaces de absorber poco el agua e hincharse. Las curvas diferenciales de calentamiento de la caolinita se caracterizan por una reacción endotérmica intensa con máximas de 550-610 °C, en relación con el agua de constitución y la destrucción de la red cristalina del mineral, y por dos reacciones exotérmicas.

La primera de ellas se observa en un intervalo de 925-1000 °C y está determinada por la cristalización del mineral de mullita de la sustancia amorfa que se ha formado anteriormente; la segunda ocurre bajo una temperatura de 1200 °C y está determinada por la

crystalización del ácido silícico amorfo en cristobalita. Las arcillas redepositadas de dispersión fina, cuyas partículas de caolinita están poco cristalizadas, a veces tienen reacción endotérmica bajo una temperatura de hasta 150°C, determinada por el desprendimiento del agua absorbida (figura 5.2).

La caolinita se forma durante la meteorización de las rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias (granitas, granitos de gneis, gneis, gabro, esquistos micáceos, areniscas, arcosas y otras rocas ricas en aluminio-silicatos-feldespatos, micas, ceolitos, etc.), en condiciones de ambiente (pH = 5-6) bajo la influencia de aguas ácidas sobre las rocas anteriormente enumeradas. La caolinita puede formarse también como resultado de la cristalización del limo desprendido de la solución coloidal. La caolinita puede formarse además en diferentes condiciones climáticas (húmedas), pero las grandes acumulaciones de arcilla caolinítica son posibles solamente en un clima húmedo tropical, subtropical o templado. Las rocas de caolinita son características de los depósitos continentales de

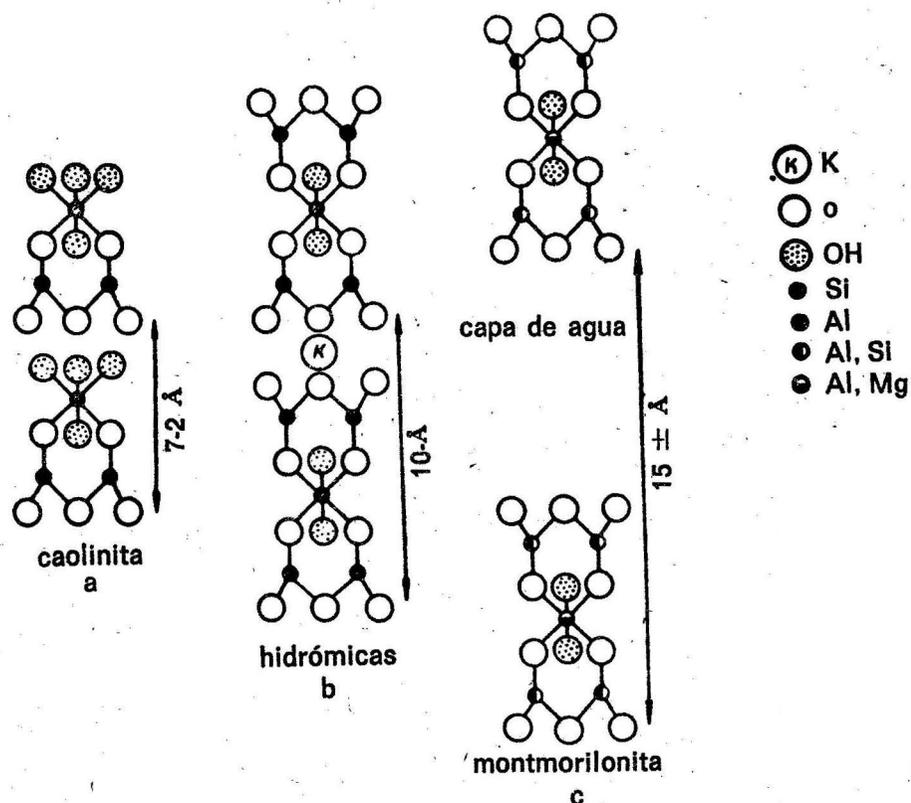


Fig. 5.1. Esquema de la disposición de las capas en la red cristalina de la caolinita (según G. V. Brindly): a, caolinita; b, hidrómicas; c, montmorilonita.

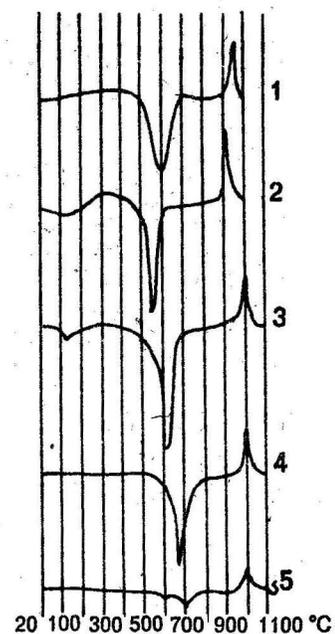


Fig. 5.2. Curvas diferenciales de calentamiento de los minerales del grupo de la caolinita: 1, caolinita cristalina gruesa; 2, caolinita cristalina fina; 3, halloicita; 4, dikita; 5, nakita.

diferentes facies: eluviales, deluviales, lacustres, cenagosos, aluviales, délticos y deposiciones de laguna de agua dulce.

El grupo de la montmorilonita se compone de una gran cantidad de minerales complejos y variados por su composición: montmorilonita, nontronita, hectorita, saponita, vermiculita, etcétera. Estos minerales se diferencian entre sí por la composición de los cationes de los octoedros de la red cristalina, y forman una serie isomorfa en la cual se pueden dividir tres series principales: aluminio, hierro y magnesio. De los minerales del grupo de la montmorilonita es característica una alta dispersión, los contornos de las partículas generalmente no están muy definidos.

El índice característico de los minerales del grupo de la montmorilonita es el contenido variable de agua en su composición; dicho contenido varía mucho en dependencia de la humedad del medio, ya que el agua puede separarse de los minerales hacia el aire, si su humedad es pequeña puede absorberse directamente desde el aire húmedo. Una distribución más amplia tienen las montmorilonitas-aluminosas. Estas tienen color amarillo claro con matices rosáceos, grisáceos, etc., son céricas, grasosas, jabonosas.

El peso específico de la montmorilonita es de 2-2,2 g/cm³. La montmorilonita, Al en el microscopio electrónico, está representa-

da por una masa de dispersión fina formada por escamas muy finas y pequeñas de forma isométrica con agregados de contornos irregulares. Los cristales de montmorilonita, Fe (nontronita) tienen forma de "astillas" alargadas. La montmorilonita, Mg (nontronita) está representada por partículas fibrosas hinchadas de configuración irregular y por una gran cantidad de partículas de dispersión fina.

El grosor de los cristales de montmorilonita alcanza algunas veces 0,001 μ . La estructura de la red cristalina de la montmorilonita, en rasgos generales, es muy parecida a la estructura de la red de la caolinita, pero a diferencia de ésta los diferentes paquetes en las capas de la montmorilonita, tienen estructura simétrica (figura 5.1). Cada paquete de la red, de abajo hacia arriba, termina con capas de tetraedros de óxido silícico entre las cuales está si-

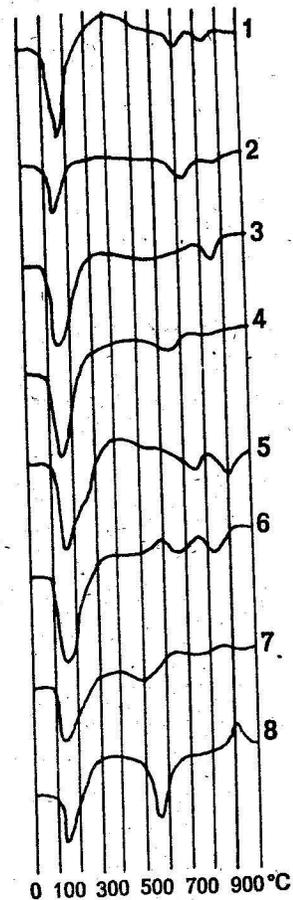


Fig. 5.3. Curvas diferenciales de calentamiento de los minerales del grupo de las montmorilonita:

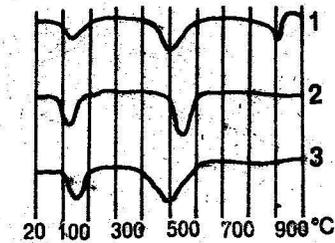


Fig. 5.4. Curvas diferenciales de calentamiento de los minerales del grupo de las hidrómicas:
1, hidrómica; 2, hidromoscovita; 3, glauconita.

tuada una capa de octoedros de óxido de aluminio. Los paquetes con capas de montmorilonita están orientados unos a los otros por capas iguales, formadas por átomos de oxígeno. El enlace entre estos paquetes es más débil que el de los paquetes orientados entre sí por capas diferentes de iones, como en la caolinita. Por eso, el agua penetra fácilmente en la red cristalina de la montmorilonita, la separa y la hincha.

Durante el calentamiento de los minerales del grupo de la montmorilonita, ocurren tres reacciones endotérmicas. La primera es muy intensa bajo una temperatura de 110 °C a 200 °C (la máxima es de 150-180 °C) y corresponde al desprendimiento del agua absorbida (figura 5.3). La segunda reacción endotérmica es menos intensa que la primera y está relacionada con el desprendimiento del agua de constitución y la destrucción de la red cristalina del mineral. Ocurre a 450-500 °C y con la máxima a 500-700 °C o más. La tercera reacción endotérmica a 800-900 °C ocurre a consecuencia de la destrucción total de la red cristalina y de la "amorfización" de la montmorilonita. Inmediatamente después de esta reacción ocurre la reacción exotérmica no siempre muy manifestada, la cual está relacionada con la cristalización del nuevo mineral, proveniente de la sustancia amorfa que se forma.

Los minerales del grupo de la montmorilonita se forman casi exclusivamente en condiciones exógenas, principalmente en el proceso de meteorización (hidrólisis) de las rocas ígneas básicas en un medio alcalino (pH = 7 : 8,5) en clima árido, semiárido, templado y subtropical. La montmorilonita puede surgir también en el mar, en un medio alcalino. Cuando el medio alcalino no es sustituido por el ácido, la montmorilonita y los minerales de este grupo se destruyen, pudiendo transformarse en caolinita y en otros minerales arcillosos.

Las *hidrómicas* son un grupo grande de minerales parecidos a la mica, que representan productos de diferente grado de hidratación de las micas. Este grupo lo integran la hidro-moscovita, illita, glauconita, seladonita, hidrobiotita y otros. Las hidrómicas ocupan una posición intermedia entre las micas y las montmorilonitas.

Se diferencian de las micas por la gran cantidad de agua y el pequeño contenido de potasio, y de las montmorilonitas por el gran contenido de potasio, y por la ausencia o la poca capacidad de hinchamiento de las capas bajo la acción del agua o de compuestos orgánicos.

Por las investigaciones realizadas con el microscopio electrónico se ha aclarado que de los minerales de este grupo son característicos un grosor relativamente pequeño de las partículas y una irregularidad en sus contornos.

La estructura de la red cristalina de las hidrómicas, según opinión de muchos investigadores, es parecida a la red cristalina de la montmorilonita.

Pero la presencia en la red de hidrómicas, de iones de potasio situados entre los paquetes de capas, la consolida y le da una solidez y una estabilidad grandes (figura 5.1). Por eso, los cristales de las hidrómicas generalmente son más grandes que los de la montmorilonita. Durante el calentamiento de las hidrómicas generalmente se observan tres reacciones endotérmicas, y una exotérmica (figura 5.4). La primera reacción endotérmica ocurre a 100-200 °C (la máxima a 120-160 °C) está determinada por el desprendimiento del agua absorbida, y es generalmente menor que la de las montmorilonitas. La segunda reacción endotérmica que ocurre a 550-650 °C, está determinada por el desprendimiento del agua de cristalización y por la variación parcial de la estructura del mineral. La intensidad de esta reacción es mayor que la de la primera.

La tercera reacción endotérmica que ocurre entre los 850-950 °C, está relacionada con la destrucción total de la red cristalina del mineral. La reacción exotérmica ocurre debido a la cristalización del nuevo mineral de los productos amorfos de destrucción de las hidrómicas, las cuales se forman en diferentes condiciones del medio, pero fundamentalmente en uno alcalino (pH de hasta 9,5), neutro o poco ácido, siempre que la concentración de potasio en las soluciones acuosas sea bastante alta. La existencia de potasio en las hidrómicas es índice de una meteorización química relativamente débil de los materiales iniciales, lo que se observa generalmente en condiciones de clima frío, semiárido y húmedo. Las hidrómicas se encuentran en diferentes facies, tanto continentales, como marinas. En el mar, gracias a la existencia de potasio en el agua, las hidrómicas pueden surgir de los productos de la alteración de otros minerales arcillosos.

El contenido de los diferentes minerales arcillosos en las rocas influye grandemente sobre sus propiedades y fundamentalmente sobre su dispersión, capacidad hidrófila y solidez. Las de dispersión más fina son las arcillas montmoriloníticas; las de dispersión más gruesa son las caolinitas, las hidrómicas ocupan una posición intermedia. Una estrecha relación con la dispersión tiene la capacidad hidrófila de las rocas. Las más hidrófilas son las rocas montmoriloníticas; las menos hidrófilas las arcillas caoliníticas.

En otras condiciones exactamente iguales (solidez y humedad de las rocas), las arcillas montmoriloníticas generalmente resultan más sólidas que las rocas caoliníticas e hidromicáceas. Esta última circunstancia se explica por la gran actividad físico-química de la montmorilonita, la cual trae consigo una gran estabilidad en los enlaces.

Como se indicó anteriormente, las rocas areno-arcillosas contienen sales simples. Fundamentalmente en la práctica ingeniero-geológica, hay que relacionarse con las sales carbonatadas de calcio y magnesio, con los sulfatos de calcio y también con las sales de cloruros y sulfuros de sodio. La clasificación de las rocas areno-arcillosas según su grado de salinización se representa en la tabla 5.2.

Las sales pueden encontrarse en las rocas en estado sólido, disperso o como concreciones o intercalaciones o pueden estar disueltas en el agua de poros. La influencia de las sales simples sobre las propiedades de las rocas es diferente en dependencia del estado en que se presenten estas sales en la roca: sólido o disuelto.

Según datos de varias investigaciones, las rocas arcillosas que contienen carbonatos en estado sólido son más duras y se hinchan menos y son más permeables.

Por lo general, un contenido elevado de carbonatos provoca el agrandamiento de las partículas (disminuye la dispersión), la disminución de la porosidad de la roca, el aumento de la resistencia cortante y de la compresibilidad. Los datos que muestran la influencia del contenido de carbonatos sobre las propiedades de las rocas, se muestran en la tabla 5.3.

La influencia del yeso sobre las rocas está muy poco estudiada. Sin embargo, los pocos datos existentes permiten hacer la conclusión de que su existencia es de igual efecto que el contenido de carbonatos.

En cuanto a los sulfatos y cloruros de sodio, como regla están bien disueltos. La influencia de las sales disueltas sobre las propiedades de la roca se reduce a la valoración de la influencia de

Tabla 5.2

Rocas	Contenido medio total de las sales fácilmente solubles; % del peso de la roca seca	
	Salinización clorurada y sulfatada clorurada	Salinización sulfatada clorurada y sulfatada
Poco saladas	0,3-1	0,3-0,5
Saladas	1-5	0,5-2,0
Muy saladas	5-8	2,0-5,0
Excesivamente saladas	> 8	> 5

los cationes, lo que crea cierto ambiente alrededor de la partícula arcillosa. Si en la solución predominan iones de calcio, entonces las propiedades "arcillosas" desaparecen: capacidad de hinchamiento, plasticidad, compresibilidad.

El predominio en la solución freática, de iones de sodio actúa en sentido contrario: la manifestación de las propiedades "arcillosas" de las rocas aumenta bruscamente.

El aumento de la concentración de sales disueltas en el agua de poros, generalmente provoca la neutralización de las propiedades arcillosas, y por el contrario, mientras menor sea la concentración, más claramente se manifestarán las propiedades arcillosas de las rocas y mucho mejor se observará la influencia de la composición de los cationes sobre las propiedades de las rocas. Por consiguiente, variando artificialmente la concentración y la composición de las sales en la solución de los poros, podemos cambiar también las propiedades y dirigir el comportamiento de las rocas arcillosas. Sobre las propiedades de las rocas influye mucho también el contenido de sustancias orgánicas.

La sustancia orgánica se acumula en el proceso de meteorización, como resultado de la actividad de organismos y plantas. Los residuos vegetales pueden tener diferente grado de descomposición: desde la sustancia casi no descompuesta, a la descompuesta totalmente: humus. La existencia de materia orgánica es característica de los depósitos cenagosos, de algunos tipos de deposiciones aluviales (deposiciones de lecho viejo), de estuarios y deltas de ríos. Según el contenido de material orgánico, las rocas arenarcillosas se clasifican de la forma siguiente: si las rocas arenosas contienen de 3 a 10 % de residuos orgánicos, y las arcillosas de 5 a 10 %, entonces es obligatorio señalar su presencia; las rocas

Tabla 5.3

Roca	Propiedades			
	Tiempo de humectación de la roca en agua destilada (minutos)	Resistencia cortante		Coeficiente de filtración, m/d
		Angulo de fricción	Cohesión kg/cm ²	
Suelo arcilloso (con CO ₃ Ca) carbonatado	5	27°	0,525	0,01
Suelo arcilloso (sin CO ₃ Ca) lixiviado	2	21°	0,70	0,02

Tabla 5.4

Contenido de impurezas	Tiempo de penetración del agua a través de la capa de impurezas cuando la presión es de 20 cm	
	Absoluto	Relativo
Arena pura	15 segundos	1
Arena + 6 % de turba	13 minutos	52
Arena + 20 % de turba	3 horas 42 minutos	888

que contienen de 10 a 60 % se denominan húmicas o tufíticas. Las rocas que contienen más del 60 % de materia orgánica pertenecen a las turbas. Las rocas húmicas, tufíticas y la turba, según la clasificación ingeniero-geológica pertenecen al grupo V de rocas, es decir, a las rocas de composición y origen especiales.

La propiedad característica de la sustancia tufítica y del humus, es su alta capacidad hidrófila. Esta determina propiedades de las rocas tales como alta higroscopicidad, alta plasticidad, poca permeabilidad; la influencia del contenido de materia orgánica sobre la dureza de las rocas es diferente en dependencia de la cantidad de material orgánico y de su calidad. Mientras mayor es el grado de descomposición de los residuos orgánicos, mayor es su influencia sobre las propiedades físico-mecánicas de las rocas. Se pueden mencionar algunos datos experimentales que demuestran la influencia de la materia orgánica sobre la permeabilidad de la arena (tabla 5.4).

Sobre la poca permeabilidad de la capa de turba pura bien descompuesta está basada su utilización como revestimiento impermeable de taludes de presas, diques de tierra y otros tipos de obras.

La materia orgánica tiene capacidad de adhesión y aumenta la estabilidad de las rocas. Los resultados de las investigaciones experimentales demuestran que con un contenido en la roca de un 3 % de turba, dicha roca se vuelve prácticamente estable.

Las impurezas orgánicas influyen también sobre la dureza mecánica, lo cual verifica los datos representados en la tabla 5.5.

El asentamiento de obras construidas sobre rocas que contienen materia orgánica, es muy prolongado.

Métodos de estudio de la composición mineral de las rocas.

Para la característica general de la composición mineral durante las investigaciones ingeniero-geológicas se utilizan métodos corrientes de Petrografía, de los cuales el principal es la confección y el estudio de las secciones delgadas en el microscopio. El estudio de las secciones delgadas en el microscopio brinda gran informa-

ción acerca de la estructura y textura de las rocas, la forma de los granos y la composición mineral de las fracciones más gruesas (0,01 mm).

Para estudiar la composición mineral de una fracción arcillosa se utilizan métodos especiales en forma conjunta: análisis térmico, microscopia electrónica, métodos de cromofotografía Roentgen, métodos electrónico-gráficos. Hay que tener en consideración que los tipos de análisis señalados generalmente requieren la separación de las fracciones finas de la roca.

Mientras más fracciones finas se separen de la roca, de una forma mucho más exacta se determinará la composición mineral de los minerales arcillosos. En muchos casos se pueden obtener buenos resultados utilizando el método de coloreo. Una idea general sobre la composición mineral se puede obtener por los índices indirectos, principalmente por el hinchamiento de la roca. Un gran hinchamiento indica la presencia de los minerales del grupo de la montmorilonita.

Para determinar la cantidad de sales simples disueltas en la roca se utilizan extractos acuosos y clorhídricos. Un método único para preparar los extractos acuosos no existe. Los que más frecuentemente se utilizan son los extractos acuosos de cinco, diez o veinte múltiplos, donde una parte ponderable de la roca se mezcla con cinco, diez o veinte partes de agua. Para eliminar completamente las sales disueltas se utilizan extractos acuosos de forma reiterada, lixiviando la roca hasta que desaparezca cualquier ion de la solución, preferiblemente Cl^- o SO_4^{2-} . Para conocer solamente la composición de la solución de poros, se realiza el *escurrimiento* de dicha solución por medio de la acción mecánica.

Los extractos clorhídricos se utilizan para la disolución más rápida y completa de las sales simples poco solubles que contiene la roca. Pero hay que tener en consideración que los extractos clorhídricos (con una concentración de ClH del 10 %), disuelven no solamente las sales simples, sino también los minerales arcillosos. Para evitar esto, el extracto clorhídrico no debe tener una

Tabla 5.5

Composición de la mezcla	Resistencia al aplastamiento kg/cm ²
Arena pura	0,0
Arena + 5 % de turba	0,05
Arena + 10 % de turba	1,35
Arena + 20 % de turba	2,44
Arena + 40 % de turba	4,38

concentración mayor de 1,5 %. Comúnmente, en el extracto clorhídrico se determina el contenido de yeso y de carbonatos de Ca y Mg.

Algunas veces se utilizan extractos alcalinos, por ejemplo sódicos, que disuelven una parte de los óxidos acuosos de silicio, parcialmente los compuestos húmicos, así como también el yeso. Los compuestos húmicos solubles colorean al extracto alcalino de pardo o negro.

Sobre el contenido de sustancias orgánicas en las rocas se puede tener una idea por la magnitud de las pérdidas ocurridas durante la calcinación, o por los datos de los extractos con disolventes orgánicos.

5.2 Composición granulométrica

La composición granulométrica o mecánica caracteriza a las rocas sedimentarias en el sentido de su dispersión, es decir, en el sentido de las dimensiones de sus partículas componentes. La composición de las rocas arenosas, gravosas, de cantos rodados y principalmente las arcillosas, determina enormemente sus propiedades físico-mecánicas. No existe dependencia matemática directa entre la composición granulométrica y las propiedades físico-mecánicas. Por una parte, la composición granulométrica hay que estudiarla como una característica de clasificación, y por otra la composición granulométrica utilizada para calcular algunos índices de las propiedades físico-mecánicas como son:

- Obtención de la característica de permeabilidad de las rocas arenosas homogéneas por medio del cálculo del coeficiente de filtración mediante fórmulas empíricas.
- Establecimiento de la posibilidad de sufusión mecánica.
- Realización del cálculo de los filtros inversos.
- Selección del diámetro de los orificios del filtro al realizar los aforos.
- Formar, a partir de las rocas, las llamadas mezclas óptimas en correlación con las fracciones que garanticen la porosidad mínima y las mejores propiedades de las rocas al construir carreteras y aeropuertos.
- Valoración de las rocas como material de construcción.

La composición granulométrica de las rocas determina características muy importantes, tales como densidad, humedad, hinchamiento y ablandamiento, compresibilidad y resistencia cortante.

Generalmente, la composición granulométrica de las rocas se expresa cuantitativamente en % de los grupos de partículas (fracciones) de determinadas dimensiones, tomadas en relación con el peso de la roca absolutamente seca. La dimensión de las fracciones que forman una u otra roca, se expresa generalmente en

milímetro. En la práctica de ingeniería-geológica, al clasificar las rocas arcillosas y detriticas, se distinguen las siguientes fracciones (tabla 5.6)

El predominio de cada fracción en la roca produce una considerable alteración de sus propiedades en conjunto. Se manifiesta muy bruscamente la alteración de las propiedades de las rocas al variar la cantidad de partículas arcillosas finas en la roca.

Como ya señalamos anteriormente, con las partículas arcillosas se relacionan partículas menores de 0,002 mm. El desprendimiento de las partículas arcillosas ocurre generalmente con levigación, según la velocidad de caída de las partículas en el agua, para cuya determinación se utiliza la fórmula de Stocks. Según Stocks, la velocidad de caída de las partículas en el agua es:

$$V = \frac{2}{9} \cdot gr^2 \cdot \frac{\gamma_s - \gamma_w}{\eta}$$

donde:

- V: velocidad de caída de las partículas en el agua, cm/s.
- g: aceleración de la gravedad, cm/seg².
- r: radio de las partículas, mm.
- γ_s : peso específico de las partículas, g/cm³.
- γ_w : peso específico del agua, g/cm³.
- η : viscosidad del agua, $n = 3$.

Según la fórmula de Stocks, las partículas con un tamaño menor de 0,002 tienen una velocidad de caída en aguas tranquilas de 0,00046 m/s y menos. Esta fórmula se utiliza tanto en la URSS como en Europa Occidental y los Estados Unidos.

Las investigaciones de una serie de científicos (V. V. Ojotin, S. S. Morozov) han demostrado que precisamente en las partículas con un tamaño menor que 0,002 mm; más bruscamente se manifiestan las propiedades "arcillosas" características; aumentan la capacidad de absorción e hidrófila, la humedad, plasticidad, la altura del aumento capilar, disminuye la permeabilidad, etc. El rol predominante en la composición de la fracción arcillosa, pertenece a los minerales arcillosos, cuyas propiedades características se reflejan en las particularidades del comportamiento de las rocas. La forma de las partículas arcillosas, como regla, es laminar y escamosa.

Las partículas limosas (aleurolíticas) con un tamaño de 0,002-0,05 mm, se diferencian considerablemente tanto de las arcillosas, como de las arenosas. En la composición mineral generalmente predomina el cuarzo. La forma de las partículas limosas es casi esférica, en dependencia de las condiciones de formación tienen diferente grado de redondez, pero en la mayoría de los casos están mal redondeadas y son angulares.

Tabla 5.6 Clasificación de las fracciones

Fracciones	Tamaño de las fracciones mm	Fracciones	Tamaño de las fracciones mm
<i>Cantos rodados y gravas</i>		<i>Partículas arenosas</i>	
— grandes	> 800	gruesas	2-1
— medianos	800-400	grandes	1-0,5
— pequeños	400-200	medianas	0,5-0,25
		pequeñas	0,25-0,10
		finas	0,10-0,05
<i>Guijarros y cascajos</i>		<i>Partículas limosas</i>	
Muy grandes	200-100	grandes	0,05-0,01
grandes	100-60	pequeñas	0,01-0,002
medianos	60-40	<i>Partículas arcillosas</i>	
pequeños	40-20	gruesas	0,002-0,001
<i>Grava y arena gruesa</i>		finas	< 0,001
grande	20-10		
mediana	10-4		
pequeña	4-2		

Estas partículas dan a la roca propiedades semejantes a las arcillosas. La relación de las rocas que contienen partículas limosas se manifiesta fundamentalmente, sólo durante el humedecimiento. Las rocas que contienen fracciones limosas, poseen una notable permeabilidad. La particularidad característica de las rocas que contienen fracciones limosas es que durante el humedecimiento pierden fácilmente su poca cohesión y adquieren movilidad, además de eso, las rocas en cuya composición predominan fracciones limosas que fácilmente se ablandan y derrubian. Estas cualidades negativas que adquieren las rocas con un alto contenido de partículas limosas, provocan la necesidad, incluso durante la clasificación, de subrayar su limosidad.

Las partículas arenosas o psamíticas (con un tamaño de 0,05-2 mm), así como también las de grava-cantos rodados y de bloques grandes se componen de detritos de minerales y rocas. En dependencia de las condiciones de formación pueden ser redondas o angulares, en correspondencia con lo cual se dividen en grava, gui-

jarro y cascajo, cantos rodados y glebas. Por sus propiedades estas partículas se diferencian mucho de las limosas y principalmente de las arcillosas. Estas partículas no retienen el agua, poseen un buen coeficiente de almacenamiento, son permeables. Las propiedades capilares y la resistencia al agua se manifiestan relativamente poco sólo en las arenas de granos finos, pequeños y parcialmente medianos.

Hay que señalar que según la metodología, la clasificación de las fracciones se realiza por un principio diferente al adoptado en Ingeniería Geológica. En las clasificaciones metodológicas los límites de las fracciones en la mayoría de los casos se establecen condicionalmente, pero los diámetros de las partículas de las diferentes fracciones se encuentran en determinada correlación matemática. Así, por ejemplo, se conocen ampliamente los esquemas decimales. De acuerdo con estos esquemas, con las fracciones arcillosas se relacionan partículas de un diámetro menor de 0,01 mm, con las fracciones limosas —0,01-01 mm, con las psamíticas— desde 0,1 hasta 1,0 mm, con las fracciones gravosas, desde 1,0 hasta 10 mm. Dicha semejanza simplifica la clasificación, pero no puede considerarse correcta. La clasificación confeccionada por tal principio no comprende la relación existente entre las dimensiones de las partículas, su forma, su composición mineral y sus propiedades.

En la naturaleza se encuentran prácticamente pocas rocas que se componen solamente de una fracción; en la mayoría de los casos se componen de una mezcla de diferentes fracciones. En dependencia del contenido relativo de unas u otras fracciones en la roca, podemos hablar sobre su grado de homogeneidad o heterogeneidad, así como también clasificarlas de la forma correspondiente. En la práctica ingeniero-geológica, durante la clasificación de las rocas arcillosas según su composición granulométrica, se considera el contenido de fracciones arcillosas, limosas, arenosas y gravosas. Para las rocas arcillosas de edad cuaternaria se utiliza muy frecuentemente la clasificación representada en la tabla 5.7 (dicha clasificación se llama de tres miembros).

La nomenclatura de las rocas señalada en la tabla 5.2 considera el contenido de fracciones gravosas no mayor del 10 %. Con un contenido mayor que éste, las rocas se transforman en gravosas y se clasifican como arcilla gravosa o suelo arcilloso de grava.

En la tabla 5.7 se da la clasificación de las rocas arcillosas madres. En esta, se entiende como arcilla grasa la roca que no solamente contiene en su composición determinadas fracciones, sino la que también ha sufrido cierto grado de litificación. Si las arcillas están suficientemente compactadas y cementadas, entonces se transforman en argilitas, y las arcillas areno-limosas en aleurolitas.

Hay que señalar que muchas rocas arcillosas madres, muy raras veces se clasifican solamente por la composición granulométrica,

Tabla 5.7 Clasificación de las rocas arcillosas cuaternarias por su composición granulométrica

Rocas	Contenido de fracciones (en %)		
	Arcillosas (0,002 mm)	Limosas (0,002-0,05 mm)	Arenosas (0,05-2 mm)
Arcilla grasa	mayor que 60		% mayor que limosas
Arcilla grasa limosa	60	% mayor que arenosas	
Arcillosa	30-60		% mayor que limosas
Arcilla limosa	30-60	% mayor que arenosas	
Suelo arcilloso pesado	20-30		% mayor que limosas
Suelo arcilloso pesado limoso	20-30	% mayor que arenosas	
Suelo arcilloso medio	15-20		% mayor que limosas
Suelo arcilloso limoso medio	15-20	% mayor que arenosas	
Suelo arcilloso ligero	10-15		% mayor que limosas
Suelo arcilloso limoso ligero	10-15	% mayor que arenosas	
Suelo pesado poco arcilloso	6-10		% mayor que limosas
Suelo pesado poco arcilloso limoso	6-10	% mayor que arenosas	
Suelo ligero poco arcilloso	3-6		% mayor que limosas
Suelo limoso poco arcilloso ligero	3-6	% mayor que arenosas	
Arena	3		% mayor que limosas
Arena limosa	menor que 3	% mayor que arenosas	

ya que en la mayoría de los casos están compactadas y pueden estar relacionadas con rocas semiduras. Las partículas minerales que las forman, en su mayoría están cementadas en los microagregados. La existencia de cemento en estas rocas crea grandes dificultades al realizar el análisis granulométrico. Por eso, para clasificar las rocas arcillosas madres la utilización solamente del análisis granulométrico, es insuficiente. Dichas rocas hay que clasificarlas por el conjunto de índices litológicos, es decir, por el índice externo, por los índices de estructura-textura, por la composición mineral. Durante el estudio ingeniero-geológico de las propiedades de las rocas arcillosas madres, la composición granulométrica se utiliza como una característica complementaria (tabla 5.8).

La clasificación de las rocas arenosas hay que realizarla por el contenido de fracciones predominantes. Dicho principio de clasificación permite determinar exactamente el tipo granulométrico de roca arenosa incluso macroscópicamente. Además de eso, dicha clasificación refleja de una forma más completa las propiedades más importantes de las arenas: resistencia cortante, compresibilidad, capilaridad, permeabilidad, etc. La clasificación de las arenas según la composición granulométrica se señala en la tabla 5.9.

Hay que señalar también la clasificación de las rocas gravosas que se utilizan como arenosas, al igual que como arcillosas. Como señalamos anteriormente, el término roca "gravosa" se utiliza en

Tabla 5.8 Clasificación de las rocas arcillosas madres por su composición granulométrica

Rocas	Contenido de fracciones (en %)		
	Arcillosas 0,002 mm	Limosas 0,002-0,05 mm	Arenosas 0,05-2,0 mm
Arcilla grasa	mayor que 60	—	—
Arcilla grasa aleurolítica	60	—	—
Arcilla	30-60	—	—
Arcilla aleurolítica	30-60	—	—
Arcilla poco arenosa	20-30	—	—
Arcilla aleurolítica poco arenosa	20-30	—	—
Arcilla arenosa	15-20	—	—
Arcilla aleurolítica arenosa	15-20	—	—
Arcilla muy arenosa	10-15	—	—
Arcilla aleurolítica muy arenosa	10-15	—	—
Arena arcillosa	10-3	—	—
Arena arcillosa aleurolítica	10-3	—	—

Tabla 5.9 Clasificación de las arenas según su composición granulométrica

Arenas	Contenido de fracciones, %				
	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,10	0,10-0,5
De granos gruesos	>50	—	—	—	—
Limosas de granos gruesos	>50	—	—	—	—
De granos grandes	—	>50	—	—	—
Limosas de granos grandes	—	>50	—	—	—
De granos medianos	—	—	>50	—	—
Limosas de granos medianos	—	—	>50	—	—
De granos pequeños	—	—	—	>50	—
Limosas de granos pequeños	—	—	—	>50	—
De granos finos	—	—	—	—	>50
Limosas de granos finos	—	—	—	—	>50
De granos diversos	No hay predominio de fracciones				
Limosas de granos diversos	No hay predominio de fracciones				

Observación: El contenido de fracciones de 0,05-0,02 mm en las rocas limosas es mayor que la suma de todas las fracciones arenosas, menos las predominantes.

caso de que las partículas de grava (2-20 mm) estén contenidas en la roca en más de un 10 % del peso. La clasificación de las rocas gravosas se da en la tabla 5.10.

Para determinar la composición granulométrica de las rocas se realiza el análisis granulométrico. Generalmente los métodos se pueden dividir en dos grupos: *métodos directos* y *métodos indirectos*. Con los métodos directos para determinar la composición granulométrica de las rocas arenosas se relacionan: el método del tamiz, el de *Sabanin* y el visual; para determinar la composición granulométrica de las rocas arcillosas se utiliza el método de la pipeta. Entre los métodos indirectos hay que señalar el método *Rutkovsky*, según el cual el contenido de partículas arcillosas se determina por el hinchamiento de la roca durante su humedecimiento; y el método aerométrico, basado en la medida que se sedimenta.

El método principal para determinar la composición granulométrica de las rocas arenosas es el del tamiz. Este se basa en que la muestra de roca arenosa seca, con ayuda de un aparato especial,

se descompone en diferentes fracciones. El juego estándar de tamices se compone de 8 tamices con orificios de 10; 7; 5; 2; 1; 0,5; 0,25 mm (URSS).

Según el peso de cada fracción dividida se calcula su contenido en por ciento, en la roca:

$$X = \frac{A \cdot 100}{B_1}$$

donde:

X: contenido en por ciento de las fracciones en el suelo.

A: peso de la fracción, en gramos.

B₁: peso total de la muestra.

El peso de una fracción menor de 0,25 mm se calcula por la diferencia entre el 100 % y la suma de los por cientos de las fracciones más grandes.

Este método se utiliza para las variedades de granos medianos, grandes y gruesos de rocas arenosas, que contienen fracciones de grava.

El método de Sabanin (o método de levigación doble) puede recomendarse para los análisis de las arenas de granos pequeños y finos, pero que tienen poco contenido (no más del 10 %) de partículas con un diámetro menor de 0,01 mm. A causa de su gran dificultad, este método no se utiliza mucho, sino solamente para análisis especiales.

Tabla 5.10 Clasificación de las rocas gravosas según la composición granulométrica (N. N. Ivanov)

Rocas	Contenido de fracciones, %	
	Gravosas (2-20 mm)	Arenosas (0,05-2 mm)
Roca gravosa	10-15, pero menores que las arenosas o limo-arcillosas tomadas por separado	
Grava arenosa	30-50, pero mayor que las arenosas o limo-arcillosas tomadas por separado	Mayor que las limosas y arcillosas
Grava limosa	30-50, pero mayor que las arenosas o limo-arcillosas tomadas por separado	Menor que las limosas y arcillosas
Grava	> 50	Mayor que las limosas y arcillosas

Para determinar la composición granulométrica de las rocas cohesionadas se utilizan ampliamente los métodos de la pipeta y aerométricos. Al realizar estos análisis juega un gran papel el método de preparación de la roca cohesionada para el análisis granulométrico. La existencia en la roca cohesionada, de agregados altera su composición granulométrica real, disminuye el contenido de partículas arcillosas finamente dispersas y aumenta el contenido de las partículas grandes dispersas. Para dar a la roca el grado necesario de dispersión se utilizan los tres métodos siguientes de preparación de la roca para el análisis:

- Método de dispersión, con el cual la roca se encuentra en el mayor estado de fragmentación por la destrucción tanto de los agregados inestables, como de los parcialmente estables, por la elaboración mecánica y química. Con este método, la roca se tritura cuidadosamente, se trabaja con ácido clorhídrico y se lava.
- Método de semidispersión, con el cual la roca se encuentra en estado de desmembración natural-elemental con la destrucción de los agregados estables al agua por medio de la elaboración mecánica y física. Con este método, la roca, antes del análisis, se humedece, se calienta y se tritura. No se realiza por medios químicos.
- El método de los agregados, con el cual la roca no se somete ni a la elaboración mecánica, ni química. La preparación de la roca para su análisis se compone solamente del humedecimiento de sus pedazos naturales. Más frecuentemente se utiliza el método de semidispersión.

El método de la pipeta está basado en la división de las partículas de las fracciones a diferentes velocidades de sedimentación en el agua. La velocidad de caída de las partículas se determina por la fórmula de Stocks. En el proceso de levigación de la roca, la determinación de las fracciones se realiza tomando muestras con la pipeta de la suspensión preparada desde determinada profundidad. La muestra de la suspensión, en cuya composición entran fracciones de determinado tamaño, se evaporan y se secan. Por el residuo en suspensión se determina el contenido de fracciones en g y después en por ciento, en relación con el peso de toda la muestra calculada en estado absolutamente seco. Con el método de la pipeta se determina el contenido de las fracciones menores de 0,05 mm; 0,01 mm; 0,002 mm; 0,001 mm; los cuales permiten determinar el contenido en por ciento de las fracciones arenosas, limosas y arcillosas, y clasificar la roca según su composición granulométrica.

El método aerométrico está basado en la medición de la densidad de la suspensión de partículas, según el proceso de sedimentación, midiéndose con la ayuda del aerómetro. El diámetro de las

partículas que caen en el proceso de sedimentación se determina por el nomograma, sobre la base de cuya construcción se plantea la fórmula de Stocks.

Para determinar el diámetro de las partículas, además de las indicaciones del aerómetro, es necesario conocer el peso específico de la roca y la temperatura de la suspensión y el tiempo de sedimentación de la suspensión. El contenido en por ciento de las partículas de determinado diámetro, se calcula por la fórmula:

$$X = \left(\frac{\Delta}{\Delta - 1} \cdot \frac{C}{\vartheta} \right) R$$

donde:

- X: contenido en % de partículas.
- C: contenido en % de las fracciones con un diámetro menor de 0,5 mm, obtenido como resultado del tamizaje, si no hay partículas con un diámetro mayor de 0,5 en la roca, entonces C = 100 %.
- ϑ: peso de la muestra de roca, calculado en estado absolutamente seco.
- R: cálculo por el aerómetro.

El método aerométrico tiene sus ventajas, es decir, requiere la ejecución de innumerables operaciones de evaporación, secado y pesaje de las fracciones.

El método de Rutkovsky da una idea aproximada acerca de la composición granulométrica de la roca y se utiliza fundamentalmente en el campo, ya que no requiere equipos, ni un tiempo muy largo.

El resultado de los análisis granulométricos generalmente se representa en forma de tablas, en las cuales se muestra el contenido en % de las diferentes fracciones en la roca. Como las tablas no dan gráficos, entonces en la práctica ingeniero-geológica se ha decidido representar los resultados de los análisis en forma de gráficos. Los métodos más usados de representación gráfica de la composición de las rocas son los ciclogramas, los triángulos y las curvas de homogeneidad.

El ciclograma es un círculo dividido en sectores. La longitud del arco de cada sector es proporcional al contenido de cada fracción en la roca.

Con el ciclograma se representan los resultados de un análisis, pero para representar los resultados del análisis masivo, este método es muy incómodo. Para representar los resultados de la composición granulométrica se utiliza el triángulo rectángulo. Cada altura del triángulo rectángulo se divide en cien partes iguales y entre ellas se trazan líneas paralelas, perpendiculares a la altura, de esta forma los lados del triángulo se dividen también en cien

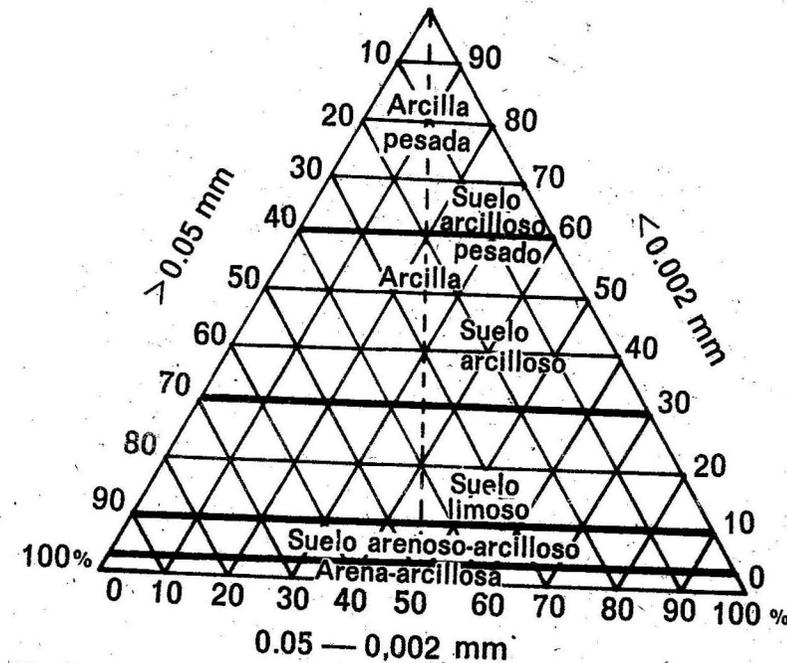
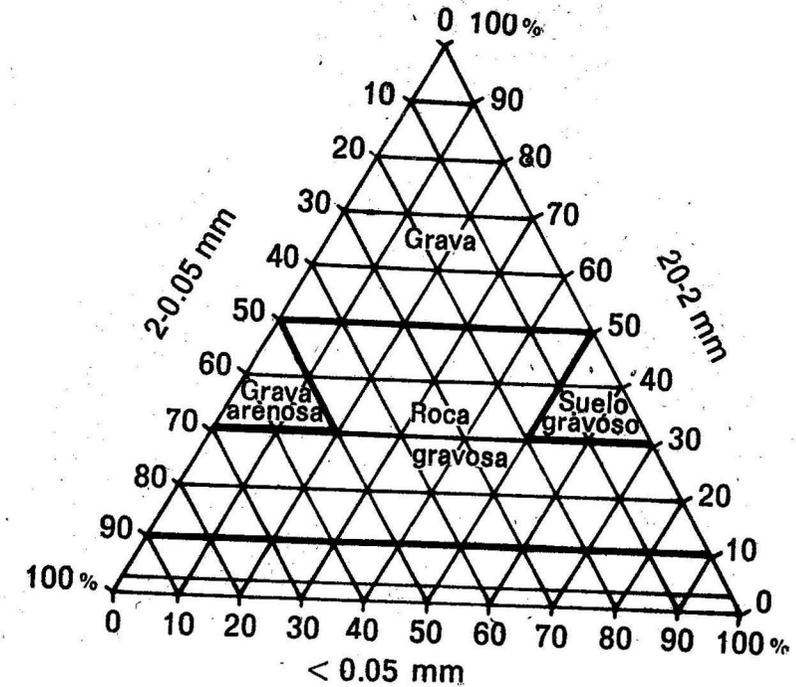


Fig. 5.5. Esquema de clasificación de las rocas areno-arcillosas por su composición granulométrica: a, arenosas; b, arcillosas.

partes. Mostrando en cada lado de dicho triángulo el contenido de las tres fracciones fundamentales, se puede representar con puntos en el triángulo, la composición de las rocas. Para las rocas arcillosas generalmente se muestra el contenido de fracciones limosas y arenosas, para las rocas arenosas el contenido de fracciones granulosas grandes, medianas y pequeñas. Si las rocas son homogéneas según el análisis granulométrico, entonces los puntos se concentran en el triángulo en diferentes lugares; si las rocas son heterogéneas, entonces los puntos se dispersarán en el triángulo (figura 5.5)

Está muy distribuido el método de representación gráfica de la composición de las rocas con las curvas de homogeneidad. Estas se construyen en coordenadas rectangulares en escala simple o semilogarítmica. Al construir la curva en escala simple, en el eje de las abscisas se sitúan los tamaños de las partículas en milímetros, y en el eje de las ordenadas el contenido en % de las fracciones. Para construir la curva de homogeneidad se recalculan los resultados por la totalidad de las fracciones. Para esto, comenzando desde la fracción más pequeña, los por cientos se suman hasta llegar a 100. Cada una de las cifras intermedias de la serie obtenida mostrará el porcentaje total de fracciones de determinado diámetro en la roca. Después de realizar el cálculo, se procede a la construcción de la curva. Para esto, en el eje de las abscisas se hallan los diámetros de las partículas, comenzando desde la más pequeña, y en las ordenadas correspondientes, con puntos, se señala el contenido en por ciento de las fracciones, menor que el diámetro determinado. Después todos los puntos se unen en la curva principal que representa la composición de la roca (figura 5.6).

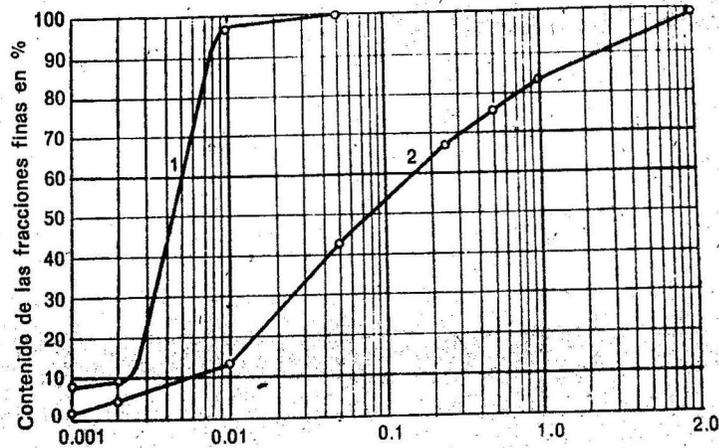


Fig. 5.6. Interpretación de las curvas granulométricas: 1, homogénea; 2, heterogénea.

Nota: En el eje de las abscisas igual contenido de las finas, en por ciento.

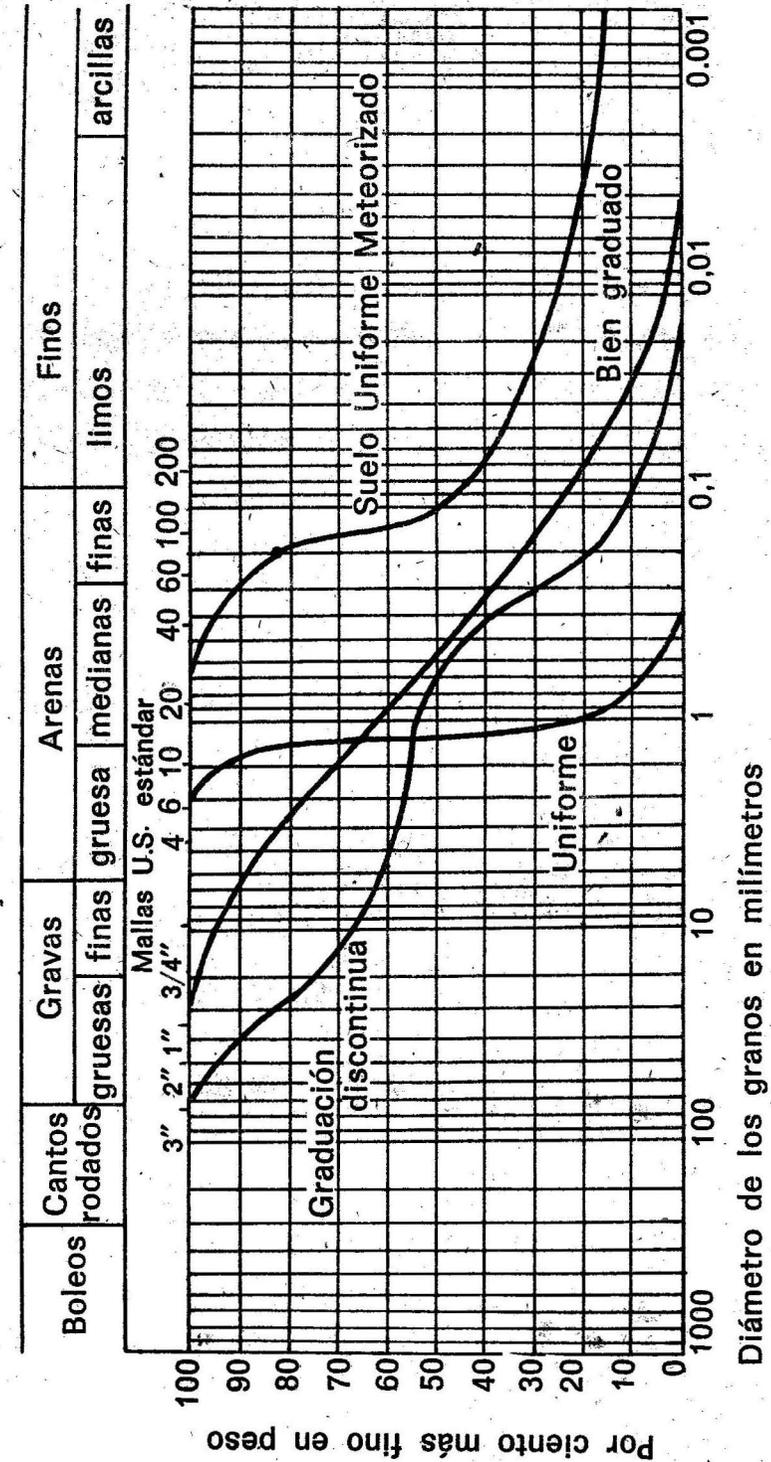


Fig. 5.7. Gráfico de representación de las curvas granulométricas en escala logarítmica (según ASTM - ASCE)

Al construir la curva de homogeneidad en escala semilogarítmica en el eje de las ordenadas, al igual que en el primer caso, se muestra el contenido en por ciento de las fracciones en total.

En el eje de las abscisas se señalan no el diámetro de las partículas, sino los logaritmos de estas partículas, o más exactamente los tamaños proporcionales a los logaritmos. Para construir la escala en el eje de las abscisas es necesario seleccionar la base de esta escala, es decir, la longitud del segmento que corresponde al logaritmo 10. Al inicio de las coordenadas se señala la cota 0,001 y frente a cada punto correspondiente —0,01; 01; 1; 10. Si en la composición de la roca no hay fracciones pequeñas, entonces a comienzos de las coordenadas no se sitúan 0,001; sino 0,01 ó 0,1, etcétera (figura 5.7).

Dichas curvas se obtienen menos extendidas en el eje de las abscisas que las curvas construidas en escala simple; éstas son más claras y representativas.

El carácter de las curvas muestra el grado de homogeneidad de las rocas. Si la curva es abrupta, la roca es homogénea, si es suave, la roca, por su composición granulométrica, es heterogénea. Por la curva de homogeneidad es posible determinar dos índices de cifras que caracterizan la composición granulométrica de las rocas. Tales índices son la magnitud efectiva u operante del grano y el coeficiente de heterogeneidad de la roca.

Como magnitud efectiva u operante del grano generalmente se toma el diámetro máximo de las partículas, el menor de los cuales está contenido en la roca en un 10 % de todas las partículas de la magnitud operante del grano y se utiliza al determinar el coeficiente de filtración de las rocas arenosas por fórmulas empíricas. Como coeficiente de heterogeneidad de la roca se ha tomado la relación del diámetro de las partículas, cuyo contenido —expresado en por ciento en la roca es menor del 60 % del diámetro efectivo, es decir:

$$K_N = \frac{d_{60}}{d_{10}}$$

El diámetro de las partículas menor que el que se encuentra en un 60 % en la roca, se llama diámetro de control. Cuando el coeficiente de heterogeneidad es mayor que 3 para las rocas arenosas, y para las arcillosas es mayor que 5, se consideran heterogéneas.

Capítulo 6 AGUA Y AIRE EN LAS ROCAS ARENO-ARCILLOSAS

6.1 Distribución del agua en las rocas

Como dijimos en capítulos anteriores, todas las cavidades, poros y grietas de las rocas, parcial o totalmente están rellenos con agua. En dependencia de la cantidad de agua que se encuentre en la roca, se habla de una roca húmeda, saturada o acuífera. En dependencia del grado de humedad de la roca, se diferencian algunos de sus estados:

- Estado absolutamente seco, esto puede lograrse solamente en el laboratorio al secar la roca a 105-110 °C. Se considera que en este caso no hay agua en los poros de la roca y que esta última es un sistema bifásico que se compone de una parte mineral y de aire (gases, vapor de agua).
- Estado seco en el aire. En estas rocas tampoco hay agua en los poros. Sin embargo, en la superficie de las partículas se observa una película fina de agua físicamente relacionada, compuesta de un sistema trifásico.

Débilmente húmeda, en este caso los poros de la roca están parcialmente llenos de agua; la roca es un sistema trifásico —parte mineral-aire-agua.

El estado húmedo de la roca es característico, con un relleno considerable de los poros de la roca con agua. En dicha roca el aire, solamente se manifiesta cohesionado (sistema trifásico).

El estado muy húmedo o saturado se observa durante el total relleno de los poros con agua. La roca es un sistema bifásico: parte mineral y agua.

El régimen de humedad de las rocas depende, por una parte, de las propiedades de dichas rocas, capacidad hidrófila, humedad; y por otra se determina por las condiciones externas —climáticas, geológicas, geomorfológicas.

En la figura 6.1 se señalan las zonas de distribución del agua en las rocas; en el perfil se han dividido cuatro zonas: de aereación; de humedecimiento capilar o saturación; de total saturación (zona acuífera-horizonte acuífero) y zona de rocas prácticamente impermeables-hidrófugas.

La zona de aereación está directamente relacionada con la atmósfera. El régimen de humedad de las rocas de esa zona varía considerablemente en diferentes periodos del año. En tiempos de seca, la cantidad de humedad de poros disminuye considerablemente y la roca se seca con el aire o tiene poca humedad. En periodos de lluvia, cuando ocurre la infiltración de las aguas superficiales a través de la zona de aereación, la humedad de las rocas y su grado de saturación, aumentan. En este periodo, las rocas pueden caracterizarse como muy húmedas o saturadas de agua.

La zona de *humedecimiento capilar* o de saturación está situada directamente sobre el horizonte acuífero, alejando a éste de la zona de aereación. Si las rocas en la zona de humedecimiento capilar son homogéneas y sus poros tienen dimensiones capilares, entonces éstas estarán totalmente llenas de agua —totalmente saturadas. Si las rocas son heterogéneas y los poros tienen diferentes dimensiones, entonces la saturación del agua en esta zona es parcial, solamente están rellenos con agua los poros capilares y subcapilares.

En este caso, la zona *capilar* es la zona de las rocas de humedecimiento capilar (figura 6.1b).

La zona de *total saturación*, horizonte acuífero, se caracteriza por el total relleno de todas las cavidades y poros de la roca con agua.

6.2 Estructura del agua

Durante el estudio ingeniero-geológico de las rocas tiene gran importancia la consideración de la influencia del agua sobre su estado y propiedades. La cantidad de agua contenida en las rocas

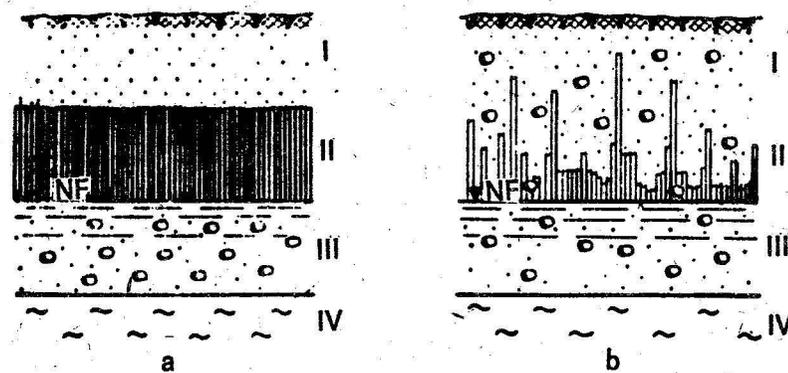


Fig. 6.1. Zonas de distribución del agua en las rocas:
 I. Aereación.
 II. a, saturación capilar; b, humedecimiento.
 III. Saturación total zona acuífera horizontal.
 IV. Roca prácticamente impermeable.

determina mucho su comportamiento durante la interacción con las obras. Al variar la cantidad de agua que se encuentra en las rocas puede variar al mismo tiempo, la solidez de la roca.

El agua contenida en las rocas puede ser subdividida en agua que entra en la composición de los minerales y agua que se encuentra en la superficie de las partículas que forman el esqueleto mineral y que se encuentra también en los poros.

El agua es la sustancia más distribuida y original de la naturaleza. De ella son características una serie de particularidades que la diferencian de otras sustancias. Así, por ejemplo, al aumentar la temperatura desde 0 hasta 4 °C, el volumen del agua no aumenta, sino que se amplía casi en un 11 %. La viscosidad del agua, a diferencia de otros líquidos, disminuye al aumentar la presión. En condiciones normales el agua posee una considerable capacidad disolvente. El agua manifiesta una gran actividad durante su interacción con diferentes minerales, principalmente con los arcillosos.

La existencia de diferentes anomalías en el agua está relacionada con su estructura interna. Actualmente, en relación con la amplia utilización de nuevos métodos de investigación de los líquidos: Rayos X, espectroscopia infrarroja, resonancia magnética nuclear y otros, se han obtenido nuevos datos acerca de la mutua situación y movimiento de las moléculas en el agua, y se ha demostrado que en la estructura de sus moléculas tienen gran importancia los enlaces de hidrógeno, y las propiedades fundamentales se determinan precisamente por la presencia de estas formaciones.

Actualmente, la mayoría de los investigadores tienen la opinión de dos modelos estructurales, conforme al cual es una mezcla de estructura compacta y semejante al hielo. Esta última estructura son agregados de acumulaciones de moléculas de agua combinadas por los enlaces de hidrógeno. La primera estructura son moléculas monómeras de agua que rellenan los espacios entre las formaciones semejantes al hielo, y que en cada momento se encuentra en equilibrio con ellos (figura 6.2).

De las formaciones semejantes al hielo es característica una correcta ordenación en la situación de las moléculas, y del agua solamente es característico un orden de aquellas moléculas que se encuentran a corta distancia unas de las otras. Las acumulaciones de moléculas de agua que forman en el agua líquida "grupos" de moléculas semejantes a las del hielo, se llaman "enjambres congelados".

Las dimensiones de los enjambres tienen el diámetro de varias decenas de moléculas de agua. El tiempo de existencia del enjambre no excede $20 \cdot 10^{-10}$ s, como consecuencia de ello ocurre la característica de congelación de estas formaciones. Los enjambres crecen debido a las moléculas monómeras, con las cuales se encuentran siempre en estado de equilibrio y se dispersan, para nuevamente formarlas. La molécula de agua se compone de un ion de oxígeno, en cuya nube de electrones se han introducido 2 núcleos

de hidrógeno. Al ocurrir esto, el oxígeno se sitúa como en el vértice de un triángulo rectángulo, y el núcleo de hidrógeno en sus ángulos. Cada molécula trata de relacionarse tetraméricamente con las moléculas vecinas, pero el movimiento transicional térmico rompe una parte de estas relaciones. Al aumentar la temperatura del agua, aumenta la intensidad del movimiento térmico de las partículas.

En los líquidos existen dos tipos de movimientos térmicos: oscilatorio, es decir, el movimiento de los átomos al lado de las situaciones temporales de equilibrio; transicional, es decir, el desplazamiento irregular de los átomos desde una situación de equilibrio a otra. Este movimiento transicional condiciona la existencia en los líquidos, de enrarecimientos locales o los llamados "huecos", rompimientos de las relaciones del hidrógeno, disminución de la viscosidad del agua, aumento de su fluidez.

La estructura del agua depende también de la cantidad y del tipo de sustancias disueltas en ella. Los iones que se encuentran en el agua, ejercen influencia sobre el movimiento transicional de las moléculas de agua, por eso, la hidratación positiva que debilita el movimiento transicional de las moléculas de agua, contribuirá a la reducción de la orientación de las moléculas y a la simplificación de las relaciones del hidrógeno en la solución iónica, y la negativa —que acelera el movimiento transicional— las debilita y disminuye.

En correspondencia con las ideas actuales acerca de la hidratación de los iones, hay que suponer que la interacción de las partículas minerales de la roca con el agua, se puede considerar

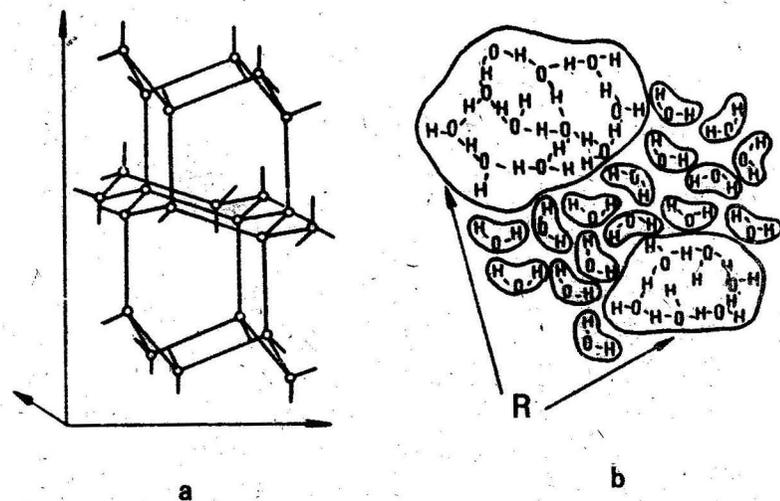


Fig. 6.2. Modelo esquemático del agua líquida con grupos estructurales semejante al hielo y moléculas monómeras de agua.

como su influencia sobre el movimiento transicional de las moléculas de agua más cercanas. Al ocurrir esto, la movilidad de las moléculas de agua más próximas a la superficie sólida, generalmente disminuye y mientras más fuerte es, más cerca estarán situadas de la partícula. La variación de la movilidad de las moléculas produce la alteración de la estructura del agua. Además de eso, las distancias entre los centros activos de la superficie de partículas arcillosas es de $5,5\text{Å}$, y la distancia más próxima entre las moléculas de agua en el agua y en el hielo, es de cerca de $2,8\text{Å}$.

Por eso, las moléculas de agua que son absorbidas en los centros activos no pueden formar, unas con otras, relaciones de hidrógeno y crear una capa monomolecular.

Esto también produce la alteración de las estructuras del agua, la desorientación de sus moléculas.

En las rocas finamente dispersas, a consecuencia de su gran superficie específica, una parte considerable del agua está orientada por las fuerzas superficiales de las partículas de roca se caracteriza por una estructura alterada.

6.3 Tipos de agua en las rocas

El agua que se encuentra en la esfera de acción del campo de fuerza de las partículas, generalmente se llama *agua físicamente relacionada*. Es característica de las rocas poco húmedas. Esta agua es poco o difícilmente móvil y se retiene en las rocas por las fuerzas superficiales que se desarrollan en el límite de las partes sólida y líquida. El agua físicamente relacionada se diferencia, por sus propiedades, del agua normal. La cantidad total de esta agua caracteriza la capacidad hidrófila de la roca (figura 6.2).

Esta agua puede estar subdividida en agua de absorción y agua de las capas superficiales (figura 6.3).

El agua de absorción se forma por la relación estable de las moléculas con la superficie de las partículas, con desprendimiento de 100 cal de calor por 1 g de agua. El agua de adsorción se forma por moléculas polarizadas (orientadas) de agua sobre la superficie de las partículas o en los espacios entre los paquetes continuos de la red cristalina de algunos minerales, por ejemplo, los minerales del grupo de la montmorilonita. El agua de adsorción es difícilmente móvil. Se retiene en la superficie de las partículas de la roca por fuerzas de cientos y miles de atmósferas. Por eso, dicha agua puede apretarse en la roca muy lentamente, solamente a alta presión o moviéndose y transformándose en vapor, o pasar de una partícula a otra. La densidad del agua de adsorción varía entre $1,2$ y $2,4\text{ g/cm}^3$. El agua tiene una alta viscosidad y elasticidad, ejerce una notable resistencia cortante. Se congela a t' , desde 0 hasta 78 °C . Mientras más alterada esté su estructura, más baja será la temperatura a la cual se congela.

El agua de adsorción posee poca capacidad disolvente. Su constante dieléctrica es igual a $2,2,2$, es decir, es mucho menor que la

del agua libre. Su conductibilidad eléctrica también es menor que en el agua destilada.

El agua de las capas superficiales forma capas hidratadas solvatadas en la superficie de las partículas que forman a la roca, cubriéndola con una capa de agua de adsorción. Las moléculas de agua de las capas superficiales no se encuentran directamente en la superficie de las partículas mineralizadas, pero sí en su cuerpo de influencia. Se forman tanto, por la orientación del agua superadsorbida, como por la hidratación de los iones de adsorción, es decir, debido a su acción regulada sobre las moléculas de agua (hidratación positiva). El contenido de agua de las capas superficiales en la roca puede variar en dependencia de la humedad del ambiente,

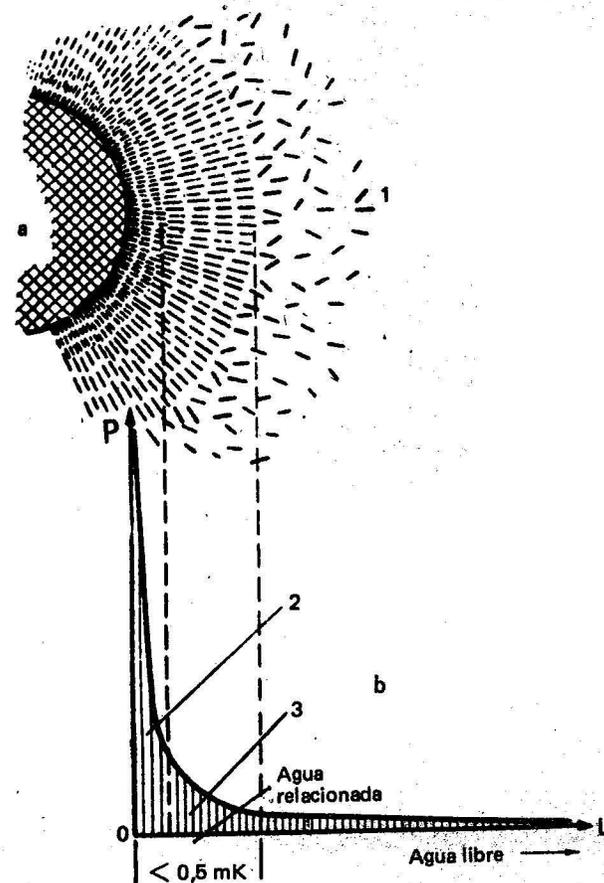


Fig. 6.3. Esquema de la interacción de las fuerzas en el sistema de partícula sólida-agua: a, esquema de la situación de las moléculas de agua en los límites de la capa de difusión de la partícula sólida; b, espiral de variación de las magnitudes de las fuerzas superficiales en dependencia de la distancia desde la partícula mineral: 1, agua libre; 2, agua de las capas superficiales; 3, agua de adsorción.

y también a causa del grado de litificación de la roca. El agua de las capas superficiales tiene diferente grosor en la superficie de las partículas y se mide por la magnitud de las series iónicas de las moléculas. Por sus propiedades, esta agua ocupa un lugar intermedio entre el agua libre y de adsorción. Esta agua se caracteriza por una alta viscosidad, se congela a una temperatura inferior a 0° , su densidad es superior a la unidad, su capacidad disolvente es baja, la constante dieléctrica es menor que la del agua libre. Esta agua se retiene en la superficie de las partículas por las fuerzas de sorción a decenas y cientos de atmósferas. El movimiento del agua de las capas superficiales ocurre bajo la influencia de la presión creada por la carga o durante su transformación en vapor. Esta agua puede trasladarse lentamente de una partícula a otra bajo la influencia de las fuerzas moleculares. Su desplazamiento es posible también a causa de las fuerzas ósmicas y electro-ósmicas.

La propiedad más importante del agua de las capas superficiales es la capacidad de ejercer la acción de acuñamiento, la cual surge en las capas saturadas, cuando las partículas sólidas durante su compresión al tratar de disminuir el espacio y apretar al agua. La magnitud de la presión de acuñamiento puede alcanzar decenas y cientos de kilogramos-fuerza por centímetro cuadrado, y para un sistema trifásico determinado depende solamente del grosor de la capa.

El agua libre en las rocas aparece solamente cuando su humedad es considerable. El agua libre, a su vez, puede ser subdividida en tres categorías: gravitacional, capilar e inmóvil.

El agua gravitacional está distribuida principalmente en los límites de los horizontes acuíferos, zonas y complejos, es decir, en las rocas que poseen porosidad supercapilar. Es fácilmente móvil y se somete a la fuerza de gravedad. El agua gravitacional se elimina fácilmente de la roca con el método de caída libre y de aforos. La velocidad de movimiento de esta agua depende de la permeabilidad de las rocas y de la presión que experimenta esta roca, así como también depende la viscosidad, la cual a su vez, es función de la temperatura.

El agua gravitacional posee todas las propiedades del agua normal: tiene diferente mineralización, composición química, propiedades físicas (color, transparencia, olor, sabor, temperatura) y gresividad en relación con la construcción metálica y homogeneidad de las obras.

El agua capilar aparece en las rocas durante su humedecimiento considerable o moderado, llenando solamente los poros capilares y grietas. El agua capilar es móvil, se somete tanto a la fuerza de gravedad, como a las fuerzas capilares. Cuando la saturación es incompleta, el agua capilar lentamente se traslada desde las zonas más húmedas, donde los meniscos en el límite agua-aire tienen menor curvatura en las zonas más secas, donde los meniscos tie-

nen una gran curvatura. La distribución de la humedad en las rocas sedimentarias ocurre también desde las zonas más arenosas a las más arcillosas. El desprendimiento del agua capilar de la roca generalmente es muy difícil y transcurre muy lentamente, no puede desplazarse de la roca libre y totalmente. Su filtración comienza con la presión, que excede la inicial. Por sus propiedades físicas, se diferencia muy poco del agua natural, aunque en los capilares finos se congela a una temperatura inferior a 0 °C.

El agua inmóvil está distribuida en las rocas poco permeables e impermeables cuando están considerablemente húmedas. Esta es agua residual físicamente relacionada. Esta agua congelada e inmóvil, ocupa un espacio entre las partículas de roca cubiertas con películas de agua físicamente relacionada. El movimiento del agua inmóvil es muy difícil debido al poco tamaño de sus poros y grietas. Esto es posible solamente bajo la influencia de una presión considerable, que se crea durante una compactación gravitacional o tectónica de las rocas.

El agua inmóvil tiene propiedades de agua normal. Al hablar de agua contenida en las rocas, es necesario detenerse también en el agua químicamente relacionada. El académico V. I. Vernadsky divide los siguientes tipos de agua químicamente relacionada:

- Agua de constitución, muy establemente relacionada con la red cristalina del mineral y que se divide en forma irregular y en cantidades determinadas para cada mineral solamente a temperaturas muy altas que alcanzan algunos cientos de grados.
- Agua de cristalización, menos establemente relacionada con la red cristalina del mineral y que se divide también en forma irregular, pero a temperaturas más bajas y también totalmente determinadas para cada mineral.
- Agua ceolítica, relacionada en extremo con el mineral y que se divide ininterrumpidamente a medida que se calienta el mineral a temperaturas más bajas e indeterminadas, una parte del agua ceolítica se desprende a una temperatura inferior a 100°C.

El desprendimiento de los minerales de las aguas de constitución y cristalización produce su destrucción y la formación de nuevos tipos de minerales con nuevas propiedades.

El agua físicamente relacionada tiene en su composición muchos minerales. Es conocido que los cristales de yeso contienen por cada molécula de sulfato de calcio ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), dos moléculas o 20,9 % de agua; en los cristales de mirabilita por cada molécula de sulfato de sodio ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), hay 10 moléculas o un 55,9 %, la melonita ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) contiene hasta 25,2 % de agua. El agua químicamente relacionada también entra en la composición de minerales tales como el ópalo, mica, clorita, talco y otros minerales

arcillosos que son silicatos de aluminio. Una parte considerable del agua químicamente relacionada se encuentra no en forma de moléculas enteras, sino en forma de iones de H^+ y OH^- .

En la ingeniería geológica es de gran interés práctico en la composición de los minerales solamente aquella parte del agua que se desprende a temperaturas inferiores a 105 °C, o el agua químicamente relacionada a baja temperatura. Como la determinación de la humedad natural se realiza por medio del calentamiento de la muestra de roca hasta alcanzar un peso constante a temperaturas de cerca de 105-107 °C, el agua químicamente relacionada de temperatura baja, en algunos casos puede dar un aumento del valor de la humedad natural.

En el agua químicamente relacionada, de baja temperatura, existen minerales, como el yeso, que durante un prolongado calentamiento da un 75 % de agua a 82 °C; en el ópalo, que da ininterrumpidamente a medida que se calienta en los ceolitos, limonita, óxidos de aluminio. Hay que señalar que en la composición del mineral del agua de baja temperatura que se desprende a una temperatura inferior a 105°, es muy difícil desprenderla del agua relacionada en la superficie de las partículas.

6.4 Aire y gases en las rocas areno-arcillosas

Como ya dijimos anteriormente, las rocas, además de agua contienen también aire. Al mismo tiempo, mientras menor es el agua contenida en los poros, mayor será el contenido de gases. Los gases en forma de aire penetran en los poros de la roca desde la atmósfera.

El intercambio de gases entre la capa de rocas y la atmósfera, provoca una serie de factores: desplazamiento difusivo de los gases, oscilaciones de la temperatura y presión del aire, precipitaciones atmosféricas y aire. La intensidad del intercambio de gases depende de la composición y de estructura de las rocas, y ante todo, del contenido de grietas y cavidades.

El intercambio de gases existente entre la atmósfera y la capa de rocas está encaminado a la igualación de la composición del aire atmosférico y el componente gasífero de las rocas. La diferencia en la composición del aire atmosférico y gases en la roca, está ante todo, en el contenido de CO_2 , O_2 , N_2 . Si en el aire atmosférico, el ácido carbónico solamente es de cientos de fracciones de por ciento (0,03 %), entonces su contenido en los suelos y en las rocas alcanza por cientos decimales e incluso enteros; en los suelos casi el 10 %; el oxígeno y el nitrógeno en la capa de rocas está contenido en diferentes cantidades, en una parte del suelo, el oxígeno y el nitrógeno se encuentran en menor cantidad que en la atmósfera. Esto se explica porque en el suelo ocurren los procesos de absorción del oxígeno y nitrógeno, y el desprendimiento del ácido carbónico.

El componente gaseoso de las rocas es muchas veces más rico que el aire atmosférico, según el contenido de emanaciones radiactivas del elemento gaseoso con un peso atómico de 222, que es una fuente de radiactividad relativamente grande.

Tiene gran importancia el contenido en el suelo de gases de metano e hidrocarburos pesados. La acumulación del metano en las capas inferiores de la corteza terrestre puede alcanzar dimensiones colosales y tiene gran interés práctico. La presencia en el aire del suelo de hidrocarburos pesados indica la existencia de depósitos de petróleo y se utiliza durante la exploración de regiones petrolíferas.

Los gases pueden encontrarse en las rocas en estado libre, de adsorción y comprimido.

Los gases en los estados de adsorción y comprimido, ejercen determinada influencia sobre las propiedades de las rocas.

Los gases adsorbidos se retienen en la superficie de las partículas bajo la acción de las fuerzas moleculares. Gracias a estas fuerzas, en la roca seca en la superficie de las partículas, se forman películas poliminerales gaseosas. La cantidad de gases adsorbidos depende de la composición mineral de las rocas, de la existencia de sustancias orgánicas, de su dispersión. Los óxidos de hierro y las sustancias orgánicas poseen una considerable capacidad de adsorción. En los suelos, están contenidos entre 2,3 y 14,6 cm^3 de gases por 100 g de suelo. Para la arena cuarcífera de granos pequeños, el contenido de gases adsorbidos fue determinado en 0,75 cm^3 por 100 g. Pero por los datos de algunos investigadores, la adsorción de gases aumenta al aumentar la constante dieléctrica. Partiendo de esto, la intensidad de adsorción de los componentes del aire, debe ir por la serie:



Al humedecerse la roca, ocurre el desprendimiento de los gases adsorbidos, por la película de agua; con una humedad de 5-10 % el contenido de gases adsorbidos es igual a cero. Durante el humedecimiento residual simultáneo de las rocas, desde arriba hacia abajo, en diferentes partes, los gases pueden resultar aislados. En este caso, se le llaman gases concentrados o aire concentrado. Es interesante señalar que la cantidad máxima de gases concentrados se forma a cualquier humedad óptima de la roca.

La concentración de gases puede ocupar en las rocas arcillosas, el 20-25 % del volumen de los poros. Es muy difícil eliminar de la roca los gases adsorbidos y concentrados con ayuda de la presión exterior. Incluso bajo cargas de miles de kilogramos por centímetro cuadrado, en la roca pueden quedarse los gases concentrados.

La existencia en las rocas de gases adsorbidos y concentrados, condiciona el prolongado hundimiento de terraplenes de rocas arcillosas, deformaciones y rupturas de terraplenes, disminución de la permeabilidad de las rocas.

7.1 Propiedades físicas

Las principales propiedades físicas de las rocas areno-arcillosas son los pesos específico y volumétrico, la porosidad y la humedad. Por las propiedades físicas fundamentales se puede tener una idea indirecta sobre la solidez, estabilidad y deformabilidad de las rocas areno-arcillosas, así como también acerca de su utilización bajo la influencia de los procesos geológicos o factores artificiales. Los índices fundamentales que caracterizan el peso de la roca, se señalan en la tabla 7.1.

Las propiedades físicas fundamentales de las rocas areno-arcillosas son: el peso específico, volumétrico, la porosidad y la humedad. Estas propiedades expresan el estado físico así como su estado en las condiciones de yacencia natural o en obras como son las obras de tierra (presas, terraplenes, etcétera). En la tabla 7.2 se ofrece un formulario completo de estas propiedades.

El peso específico de la roca depende solamente del peso específico de los minerales que la componen y no así de su porosidad y humedad. En correspondencia con el peso específico de los minerales componentes de roca más comunes, el peso específico de la mayoría de las rocas varía entre 2,5 y 2,8 g/cm^3 . La existencia de sustancias orgánicas disminuye el peso específico de la roca, por lo cual éste es pequeño (en el humus es de 1,25-1,40 g/cm^3). D. E. Polshin, basándose en el análisis de innumerables muestras que no contenían sustancias solubles en agua ni restos orgánicos, dedujo que el peso específico de ciertos tipos granulométricos de rocas areno-arcillosas, es una magnitud relativamente constante. Los valores promedios del peso específico, establecidos para estos tipos de rocas dispersas, se pueden tomar durante cálculos aproximados (tabla 7.3).

La magnitud del peso específico de las rocas se encuentra en muchas fórmulas de cálculo para determinar el peso específico de las mismas, por eso hay que prestar gran atención en la determinación de su magnitud. El peso específico se obtiene en el laboratorio por el conocido método del picnómetro, utilizado en física para determinar el peso específico de los cuerpos sólidos.

Tabla 7.1 Peso específico y volumétrico de las rocas areno-arcillosas

Indices	Signos convencionales	Determinación del índice
Peso específico de la roca (se determina directamente)	γ_s	La relación del peso de las partículas sólidas o del peso de una roca absolutamente seca con el peso del agua a 4°, tomada en un volumen igual al volumen de las partículas, numéricamente igual al peso de una unidad de volumen del esqueleto de la roca en el aire, cuando no hay poros
Peso volumétrico de la roca (se determina directamente)	γ_t	La relación del peso del volumen de la roca con el peso del agua a 4°, tomada en un volumen de toda la roca (volumen de los granos y volumen de los poros), numéricamente igual al peso de una unidad de volumen de la roca con la humedad y porosidad existentes.
Peso volumétrico de la roca seca o peso volumétrico del esqueleto (se obtiene por medio de cálculos)	γ_D	La relación del peso de las partículas sólidas o del peso de la roca absolutamente seca con el peso del agua a 4°, tomada en el volumen de toda la roca (volumen de los granos más volumen de poros) con su porosidad dada, numéricamente es igual al peso de una unidad de volumen de la roca, excluyendo el peso del agua, pero conservando la porosidad
Peso volumétrico de la roca, bajo el agua (se obtiene por medio de cálculos)	γ'	La relación del peso de las partículas sólidas de la roca, excluyendo el peso del agua a 4°, tomada en el volumen del esqueleto de la roca con la porosidad dada, numéricamente igual al peso de una unidad de volumen de la roca con la porosidad dada, excluyendo la fuerza hidrostática del agua

Tabla 7.2 Propiedades físicas de las rocas areno-arcillosas

Características	Índice	Fórmula para el cálculo	Unidades
Peso específico	γ_s	$\gamma_s = \frac{G_1}{V_1}$	g/cm ³
Peso volumétrico	γ_t	$\gamma_t = \frac{G_1 + G_2}{V_1 + V_2}$	g/cm ³ t/m ³
Peso volumétrico seco	γ_D	$\gamma_D = \frac{G_1}{V_1 + V_2} = \frac{\gamma_t}{1 + \omega}$	g/cm ³ t/m ³
Peso volumétrico húmedo	γ'	$\gamma' = (\gamma_D - 1) (1 - n)$	g/cm ³ t/m ³
Humedad	ω	$\omega = \frac{G_2}{G_1} = \frac{\gamma_t - \gamma_D}{\gamma_D}$	%
Humedad volumétrica	ω_{vol}	$\omega_{vol} = \omega \gamma_D$	%
Capacidad de adsorción	ω_n	$\omega_n = \frac{1}{\gamma_D} - \frac{1}{\gamma_s} = \frac{n}{\gamma_s - (1 - n)}$	%
Coefficiente de saturación	G	$G = \frac{\omega}{\omega_n} = \frac{\omega \gamma_s (1 - n)}{n} = \frac{\omega \gamma_s}{e \gamma_D}$	—
Porosidad	n	$n = 1 - m = 1 - \frac{\gamma_D}{\gamma_s}$	%
Índice de poros	e	$e = \frac{n}{1 - n} = \frac{\gamma_s}{\gamma_D} - 1$	—
Límite plástico	$L_p = \omega_p$		%
Límite líquido	LL = ω_L		%
Índice de plasticidad	I_p	$I_p = LL - L_p$	%
Consistencia	β	$\beta = \frac{\omega - L_p}{I_p}$	—
Coefficiente de solidez natural	K_d	$K_d = \frac{e_2 - e_0}{e_2 + e_p}$	—
Coefficiente de densidad relativa	I_d	$I_d = \frac{e_{max} - e_0}{e_{max} - e_{min}} = \frac{(n_{max} - n) (1 - n_{min})}{(n_{max} - n_{min}) (1 - 1)}$	—
Coefficiente de compactación	U	$U = \frac{e_{max} - e_{min}}{e_{min}}$	—

Tabla 7.3 Peso específico de las rocas areno-arcillosas

Tipo de roca	Valores medios del peso específico, g/cm ³	Valores del peso específico más frecuentes g/cm ³
Arenas	2,66	2,65 - 2,67
Suelos arenosos	2,70	2,68 - 2,72
Suelos arcillosos	2,71	2,69 - 2,73
Arcillas	2,74	2,71 - 2,76

Cuando se determina el peso específico de las rocas hay que considerar las situaciones siguientes, las cuales influyen en la exactitud de la determinación:

- Posibilidad de disolución de las sales simples; para evitar esto el agua se sustituye algunas veces por algún líquido orgánico neutral, por ejemplo, kerosén, gasolina, alcohol, tolueno, xileno, etcétera.
- Posibilidad de obtener valores exagerados del peso específico, para las rocas arcillosas, a consecuencia de la fuerte compresión de las películas de agua alrededor de las partículas condicionadas por su alta tensión superficial. Mientras mayor es el contenido de partículas coloidales en la arcilla, más considerable puede ser la influencia de aumento de las partículas compactadas en la superficie de las películas del agua. Para evitar esto, algunas veces se utilizan líquidos con pequeñas tensiones superficiales, por ejemplo, tolueno, xileno y otros.
- Posibilidad de obtener valores subestimables del peso específico, a consecuencia del incompleto desprendimiento del aire adsorbido en la superficie de las partículas; con este objetivo, durante los trabajos de precisión al determinar el peso específico, es mejor determinar este en el vacío.

El *peso volumétrico* es una de las características más importantes de las propiedades físicas de las rocas. El peso volumétrico depende del peso específico, de la porosidad y de la humedad de la roca:

- Al aumentar el contenido de minerales pesados, aumenta también el peso volumétrico, y al aumentar el contenido de sustancias orgánicas, disminuye.
- Al aumentar la humedad, aumenta el peso volumétrico de la roca; que será mayor cuando los poros estén completamente llenos de agua.
- Al aumentar la porosidad, disminuye el peso volumétrico de la roca.

La magnitud del peso volumétrico de las rocas dispersas, generalmente oscila entre 1,30 y 2,40 g/cm³. Mientras más solidificada esté la roca, menor será la diferencia entre las magnitudes de los pesos específico y volumétrico. El peso volumétrico es un índice de cálculo directo para:

- Hallar la presión de la roca sobre una pared de apoyo.
- Calcular la estabilidad de los taludes y pendientes de deslizamiento.
- Determinar la presión admitida del peso de la obra sobre la roca.
- Determinar la magnitud del asentamiento de la obra.

Además de eso, el peso volumétrico se utiliza para:

- Clasificar las rocas.
- Calcular el peso volumétrico del esqueleto.
- Determinar la porosidad de la roca.

Para las arenas, además del peso volumétrico de composición natural, el cual no siempre se logra determinar, se calculan dos pesos volumétricos:

- Durante el ablandamiento artificial máximo —el peso volumétrico mínimo.
- Durante la compactación artificial máxima —el peso volumétrico máximo.

Esos dos valores del peso volumétrico caracterizan la capacidad de compactación de la arena. Mientras mayor sea la diferencia entre ambos valores, mayor será la capacidad de compactación.

El peso volumétrico de la arena se determina por diferentes métodos. El peso volumétrico de las rocas cohesionadas se determina con monolitos pequeños, que conservan la humedad natural de la muestra y su composición natural. Una distribución más amplia tiene el llamado método de parafinización. Con este método el volumen de un pedazo de roca de cualquier forma, pero de un peso totalmente conocido, se determina cubriendo la muestra con parafina y sumergiéndola en agua. El volumen de la muestra se calcula por el volumen de agua que ha sido desplazada por

En las rocas que contienen inclusiones detríticas grandes, el peso específico se determina de la forma siguiente. En el fondo de un pozo criollo o de algún otro tipo de excavación, se hace un hueco de un tamaño aproximado de 10 × 10 × 10 cm, el cual depende de las dimensiones de las partículas de la fracción detrítica. Es muy importante que la muestra sea representativa y caracterice la composición granulométrica media de la roca, la roca extraída del hueco se pesa. El volumen de dicho hueco se mide rellenando

este con arena seca, después que se ha determinado el volumen de esta.

Del peso volumétrico de la roca se diferencia el peso de una unidad de volumen de su parte mineral de composición natural, es decir, es el peso de una unidad de volumen de la roca seca de composición mineral. El peso volumétrico del esqueleto de la roca expresa su grado de compactación. Mientras mayor es el peso volumétrico del esqueleto, menos se diferencia este del peso volumétrico de la roca. El peso volumétrico del esqueleto se puede determinar por la magnitud del peso volumétrico de la roca y la humedad:

$$\gamma_D = \frac{\gamma_t}{1 + w}$$

donde:

w : es la humedad ponderable de la roca en fracciones de unidad.

La magnitud del peso volumétrico del esqueleto de la roca se utiliza ampliamente para calcular la porosidad, el coeficiente de porosidad y también para caracterizar el grado de compactación de las rocas arcillosas en el cuerpo de presas de tierra.

El peso volumétrico medio y el peso volumétrico del esqueleto de las rocas arenosas y arcillosas típicas se muestran en la tabla 7.4.

En las rocas que se encuentran más abajo del nivel de las aguas subterráneas, las partículas minerales experimentan la influencia del peso del agua y por eso su peso volumétrico disminuye. El peso volumétrico de la roca bajo el agua se calcula por la fórmula:

$$\gamma' = (1 - n) (\gamma_s - 1)$$

Cuando el peso específico es de $2,65 \text{ g/cm}^3$, las magnitudes de γ' varían en dependencia de la porosidad: desde 1,16, si la porosidad es de 30 %, hasta 0,83, si la porosidad es de 50 %. Para los cálculos aproximados, la magnitud γ' puede tomarse igual a 1.

La magnitud del peso volumétrico de la roca bajo el agua se utiliza en los cálculos de la estabilidad de la base de los taludes, para las rocas de la zona de saturación, para valorar la influencia de la presión hidrodinámica.

Todas las rocas son cuerpos con cavidades. El volumen total de las cavidades de una roca, determina su porosidad y la parte de las cavidades que tiene dimensiones capilares (el diámetro de los poros es de 1 mm) o subcapilares, expresa su porosidad. Es importante señalar que la porosidad en las rocas está distribuida más o menos regularmente, al mismo tiempo que otros tipos de cavidades —grietas y cavernas— están distribuidas irregularmente.

La esponjosidad y la porosidad tienen una enorme importancia para la Ingeniería Geológica, porque conjuntamente con otros fac-

Tabla 7.4 Peso volumétrico de algunos tipos de arenas y arcillas en las condiciones de yacencia y naturales

Rocas	Estado	Peso volumétrico g/cm^3	Peso volumétrico del esqueleto g/cm^3
Arenas gravosas de granos grandes y medianos	Estructura compacta	Mayor que 1,85	Mayor que 1,70
Arenas gravosas de granos grandes y medianos	Compactación media	1,65 - 1,85	1,55 - 1,70
Arenas gravosas de granos grandes y medianos	Composición friable	Menor que 1,65	Menor que 1,55
Arenas de granos finos y pequeños. Suelo arcilloso-ligero	Composición compacta	Mayor que 1,75	Mayor que 1,65
Arenas de granos finos y pequeños. Suelo arcilloso-ligero	Compactación media	1,60-1,75	1,50-1,65
Arenas de granos finos y pequeños. Suelo arcilloso-ligero	Composición friable	Menor que 1,60	Menor que 1,50
Arcillas, suelo arcilloso, suelo arenoso pesado	Compactos	1,70-2,20	1,35-1,90
Arcillas, suelo arcilloso, suelo arenoso pesado	Blandos	1,10-1,70	0,80-1,35

tores, determinan la resistencia, la deformación de las rocas, la higroscopicidad; la porosidad influye sobre la permeabilidad, resistencia al intemperismo, resistencia sísmica y otras cualidades de valor práctico. Mientras mayor sea la porosidad de las rocas, menor será su resistencia, mayor la deformación y la capacidad de humedad, pero menor será la permeabilidad (si comparamos los diferentes tipos de rocas: arenosas y arcillosas). Esta última situación parece ser paradójica, pero es así. Las rocas arcillosas tienen una mayor porosidad que las arenosas, sin embargo, la dimensión de los poros es tan pequeña que la filtración a través de estos poros es muy difícil.

Los índices numéricos de la porosidad que se utilizan en la Ingeniería Petrológica, generalmente caracterizan el volumen total de los poros en la roca, pero no dan una idea acerca del tamaño de los poros. Frecuentemente, la magnitud de los poros se expresa por la relación del volumen con el peso total de la roca o con el volumen que ocupan las partículas sólidas. La primera magnitud se llama porosidad (n), la segunda se llama coeficiente de porosidad (e).

$$n = \frac{V_2}{V} = \frac{V_2}{V_1 + V_2} \cdot 100 \%$$

donde:

V_2 : es el volumen de poros o de vacío.

V_1 : es el volumen de la parte sólida.

La magnitud de la porosidad se expresa en unidades relativas o en por ciento, respectivamente; el coeficiente de porosidad o la relación de vacío equivale a:

$$e = \frac{V_1}{V_2}$$

Si admitimos que $V_1 + V_2 = 1$, es muy fácil obtener:

$$V_1 = \frac{1}{1+e} \quad \text{y} \quad V_2 = \frac{e}{1+e}$$

La porosidad y el coeficiente de porosidad se pueden expresar también a través del peso específico γ_s y del peso volumétrico del esqueleto γ_D , de la forma siguiente:

$$n = 1 - \frac{\gamma_D}{\gamma_s} = \frac{\gamma_s - \gamma_D}{\gamma_s} \quad e = \frac{\gamma_s - \gamma_D}{\gamma_D}$$

Las dos últimas fórmulas son las principales para calcular la porosidad de las rocas, la cual también se puede calcular utilizando el peso específico (γ_s), el peso volumétrico (γ_v) y humedad (ω).

$$n = \frac{\gamma_s (1 + \omega) - \gamma_v}{\gamma_v (1 + \omega)}$$

$$e = \frac{\gamma_s (1 + \omega) - \gamma_v}{\gamma_v}$$

La magnitud de la humedad se expresa en fracciones de la unidad.

Las magnitudes que caracterizan la porosidad de las rocas se utilizan en la Ingeniería Geológica y en la Mecánica de Suelos con diferentes objetivos. Así, la porosidad sirve como característica de clasificación, indicando la compactación de la estructura de la roca.

Según la magnitud de la porosidad total, las rocas se subdividen en tres grupos:

- Con baja porosidad, $n < 5 \%$.
- Con porosidad media, $n (5-20 \%)$.
- Con alta porosidad, $n > 20 \%$.

La porosidad es parte integrante de algunas fórmulas para calcular la permeabilidad. El coeficiente de porosidad es un índice importante para estudiar la compresibilidad de las rocas arcillosas.

La porosidad de las rocas areno-arcillosas varía ampliamente, en dependencia de la forma de las partículas que las forman, es decir, de su dispersión, grado de clasificación y homogeneidad, densidad de composición, grado y carácter de cementación de la roca. Las rocas muy dispersas que tienen una alta superficie específica, tienen una porosidad generalmente más alta que las rocas de grano grueso con superficie específica menor.

La porosidad de las rocas heterogéneas, según su composición granulométrica, generalmente es menor que en las rocas homogéneas bien clasificadas, pues en las rocas heterogéneas las partículas se encuentran entre las más grandes y la densidad total del empaquetamiento aumenta. *Las observaciones han demostrado que mientras menor es el coeficiente de heterogeneidad de la composición granulométrica de las rocas, mayor es su porosidad.* Sobre la porosidad de las rocas ejerce cierta influencia también la forma de las partículas; las de forma irregular provocan una alteración grande de la porosidad, aumentándola generalmente.

Una influencia considerable sobre la magnitud de la porosidad es ejercida por el carácter de empaquetamiento de las partículas. En dependencia de la densidad del empaquetamiento de las partículas de igual tamaño y de forma esférica, la porosidad puede variar hasta un 26 %, cuando el empaquetamiento es tetraédrico, hasta 48 %, cuando es en forma cúbica. Respectivamente, el coeficiente de porosidad en un modelo geométrico "ideal" varía entre 0,35, en el caso de una composición donde las partículas están muy compactadas, y 0,92 para una composición más friable (figura 7.1).

El volumen del espacio de poros en las rocas arenosas y arcillosas friables, puede variar algo en dependencia del grado y carácter de su cementación con coloides, sales, restos de vegetación, y en las rocas clásticas por las sustancias arcillosas, etc. Diferen-

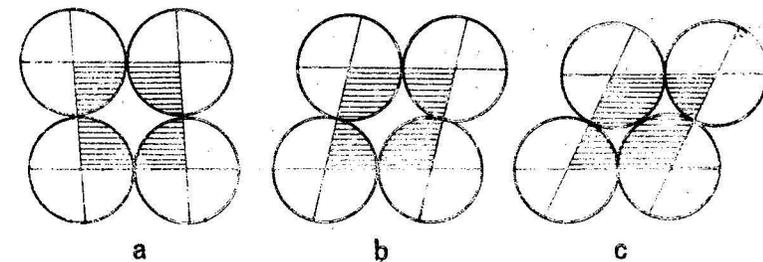


Fig 7.1 Cambios de la porosidad de una roca en dependencia del carácter de empaquetamiento de las partículas iguales en forma circular: a, estructura más friable ($n = 48\%$, $e = 0.92$); b, estructura friable media ($n = 40\%$, $e = 0.67$); c, estructura muy compacta ($n = 26\%$, $e = 0.35$).

tes arenas, de grava-guijarros y otras detríticas, así como también suelos arenosos, suelos arcillosos, y arcillas, tienen una porosidad total, generalmente de más del 20 %, y en comparación con las rocas duras y semiduras son cuerpos altamente porosos.

En esas rocas la porosidad se forma durante la acumulación de sedimentos y su transformación diagenética, o sea, que es primaria (singénica). Está formada de cavidades entre los detritos y agregados que forman las rocas, y en algunas de sus variedades, además de eso, por cavidades que se han formado al descomponerse los residuos orgánicos y vegetales.

En las arenas y otras rocas detríticas, los poros como regla están abiertos, es decir, se comunican entre sí, y son muy eficaces para el movimiento del agua, de los líquidos y los gases. En diferentes arcillas, suelos arcillosos y arenosos del Cuaternario, los poros también están muy abiertos, pero su porosidad, generalmente no es eficaz, y el movimiento del agua y de otros líquidos en estas rocas solamente es posible con presiones que excedan una magnitud determinada.

Los valores medios de la porosidad de algunos tipos de rocas arenosas y arcillosas, se señalan en la tabla 7.5.

Entre todos los tipos de rocas arcillosas hay que señalar, especialmente, las particularidades de la porosidad del loess y de rocas semejantes a este, que poseen la propiedad de provocar asentamientos al humedecerse. Estas rocas se caracterizan por una alta porosidad que, a veces, excede el 50 % del volumen total de la roca, al mismo tiempo, que una gran parte de los poros se nota a simple vista, lo cual constituye su macroporosidad. La macroporosidad de estas rocas puede subdividirse de la forma siguiente:

- Macroporos grandes, generalmente en forma de canales sinuosos como resultado del ir y venir de los animales y, a veces, a consecuencia de la sufusión de las aguas subterráneas; por lo general se localizan en los horizontes superiores de una capa de loess.
- Macroporos pequeños, entre ellos son muy frecuentes los poros tubulares y canales verticales que determinan la característica, estructura de los loess y de rocas semejantes, y que contribuyen a la formación de altas paredes verticales en pendientes de barrancos y otras profundidades erosionadas. Los poros verticales, generalmente se forman en relación con el sistema de las raíces de las plantas, después de cuya putrefacción se manifiesta la porosidad vertical. Una parte de los macroporos que no tienen forma de tubos y canales, hay que relacionarla con las condiciones de formación de las rocas estudiadas en condiciones de clima seco y con sus posteriores transformaciones en la corteza de intemperismo.
- Con los loess y rocas semejantes se relaciona también la microporosidad, al igual que con las rocas arcillosas ordinarias.

Para caracterizar la porosidad del loess, la cual determina su capacidad de asentamiento, se pueden utilizar diferentes índices, por ejemplo, diferencia entre la porosidad total de la muestra de roca en estado natural, o bajo la acción de una carga, pero sin humedecimiento y la porosidad de la misma muestra en iguales condiciones después del humedecimiento, el cual provoca una disminución en la porosidad. Esta magnitud se expresa por las fórmulas siguientes:

$$n_{com} = n - n_{hum}$$

$$e_{com} = e - e_{hum}$$

donde:

- n_{com} y e_{com} : índices de macroporosidad.
- n y e : índices de porosidad total en estado natural.
- n_{hum} y e_{hum} : índices de porosidad de la roca húmeda.

Hay que señalar que estas expresiones solamente pueden servir como características previamente orientadas del hundimiento de las rocas. Los índices directos son los resultados de la determinación directa de la magnitud de compresión de las rocas debido a su humedecimiento.

Cabe mencionar también la variación de la porosidad de la arena durante el corte. La porosidad de la arena de estructura friable, después del corte disminuye, y en arenas de estructura compacta, aumenta; por consiguiente, es posible suponer que para cada tipo de arena debe existir algún valor intermedio de porosidad, mediante el cual no se observa alteración del volumen de la arena durante el corte, denominándose esto porosidad crítica. Esta última porosidad puede servir como límite entre el estado compacto y friable de la arena.

Tabla 7.5 Porosidad de los distintos tipos de arenas y arcillas según su composición

Rocas	Índice	Composición		
		Compacta	Medio compacta	Poco compacta
Arenas gravosas de grano gruesos y medio	n %	35	35-40	40
	e	0,55	0,55-0,70	0,70
Arenas de granos finos y pequeños, suelo arenoso ligero	n %	38	38-44	44
	e	0,60	0,60-0,80	0,80
Arcillas, suelos arcillosos, suelos arenosos pesados.	n %	30	30-45	45
	e	0,40	0,40-0,80	0,80

La alteración de la densidad de la arena en el proceso de corte, depende de su saturación con agua. En la arena saturada de agua, surge la presión hidrodinámica, condicionada por la alteración de la porosidad de la arena en la zona de corte. En la arena compacta, el aumento de la porosidad en la zona de corte provoca el movimiento del agua en dirección a dicha zona, y ocurre la absorción del agua en la zona de corte. En la arena mullida, la porosidad en la zona de corte disminuye y una parte del agua es eliminada. Respectivamente, en la arena compacta, la presión hidrodinámica está dirigida hacia la zona de corte, y en la arena friable, desde la zona de corte.

Nociones acerca del estado físico de las rocas areno-arcillosas

Una de las características más importantes del estado físico de las rocas arenosas, y particularmente de las arcillosas, es la humedad. Se caracterizan por la cantidad de agua que llena los poros de la roca. En dependencia de la magnitud de la humedad, varía la solidez, deformación y estabilidad de las rocas.

Numéricamente, la humedad de las rocas se expresa por la relación del peso del agua que llena los poros de la roca con el peso de la roca seca en fracciones de unidad y en por ciento del peso de la roca seca:

$$\omega = \frac{g_2}{g_1} = \frac{\gamma_t - \gamma_D}{\gamma_D}$$

donde:

g_2 : peso del agua en la roca.

g_1 : peso de la roca seca o peso sólido.

Esa característica es la humedad ponderable. Si se determina por las muestras de humedad natural, entonces se llama humedad natural.

La humedad de la roca puede caracterizarse también por la humedad volumétrica, la cual se entiende como el volumen del agua contenido en una unidad de volumen de la roca. La humedad volumétrica es numéricamente igual a la relación del volumen del agua V_w que contiene la roca, con el volumen de la roca seca:

$$\omega_{vol} = \frac{g_2}{\gamma_w} : \frac{g_1}{\gamma_D} = \frac{g_2 \gamma_D}{g_1 \gamma_w} = \frac{\omega \cdot \gamma_D}{\gamma_w}$$

Como el peso específico del agua (γ_w) es igual a la unidad, entonces la humedad volumétrica de las rocas se puede determinar por la fórmula $\omega_{vol} = \omega \cdot \gamma_D$.

La humedad volumétrica, al igual que la ponderable, se expresa en fracciones de unidad o en por ciento, pero no de peso, sino de volumen de la roca seca.

Si los poros de la roca están totalmente llenos de agua, el volumen del agua en la roca es igual al volumen de sus poros $\omega_{vol} = n$. La humedad de una roca arcillosa en este caso corresponderá con su total capacidad de humedad, y en una roca arenosa, es decir, su capacidad de humedad, corresponderá con su total capacidad de humedad.

Significando la humedad ponderable que corresponde a la capacidad de humedad (capacidad acuifera) de las rocas a través de ω_n , tendremos $\omega_{vol} = \omega_n \cdot \gamma_D$, como:

$$n = 1 - \frac{\gamma_D}{\gamma_s} \text{ y } \omega_{vol} = \omega_n \cdot \gamma_D = n$$

entonces:

$$\omega_n \cdot \gamma_D = 1 - \frac{\gamma_D}{\gamma_s}$$

de donde:

$$\omega_n = \frac{1}{\gamma_D} - \frac{1}{\gamma_s}$$

La fórmula para calcular la higroscopicidad total (capacidad acuifera) de las rocas (puede ser expresada en función de n y γ_s) de la forma siguiente:

$$\omega_n = \frac{n}{\gamma_s (1 - n)}$$

Si los poros están totalmente llenos de agua, su peso en la roca es igual al volumen de los poros, multiplicado por el peso específico del agua, es decir, $g_2 = \frac{e}{1 + e}$, y el peso de la roca seca es igual al volumen del esqueleto de la roca multiplicado por el peso específico, o sea, $g_1 = \frac{1}{1 + e}$, entonces, la humedad de la roca que corresponde a su higroscopicidad total (capacidad acuifera), es igual a:

$$\omega_n = \frac{g_2}{g_1} = \frac{e}{1 + e} \cdot \gamma_w : \frac{1}{1 + e} \cdot \gamma_s = \frac{e \cdot \gamma_w}{\gamma_s}$$

Si las rocas no están totalmente saturadas, entonces una parte del espacio de los poros, está lleno de aire. El volumen de este último es igual a la diferencia entre el volumen del agua correspondiente al relleno total de los poros con agua y el volumen del agua contenido en la roca:

$$V_a = \frac{\omega_n \gamma_D}{\gamma_w} - \frac{\omega \gamma_D}{\gamma_w}$$

Si sustituimos ω_n por $\frac{e \gamma_w}{\gamma_s}$, la fórmula adquiere el aspecto:

$$V_a = \left(\frac{e}{\gamma_s} - \frac{\omega}{\gamma_w} \right) \gamma_D$$

La humedad de las rocas arenosas y arcillosas en condiciones de yacencia natural, puede variar mucho. Así, por ejemplo, la humedad natural de la arena en la zona de aereación, algunas veces alcanza de 4-5 %, en la zona de saturación y humedecimiento capilares de 27-30 %; la humedad de la arena de grano fino y muy fino, en esta zona puede ser de 35-40 %. La humedad natural de las rocas arcillosas varía grandemente. Así, por ejemplo, en sedimentos arcillosos recientes de lagos y mares, alcanza del 80-90 % y más, en rocas arcillosas con poco o moderado grado de litificación (arcillas, arcillas compactas), varía desde 12-15 % hasta 50-60 %, y en las rocas con alto grado de litificación, disminuye hasta 3-5 %.

La humedad natural de las arenas en otras condiciones geológicas semejantes, varía en dependencia de la composición granulométrica, de la existencia de mezclas de partículas arcillosas y orgánicas, y de la compactación de la estructura. La humedad natural de las rocas arcillosas depende de su grado de dispersión, es decir, de la cantidad de arcilla, de la composición mineral de la parte finamente dispersa, de la capacidad de absorción y de la composición de los cationes de intercambio, de las impurezas orgánicas y de su grado de litificación.

Como se ha señalado, en dependencia de la humedad, las rocas se pueden subdividir en rocas absolutamente secas (en condiciones de laboratorio), secas por el aire, poco húmedas y saturadas con agua. Para caracterizar el grado de saturación de las rocas con agua se utiliza el coeficiente de saturación, que expresa la relación de la humedad natural con su total higroscopicidad (capacidad acuífera), es decir:

$$G = \frac{\omega}{\omega_n}$$

o sustituyendo ω_n por la expresión correspondiente obtenemos:

$$G = \frac{\omega \cdot \gamma_s (1 - n)}{n} \quad \text{ó} \quad G = \frac{\omega \gamma_s}{e \gamma_w}$$

El coeficiente de saturación con agua se expresa en fracciones de unidad, su valor oscila entre 0 y 1. En dependencia de la magnitud del coeficiente de saturación con agua, las rocas se pueden subdividir en poco húmedas (0-0,5), húmedas (0,5-0,8) y saturadas (0,8-1,0). El coeficiente de saturación es una característica muy importante. Considerando este coeficiente y las normas y reglas de construcción se seleccionan las presiones normales sobre las rocas arenosas.

La magnitud del coeficiente de saturación con agua caracteriza también la composición física de las rocas areno-arcillosas. Aquí hay que diferenciar los casos siguientes:

- Para $G = 0$; la roca está absolutamente seca, se compone de dos fases; sólida (esqueleto) y aire. Dichas rocas se pueden obtener solamente en el laboratorio por medio del secado con el termostato a una temperatura de 105-110°, hasta que su peso sea constante.
- Para $G = 0 - 0,1$, la roca ha sido secada por el aire y se compone de tres fases, a saber: sólida (esqueleto), aire que rellena los poros y agua físicamente relacionada absorbida en la superficie de las partículas. El contenido de dicha agua depende de la humedad del aire y de la higroscopicidad de la roca. Dichas rocas se encuentran en la zona de aereación. En el laboratorio estas rocas se pueden obtener secándolas con aire. Las rocas arenosas secadas con aire —friables, movedizas y arcillosas— se caracterizan por una gran solidez, relación y dureza.
- Para $G = 0,1 - 0,5$, la roca es poco húmeda, se compone de tres fases: sólida, agua físicamente relacionada en la superficie de las partículas que rellenan muy poco los poros de la roca, y aire. Dichas rocas se encuentran en la zona de aereación, y algunas veces en la zona de humectación capilar. Las rocas arenosas poco húmedas tienen coherencia aparente, la cual desaparece rápidamente durante la evaporación del agua. Las rocas arcillosas suelen encontrarse en estado sólido, semisólido o poco plástico. La solidez de dichas rocas generalmente es muy alta.
- Para $0,5 < G < (0,8 - 0,95)$, la roca está húmeda o muy húmeda, consta de dos fases: sólida (esqueleto), agua que rellena sus poros y aire absorbido en la superficie de las partículas, o comprimido en los poros. Estas rocas están ampliamente distribuidas en diferentes zonas. La densidad y la dureza de las rocas arcillosas que tienen este coeficiente de saturación, dependen de su grado de litificación. Las rocas con un alto grado de litificación, aunque su coeficiente de

saturación pueda aproximarse a la unidad, poseen una alta dureza y se encuentran en estado sólido, semisólido o poco plástico.

En las rocas que tienen poco grado de litificación, la coherencia y la solidez con magnitudes de saturación tan altas pueden estar reducidas, y disminuyen, principalmente, al alterarse su composición natural.

— Para $G = 1$ la roca está saturada con agua y se compone de dos fases: sólida (esqueleto) y agua que rellena totalmente los poros. Estas rocas están ampliamente distribuidas, en la zona de saturación capilar o bajo el nivel de las aguas subterráneas. La solidez de dichas rocas se determina fundamentalmente por su grado de litificación.

Consistencia de las rocas arcillosas

Una característica muy importante del estado físico de las rocas arcillosas es su consistencia. Este último término se utiliza fundamentalmente para las rocas arcillosas que con una u otra humedad bajo la acción de esfuerzos externos, adquieren cierta movilidad (deformación) y pueden ocupar una posición intermedia entre los cuerpos fluidos o viscoso-fluidos y sólidos. El grado de movilidad de las partículas arcillosas con cierta humedad, o más exactamente, el grado de movilidad de las partículas componentes de estas rocas bajo la acción de los esfuerzos externos, es lo que caracteriza su consistencia, la cual depende de la viscosidad de la roca, es decir, de la resistencia interna al traslado de sus partículas.

Con una viscosidad $\eta > \infty$, la roca adquiere consistencia semi-sólida o sólida, con $\eta \rightarrow 0$ se torna fluida. La viscosidad y la consistencia de las rocas se manifiesta solamente durante su deformación. Por consiguiente, el estado físico de las rocas arcillosas, al igual que el de las rocas duras y semiduras, depende de su estado de tensión. Actualmente, aún no se han elaborado los métodos para determinar el estado de las rocas arcillosas en dependencia de su estado de tensión.

El grado de deformación de las rocas, generalmente varía de manera considerable, al alterarse su composición natural. Como consecuencia de que, sobre las rocas arcillosas actúan enlaces estructurales, la perturbación de dichos enlaces provoca la disminución de la solidez, aunque la magnitud de la humedad natural no varíe. Todo esto demuestra que al caracterizar y valorar el estado físico de las rocas arcillosas hay que considerar tanto su humedad, como su composición. Actualmente la consistencia se divide en tres formas fundamentales: fluida, plástica y sólida, que se muestran en la tabla 7.6.

Generalmente, en la práctica ingeniero-geológica la consistencia de las rocas se caracteriza por poseer determinada humedad. Esta humedad suele denominarse límite de consistencia.

Los límites más importantes para determinar el estado físico de una roca arcillosa es el límite de fluidez y el límite de plasticidad.

Tabla 7.6 Forma de la consistencia de las rocas arcillosas

Consistencia	Estado de la consistencia	Denominación según SNIP II B. 1962	Índices de la consistencia	Límites de la consistencia
FLUIDA	Líquido fluido	Fluido	La roca se desmembra en capas finas bajo la acción de su propio peso	
	Viscoso fluido	Fluido-plástico	La roca se desmembra en capas gruesas bajo la acción de su peso	Límite de fluidez
PLASTICA	Pegajoso plástico	Plástico-blando	La roca por la influencia de una fuerza externa, adquiere fácilmente diferentes formas y las mantiene aún después de eliminarse los esfuerzos, sin alterar su volumen, pero adhiriéndose a cuerpos extraños	Límite de pegajosidad
	Viscoso plástico	Poco plástico	La roca bajo la acción de una fuerza externa adquiere diferentes formas y la conserva aún después de eliminarse los esfuerzos, sin alterar su volumen y sin adherirse a cuerpos extraños	Límite de la plasticidad
	Semi-sólido	Semi-sólido	La roca bajo la acción de una fuerza externa después de las deformaciones plásticas, se agrieta, se altera su continuidad, ocurre la destrucción plástico-frágil	Límite de reducción del volumen de la roca durante su secamiento
	Sólido	Sólido	La roca bajo la acción de fuerzas externas y después de las deformaciones elásticas, se fragiliza, se rompe y se altera su continuidad	

El límite de fluidez corresponde a la humedad que al sobrepasar un poco la de la roca arcillosa de composición alterable, pasa del estado plástico al fluido y se convierte en un líquido viscoso. El límite de plasticidad corresponde a la humedad, con la cual la roca arcillosa de composición alterable, pasa del estado semisólido al plástico. Entre los límites de fluidez y plasticidad, las rocas arcillosas, generalmente, se encuentran en estado plástico, es decir, que bajo la acción de una fuerza externa pueden adquirir diferentes formas y conservarlas aún después de eliminar dicha fuerza sin alterar su volumen.

El intervalo de la humedad, en el cual la roca arcillosa se encuentra en estado plástico, se llama número de plasticidad. Mientras mayor sea este, más plástica será la roca. Este número caracteriza considerablemente la capacidad arcillosa de la roca, por eso se utiliza para una clasificación aproximada de las rocas, fundamentalmente las del Cuaternario. Si el número de plasticidad excede el 17 %, entonces la roca es muy plástica y se clasifica como arcilla; si el número de plasticidad es igual de 7-17 %, la roca es semiplástica; si dicho número es de 1-7 %, la roca es poco plástica, es decir, es un suelo poco arcilloso. Pero, a veces, dicha clasificación no coincide con la de las rocas arcillosas según su composición granulométrica, pues la plasticidad de estas puede aumentar o disminuir también en dependencia de la composición mineral de la parte finamente dispersa, del contenido diferente de partículas limosas, orgánicas, sales, etcétera.

Las investigaciones realizadas recientemente han demostrado que la plasticidad de las rocas arcillosas depende, fundamentalmente, de la composición mineral de su parte finamente dispersa. Las rocas montmoriloníticas arcillosas siempre son más plásticas que las hidromicáceas, y estas últimas, generalmente, son más plásticas que las caoliniticas. Además, la plasticidad de las rocas arcillosas depende también de la composición de los cationes de intercambio y de la capacidad de absorción. Entre los iones monovalentes, una mayor influencia ejercen el Na⁺ y el Li⁺, por eso el Na⁺ en las arcillas siempre las hace más plásticas que el Ca⁺². Los cationes de intercambio ejercen gran influencia sobre la variación del límite de fluidez y del número de plasticidad, mientras que el límite de plasticidad está limitado a variaciones menores, según el tipo de arcilla.

Todo lo anteriormente expuesto se puede ilustrar con los datos de las tablas 7.7 y 7.8, en las cuales se muestran los resultados de experimentos realizados por el investigador norteamericano Grimm, acerca de que, sobre la magnitud de la plasticidad, influye también la composición y la mineralización del agua que satura la roca. Si aumenta la concentración de la solución, disminuye el grosor de las capas de hidratos alrededor de las partículas y disminuye la plasticidad de las rocas, y por el contrario, si la concentración de las soluciones sobre la plasticidad se manifiesta solamente en

las rocas con una alta actividad físico-química (rocas montmoriloníticas).

Las rocas no activas, en el sentido físico-químico, reaccionan muy poco ante los cambios en la mineralización del medio. Pero la influencia fundamental que determina la naturaleza de la plasticidad de las rocas arcillosas la ejerce la composición mineral de la parte finamente dispersa (arcillosa) y su activa acción mutua con el agua (capacidad hidrófila).

La relación entre la composición de las rocas arcillosas, sus propiedades químico-coloidales y la plasticidad se expresa por el índice de actividad coloidal (según Skempton). Este índice caracteriza el contenido relativo de los minerales con diferente actividad químico-coloidal, en la parte finamente dispersa de la roca arcillosa.

Dicho índice se determina por la relación:

$$A_k = \frac{\omega_L - \omega_P}{M_c} = \frac{I_P}{M_c}$$

donde:

A_k: índice de actividad coloidal.

ω_L: límite líquido, en por ciento.

ω_P: límite plástico, en por ciento.

M_c: contenido de partículas arcillosas (menor que 0,002 mm) en la roca, por ciento.

I_P: índice de plasticidad, en por ciento.

Según la magnitud del índice A_k, las rocas arcillosas se subdividen en tres grupos:

- A_k > 1,25, rocas de alta actividad coloidal (arcillas hidrófilas muy activas generalmente montmoriloníticas).
- 1,25 > A_k > 0,75, rocas de mediana actividad coloidal (arcilla poco activa).
- A_k < 0,75, rocas con mínima actividad coloidal (arcillas inactivas poco hidrófilas, generalmente caoliniticas).

En cada roca arcillosa de composición alterada, con una humedad muy determinada, posee cierta consistencia, los límites de esta última característica son magnitudes más o menos constantes. Si comparamos la humedad natural de la roca con la humedad característica que corresponde a los límites de consistencia, entonces se puede obtener una idea general sobre su estado. Así, por ejemplo, si ω > ω_p, entonces la roca arcillosa, después de alterarse su composición natural debe convertirse en una roca fluida, si ω_L > ω > ω_p, entonces es plástica, y si ω_p > ω es entonces semisólida.

Tabla 7.7 Influencia de la mineralización de las aguas en la plasticidad de las arcillas

Preparación de las muestras	Concentración de sales solubles de solución normal	Límite líquido %		Límite plástico %		Índice de plasticidad %	
		Caolinita	Montmorilinita	Caolinita	Montmorilinita	Caolinita	Montmorilinita
Sustitución en agua destilada	Agua destilada	55	110	33	55	22	55
Saturación Na ⁺	3.0	54	77	33	47	21	30
	0.5	58	117	33	49	25	68
	0.01	62	314	33	50	24	264
Saturación Ca ⁺²	3.0	53	83	38	45	15	38
	2.16	59	82	35	47	24	36
	0.5	56	95	37	55	19	40
	0.36	58	99	36	53	22	46
	0.06	66	106	35	54	31	52
	0.01	61	98	37	55	24	44
Saturación Na ⁺ Ca ⁺²	3.0	51	66	34	44	17	22
	0.5	57	109	35	50	22	59
	0.01	58	117	36	52	22	60

Tabla 7.8

Tipos de arcillas según su composición mineral	Límite de fluidez, %						Límite de plasticidad, %						Número de plasticidad, %						
	Na ⁺	K ⁺	Li ⁺	NH ₄ ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Na ⁺	K ⁺	Li ⁺	NH ₄ ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Na ⁺	K ⁺	Li ⁺	NH ₄ ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	
MONTMORILONÍTICA																			
Estado Mississippi	344	161	638	214	166	158	93	57	80	75	65	59	281	104	558	139	101	99	
Estado Arizona	443	125	565	114	155	199	89	57	59	75	65	51	354	98	506	39	90	148	
South Dakota	700	297	600	323	177	162	97	60	60	60	63	53	603	237	540	263	104	109	
Illinois	280	108	292	140	123	138	86	76	82	74	79	73	194	32	210	66	44	65	
HIDROMICACEA																			
Illinois	61	81	68	82	20	83	34	43	41	42	40	39	27	38	27	40	50	44	
Ohio	59	72	63	60	69	71	34	40	38	37	36	35	25	32	25	23	33	36	
Illinois	75	72	89	76	100	98	41	41	40	39	42	43	34	31	49	37	58	55	
CAOLINÍTICA																			
Illinois	52	69	67	75	73	60	26	38	33	34	36	30	26	31	34	41	37	30	
Georgia	29	35	37	35	34	39	28	28	28	28	26	28	1	7	9	7	8	11	

Por consiguiente, las rocas arcillosas en condiciones de yacencia y composición naturales, puedan diferenciarse considerablemente de las mismas rocas de composición alterada o de las arcillas preparadas en el laboratorio, mediante la trituración de la roca arcillosa con agua. Por eso, al valorar la consistencia de la roca arcillosa en condiciones de yacencia natural, es necesario tener en consideración esta situación. Según las normas y reglas de proyecto de las bases naturales de obras y edificios (SNIP II B.1.62) para obtener una idea general acerca del estado de las rocas arcillosas en condiciones de yacencia natural, hay que determinar el índice de consistencia β :

$$\beta = \frac{\omega - \omega_P}{I_P}$$

En esa expresión vemos que β tiene valor negativo para rocas cuya humedad natural es menor que el límite de plasticidad, es decir, que el de las rocas en estado sólido. Cuando la humedad de la roca se encuentra entre el límite de plasticidad y el de fluidez, entonces el valor β varía respectivamente desde 0 hasta 1. Si la humedad natural excede el límite de fluidez, entonces el índice de consistencia es mayor que 1 (tablas 7.9 y 7.10).

Una característica cómoda del estado de las rocas arcillosas es el índice de su consistencia relativa D_k .

$$D_k = \frac{\omega_L - \omega}{\omega_L - \omega_P} = \frac{\omega_L - \omega}{I_P}$$

Si la humedad natural de la roca es mayor que el límite de fluidez, entonces D_k tiene valor negativo y la roca respectivamente tiene una dureza y una densidad pequeñas, y cuando se perturba

Tabla 7.9 Estado físico y consistente de las rocas arcillosas según composición alterada de las muestras con su límite de plasticidad

Escala de humedad	Estado físico después de alterar la muestra	Relación con la humedad	Consistencia de la roca después de la alteración del estado natural
ω_L	Fluido	$\omega > \omega_L$ $\omega_L \approx \omega_L$	Líquida Viscosa
ω_0	Plástico	$\omega_L > \omega > \omega_P$	Líquida plástica Viscosa plástica
ω_P	Semisólido	$\omega_P \approx \omega$	Semisólida
ω_s	Sólido	$\omega_P > \omega$	Sólida

la composición natural se encuentra en estado de fluidez. Si la humedad natural es menor que el límite de plasticidad, entonces D_k excede la unidad y caracteriza el estado sólido de la roca. El índice de consistencia y la consistencia relativa están relacionados entre sí por la dependencia:

$$D_k = 1 - \beta$$

V. A. Priklnsky propuso para determinar el grado de compactación natural de las rocas arcillosas, comparar los coeficientes de porosidad de la roca en condiciones de yacencia natural, con los valores de este coeficiente, los cuales corresponden a sus estados característicos, es decir, a los límites de plasticidad, y además calcular el coeficiente de solidificación natural K_d .

$$K_d = \frac{e_T - e_0}{e_T - e_P}$$

La magnitud K_d tiene el mismo sentido que el índice de consistencia relativa. Si K_d es menor que cero, la porosidad natural de la roca será mayor que la porosidad que corresponde al límite de fluidez. Estas rocas no son compactas. La magnitud negativa de K_d es característica de las rocas y sedimentos arcillosos en sus etapas iniciales de formación (limos marinos y lacustres). Si K_d es mayor que cero, pero menor que la unidad, entonces la porosidad natural de la roca es igual a los valores de la porosidad que corresponda a los límites de fluidez y de plasticidad. Dicha magnitud es característica de la mayoría de las rocas arcillosas no metamórficas que yacen a poca profundidad en zonas no dislocadas. Son rocas de compactación media.

Si K_d excede la unidad, entonces la porosidad natural de la roca es menor que la porosidad correspondiente al límite de plasticidad. La magnitud K_d mayor que la unidad, es característica de las rocas muy compactas.

Tabla 7.10 Estado de las rocas arcillosas según el índice de consistencia (SNIP II. B. 1.62)

Estado de la roca	Índice de consistencia
Fluido	1
Viscoso-fluido, fluido-plástico	0,75 - 1,0
Plástico-pegajoso, plástico-blando	0,5 - 0,75
Viscoso-plástico, poco plástico	0,25 - 0,50
Semisólido	0 - 0,25
Sólido	0

Para determinar la influencia de la alteración de la composición natural y de las uniones estructurales de las rocas arcillosas sobre la consistencia y la dureza, se valora su sensibilidad. La medida de la sensibilidad (I_s) de las rocas arcillosas es la relación de la resistencia a la compresión uniaxial (o a la resistencia cortante) de la roca de composición natural, a la resistencia de la roca con igual humedad, pero de composición alterada.

$$I_s = \frac{R_{com \text{ nat}}}{R_{com \text{ per}}}$$

donde:

I_s : índice de sensibilidad de la roca

$R_{com \text{ nat}}$

y $R_{com \text{ per}}$: son respectivamente las resistencias a la compresión uniaxial de las composiciones natural y alterada.

Para la mayoría de las rocas arcillosas la magnitud I_s se encuentra dentro de los límites de 2-4, para las arcillas; este índice se mide en decenas y hasta en centenares de unidades.

Densidad de las arenas

Al valorar el estado físico de las arenas se determina el grado de densidad, que en Ingeniería Geológica se caracteriza por el coeficiente de densidad relativa. Numéricamente, este coeficiente se determina por la proporción siguiente:

$$I_d = \frac{e_{max} - e_0}{e_{max} - e_{min}}$$

donde:

e_{max} : coeficiente de porosidad de la arena de composición friable (se determina echando arena seca friable en el cilindro de medición).

e_0 : coeficiente de porosidad de la arena de composición natural.

e_{min} : coeficiente de porosidad de arena de composición más compacta (se determina presionando hasta el volumen constante).

Si e_0 , e_{max} y e_{min} se expresan con la porosidad n , entonces la fórmula adquiere el aspecto:

$$I_d = \frac{(n_{max} - n)(1 - n_{min})}{(n_{max} - n_{min})(1 - n)}$$

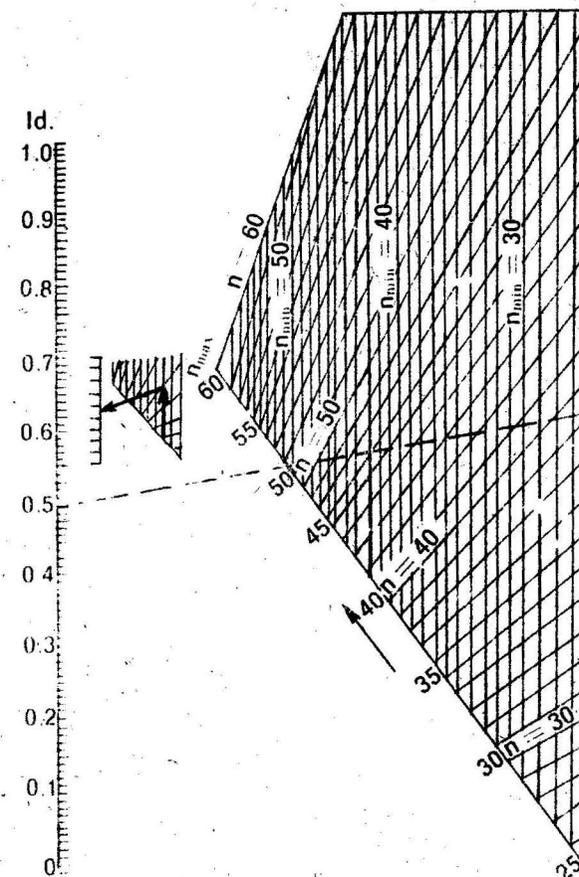


Fig. 7.2. Nomograma para calcular el coeficiente de densidad relativa para las rocas arenosas, ejemplo: dado $n_{min} = 25\%$ (por la vertical), $n = 40$ (línea inclinada) $n_{max} = 50\%$, uniendo el punto de intersección $n_{min} = 25 - n = 40$ con $n_{max} = 50$ obtendremos I_d en la escala, donde $I_d = 0,5$.

Para calcular el coeficiente de densidad relativa se emplea el nomograma siguiente (figura 7.2).

Según su densidad, las arenas se dividen en: densas ($I_d: 0,66 - 1$); algo densas ($I_d: 0,33 - 0,66$) y friables ($I_d: 0 - 0,33$). Para tener una idea sobre la base de obras o en el cuerpo de obras de tierra se utiliza el coeficiente de compactación de las arenas U , el cual se calcula por la fórmula:

$$U = \frac{e_{max} - e_{min}}{e_{max}}$$

El coeficiente de compactación varía desde 0-1 mientras más aproximado está a la unidad, mayor capacidad de compactación tendrá la arena.

7.2 Propiedades acuíferas

Las principales propiedades que determinan la relación de las rocas arenó-arcillosas con el agua son:

- Estabilidad al agua.
- Higroscopicidad.
- Capilaridad.
- Permeabilidad.

Para realizar la valoración ingeniero-geológica estas propiedades tienen una enorme importancia, pero la función de cada una de ellas es diferente, lo cual depende de la composición de las rocas, y generalmente del tipo y objetivo de las obras que se construyen en estas rocas.

Estabilidad al agua

La determinación de la estabilidad al agua tiene mucha importancia para valorar las rocas arcillosas. Las rocas que contienen fracciones arcillosas poseen la propiedad característica de hincharse en el agua bajo ciertas condiciones. El hinchamiento es el proceso en el que aumenta el volumen de la roca durante su humedecimiento. La capacidad de hinchamiento está relacionada con el carácter hidrófilo de los minerales arcillosos que contienen la roca y con su gran superficie específica.

El hinchamiento es el resultado de la hidratación de la roca y está relacionado fundamentalmente con la formación, en la roca, de una cantidad máxima de agua físicamente cohesionada. Las capas de agua cohesionada, que se forman alrededor de las partículas coloidales y arcillosas, disminuyen la fuerza de cohesión entre ellas, alejan las partículas unas de otras y provocan el aumento de volumen de la roca. En dicho proceso de hinchamiento ocurre la cohesión de la roca y la disminución de su solidez.

Los factores más importantes del hinchamiento son: la composición mineral de las rocas; la composición granulométrica; la composición de los cationes de intercambio; la magnitud de la humedad inicial; la estabilidad de las cohesiones en la roca; el carácter de la textura y la concentración de la solución que actúa sobre la roca.

Una enorme influencia ejerce la composición mineral de la fracción arcillosa sobre el hinchamiento de las rocas arcillosas. Los minerales del grupo de la montmorilonita, los cuales poseen una red cristalina móvil, tienen una magnitud de hinchamiento incomparablemente mayor que la de los minerales con red cristalina rígida (por ejemplo, los del grupo de la caolinita). Las moléculas de agua al hacer contacto con las partículas de montmorilonita, forman agua relacionada, no solamente en la superficie de las partículas, sino que también penetran libremente entre los paquetes de

la red cristalina provocando su alejamiento y un hinchamiento más intenso de la roca. Es necesario tener en consideración la situación siguiente: en dependencia de la composición mineral, varía la dispersión de las rocas, lo que también influye sobre la intensidad del hinchamiento.

El grado de dispersión o la composición granulométrica también influyen mucho sobre el hinchamiento de las rocas. Los suelos arenosos generalmente no se hinchan o lo hacen muy poco. El hinchamiento de los suelos arcillosos y de las arcillas, aumenta a medida que aumenta el contenido de partículas arcillosas y fundamentalmente las coloidales. Según los datos de experimentos realizados por algunos investigadores soviéticos, las rocas arcillosas que poseen densidad y humedad inicial iguales, pero diferente contenido de fracciones arcillosas, aumentan de la forma siguiente, en dependencia del contenido de fracciones arcillosas: al aumentar el contenido de fracciones arcillosas de 1,5-88 %, la magnitud del hinchamiento aumenta también desde 0 a 37 %. Al incrementarse la dispersión de las rocas, además de la magnitud del hinchamiento, aumenta también el tiempo necesario para alcanzar la magnitud máxima del hinchamiento (figura 7.3).

Sobre el hinchamiento influye grandemente la composición de los cationes de intercambio. Según la capacidad que tengan los cationes de provocar el hinchamiento, estos se disponen en el orden siguiente:

$Li > Na > K > Mg > Ca > Ba > Al > Fe$

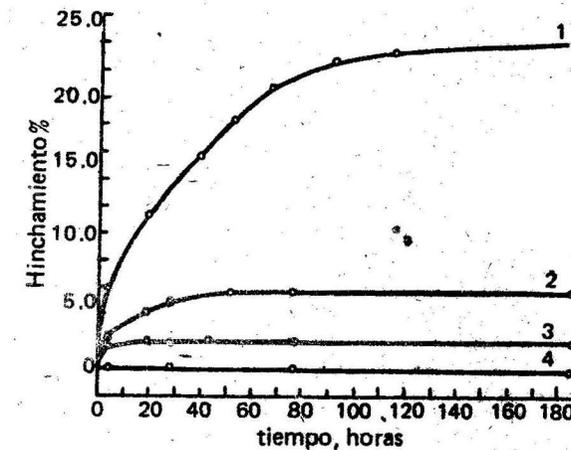


Fig. 7.3. Hinchamiento de algunos tipos de rocas arcillosas y de arenas cuarzosas con fracciones muy finas: 1, bentonita orgánica; 2, arcilla cámbrica; 3, caolinita; 4, partículas areno-cuarzosas de fracciones muy finas.

El hinchamiento máximo es provocado por los cationes monovalentes; el mínimo, por los trivalentes. Las arcillas sódicas (bentoníticas) se hinchan casi doce veces más que las arcillas ricas en hierro y diez veces más que las arcillas cálcicas. Fundamentalmente aumenta de forma brusca el hinchamiento, cuando los cationes bivalentes son sustituidos por los monovalentes.

Sobre la magnitud de hinchamiento influye mucho la humedad inicial de las rocas. Numerosas investigaciones han demostrado que a medida que aumenta este índice, disminuye la capacidad de la roca a hincharse. Así, por ejemplo, muestras de rocas arcillosas con una humedad inicial de 6,2 % tienen una magnitud de hinchamiento de 17,4 % y con una humedad inicial de 13 % o sólo 5 % (figura 7.4).

Es de gran interés la regularidad de hinchamiento de las rocas arcillosas con diferente humedad inicial en el tiempo. Mientras menor es la humedad de la muestra, mayor será el tiempo de duración del proceso de hinchamiento. Así, en un suelo con humedad óptima (ω_0), el proceso de hinchamiento concluye al cabo de 20 horas y en un suelo de $\omega = 0,78$ dura más de 100 horas. Por consiguiente, el hinchamiento de los suelos más húmedos transcurre a mayores velocidades.

Un cambio periódico en la humedad, influye mucho sobre el hinchamiento de los suelos. Los experimentos verifican que durante el humedecimiento y secado por ciclos de las muestras arcillosas, en cada ciclo de humedecimiento-secado aumenta tanto el grado de hinchamiento, como la presión del hinchamiento.

La magnitud de hinchamiento de las rocas arcillosas depende del carácter de su composición. Al aumentar la densidad de las muestras de rocas arcillosas, aumentan también el grado de hinchamiento y la presión del mismo (en otras condiciones idénticas). Las relaciones de cementación estables, por lo general detienen el hinchamiento, son muy estables, la roca puede perder su capacidad

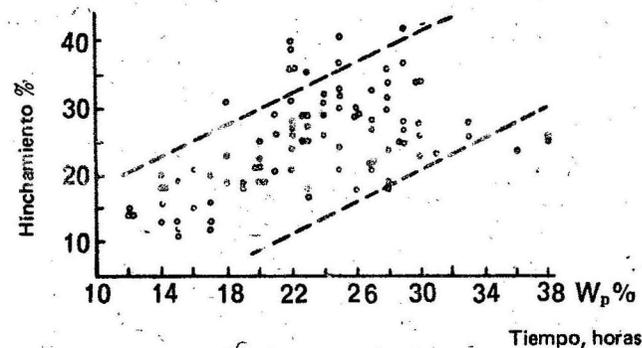


Fig. 7.4. Dependencia entre la humedad de hinchamiento de la arcilla de la mina Nelidovsk con la humedad (límite plástico).

de hinchamiento. La alteración de las relaciones estructurales, es decir, de la composición natural, contribuye a aumentar el hinchamiento. Por lo general, en las rocas que no tienen relaciones rígidas, la diferencia entre las magnitudes de hinchamiento con composición alterada es pequeña en unidades absolutas. En rocas de relaciones rígidas esta diferencia es notable.

Las rocas arcillosas estratificadas frecuentemente manifiestan anisotropía en el hinchamiento. Los experimentos han demostrado que en todas las rocas estratificadas el hinchamiento siempre es mayor en dirección perpendicular a la estratificación y al agrietamiento principal.

El proceso de hinchamiento, frecuentemente, tiene carácter osmótico y su causa es la diferencia en la concentración de las sales, en la solución de poros y en el agua que rodea a la roca. En el proceso de hinchamiento aumenta el espesor de las capas hidratadas en la superficie de las partículas arcillosas. Si la concentración de la solución exterior es menor que la concentración de la solución de poros, ocurre el hinchamiento. Esto es mucho más interesante, mientras mayor es la diferencia entre las concentraciones. Es evidente que el hinchamiento máximo ocurre en el agua destilada. Pero si la concentración de la solución externa es mayor que la concentración de la solución de poros, entonces en lugar de hinchamiento se puede observar un fenómeno inverso, es decir, la compresión de la roca, semejante a la que se observa durante su secamiento. Pero no siempre ocurre así. La capacidad de absorción no está totalmente neutralizada, entonces debido a las fuerzas de absorción puede ocurrir el hinchamiento. Es muy frecuente el hinchamiento con carácter de absorción osmótica. La magnitud del hinchamiento depende también del pH del medio ambiente. En la mayoría de los casos, se observa el hinchamiento máximo con un pH = 0,1 y pH = 13. El cambio del pH de 3 a 12 se refleja muy poco en la magnitud del hinchamiento. La magnitud de hinchamiento está determinada también por la magnitud de la carga aplicada sobre la roca. La deformación del hinchamiento disminuye a medida que aumenta la carga aplicada, la cual equivale a la presión de hinchamiento; la deformación del hinchamiento no se manifiesta.

Métodos para determinar y valorar el hinchamiento de las rocas

La capacidad de hinchamiento de una roca puede caracterizarse por: aumento del volumen de la muestra en por ciento del volumen inicial, humedad de la muestra hinchada o humedad de hinchamiento, magnitud de la presión que se desarrolla en la roca durante el hinchamiento. La magnitud de hinchamiento se determina con el aparato descubierto por A. M. Vasiliev, en muestras con $d = 5,8 \text{ cm}$ y una altura de 1 cm.

El humedecimiento de la muestra se realiza desde abajo. El hinchamiento se caracteriza por el aumento de la altura de la muestra en la parte central del anillo. Se pueden analizar muestras tanto de composición natural, como alterada. El estado de la muestra se determina en dependencia de los objetivos de la investigación. Para caracterizar el hinchamiento se utiliza agua destilada o agua de suelos naturales. Para caracterizar la variación del hinchamiento al variar las condiciones hidrogeológicas, hay que utilizar la solución arenosa correspondiente a las condiciones naturales. La humedad de la muestra hinchada, determinada después de concluido el proceso, será la *humedad de hinchamiento*. La magnitud del hinchamiento, generalmente se expresa en fracciones de unidad o en por cientos del volumen inicial de la muestra de roca según el incremento de la altura de la muestra como resultado del hinchamiento:

$$H = \frac{h_k - h_n}{h_n} \quad \text{o} \quad H_M = \frac{h_k - h_n}{h_n} \cdot 100 \%$$

donde:

h_k : altura de la muestra en el anillo del equipo después del hinchamiento.

h_n : altura de la muestra de la roca en el anillo del equipo antes del humedecimiento e hinchamiento.

H: hinchamiento relativo en fracciones de unidad.

H_M : magnitud del hinchamiento, en por ciento, de la altura inicial de la muestra.

Según las normas y reglas de construcción, a las rocas con capacidad de hinchamiento pertenecen también las rocas arcillosas, para las cuales:

$$\frac{e_0 - e_T}{1 + e_T} < -0,3$$

donde:

e_0 : coeficiente inicial de porosidad de la roca con composición y humedad naturales;

e_T : coeficiente de porosidad de la misma muestra que corresponde a la humedad en el límite de fluidez.

Pero, esa condición no siempre se cumple cuando se estudia la capacidad de hinchamiento de las rocas que tienen en su estructura una gran cantidad de partículas arcillosas representadas por el grupo de la montmorilonita.

La presión de hinchamiento, por lo general, se determina con equipos de compresión, vertiendo agua sobre la muestra de roca, por el mecanismo de retención o por la descarga de la roca con la condición de que dicha descarga se realiza en el agua. La intersección de la curva de descarga con la curva de compresión en el punto que corresponde a la magnitud del coeficiente inicial de porosidad, determinará la magnitud de la presión de hinchamiento. En las arcillas montmoriloníticas la presión de hinchamiento puede alcanzar 10-11 kg/cm^2 , en las hidromicáceas 3-5 kg/cm^2 y en las caoliníticas 0,5-2 kg/cm^2 .

La capacidad de ablandamiento es la que poseen las rocas de perder cohesión y convertirse en una masa friable con pérdida parcial o total de la capacidad de carga. Este fenómeno es consecuencia del debilitamiento, y algunas veces también de la disolución de las relaciones estructurales entre las partículas en el proceso de hidratación. La capacidad de ablandamiento es característica de las rocas dispersas y de las que poseen cemento disuelto o arcilloso.

El ablandamiento de las rocas al igual que el hinchamiento se determina por su composición químico-mineralógica y granulométrica, por las particularidades de estructura y textura, humedad inicial, composición y concentración de las soluciones que actúan en reciprocidad con la roca de las soluciones.

Sobre la velocidad y el carácter del ablandamiento, influye mucho la composición granulométrica que determina las características paramétricas de las rocas y por consiguiente, su permeabilidad. Sobre el ablandamiento influye bastante la existencia de fracciones limosas. Ninguna roca arcillosa limosa resiste el agua (exceptuando las que poseen enlaces rígidos de cementación).

Si la porosidad es pequeña, entonces la capacidad de ablandamiento de las rocas disminuye considerablemente al aumentar el contenido de partículas arcillosas. La capacidad de ablandamiento depende del carácter de la composición de las rocas. Las rocas macroporosas de fácil permeabilidad y con una relación estructural insignificante, se caracterizan por ser muy poco resistentes o totalmente irresistibles al agua. Y por el contrario, las rocas de poros finos, poco permeables y densas, se caracterizan por una menor resistencia al agua. Las rocas de composición alterada se distinguen por una menor resistencia al agua en comparación con las rocas de composición natural. La existencia de carbonatos de yeso y humus en las rocas, contribuye a un ablandamiento más rápido. La existencia de macro y microgrietas en las rocas también acelera el proceso de ablandamiento.

Una enorme influencia sobre la capacidad de ablandamiento de las rocas cohesionadas, ejerce el valor de la humedad inicial. Las rocas secas, como regla, se ablandan mucho más rápidamente que las rocas saturadas de agua. Según los datos de una serie de investigaciones realizadas, para cada tipo de roca existe cierta hu-

medad "crítica", con la cual se puede tener una idea sobre la resistencia de las rocas al agua.

Si la humedad de las rocas es inferior a la crítica, las rocas se ablandan rápida e intensamente, y si la humedad es superior a la crítica, entonces las rocas, prácticamente, no se ablandan. En las arcillas montmoriloníticas la magnitud de la humedad crítica es igual al 50 % aproximadamente, y en las caolinitas, 25 %.

El ablandamiento de las rocas cohesionadas depende enormemente de la composición de los cationes de intercambio. Numerosos experimentos realizados muestran que las rocas arcillosas saturadas por los cationes monovalentes, primeramente se hinchan mucho y después se extienden por la suspensión. Generalmente, las muestras saturadas de Mg se destruyen más que las muestras que contienen Ca en el complejo de absorción, el cual generalmente sólo se cubría por las grietas y se destruía no más del 10 %. Las rocas saturadas por cationes trivalentes (Fe^{+3} , Al^{+3}) manifestaron una resistencia al agua mucho mayor.

La concentración de la solución en que ocurre el ablandamiento, influye también sobre la intensidad y la velocidad de este proceso; en agua con una concentración elevada, el ablandamiento transcurre más lentamente y hasta puede no ocurrir.

La capacidad de ablandamiento de las rocas se valora por:

- La duración del ablandamiento.
- El carácter y el grado de destrucción de la muestra.
- La humedad final de la muestra ablandada, la cual se denomina: humedad de ablandamiento.

El ablandamiento se estudia en muestras con forma de cubo de aristas de 5 ó 7 cm. Dicho cubo se coloca sobre la red y se cubre con el agua. La concentración de sales en dicha agua depende de la forma en que se encuentre la roca en condiciones naturales. Después se observa el carácter del ablandamiento de la muestra, indicando el tiempo de las observaciones. La conclusión definitiva se puede tomar basada en las observaciones realizadas en un periodo muy largo, con la condición de que la muestra no se ablande durante el transcurso del primer día. En la práctica ingeniero-geológica se estudian con bastante frecuencia los fenómenos de hinchamiento de las rocas arcillosas. Así, por ejemplo, al valorar la estabilidad de los taludes, tanto artificiales como naturales, formados por rocas arcillosas, el hinchamiento de las rocas en la parte inferior del talud, provoca, generalmente, su inestabilidad y posterior deslizamiento. Al excavar trincheras grandes, por ejemplo, para edificios de estaciones hidroeléctricas, en las rocas arcillosas con frecuencia se hincha el fondo de la trinchera. En la práctica de construcción han existido casos en que se han destruido obras ya edificadas a causa de que la carga del peso de la obra es mucho menor que la presión de hinchamiento de la roca en la

base de la obra. Cuando el agua penetra por debajo de la obra provoca su asentamiento "negativo" debido al hinchamiento de las rocas. Dicha penetración del agua puede ocurrir por la mala regulación del drenaje superficial, por daños en las tuberías, alcantarillado, etc. El proceso de ablandamiento, generalmente acompaña al proceso de hinchamiento; pero el primer proceso mencionado se localiza en una zona superficial limitada. Al mismo tiempo, este proceso tiene un desarrollo cíclico; el derrubio de las rocas ablandadas produce los afloramientos de las rocas no alteradas, las que a su vez comienzan a someterse a los procesos de ablandamiento, etcétera.

A diferencia del ablandamiento (acción del agua tranquila) hay que señalar también la capacidad de erosión de las rocas (capacidad de resistencia que posee la roca de resistir la acción del agua móvil). Para caracterizar la capacidad de erosión se utilizan dos índices: la velocidad de erosión (o velocidad crítica) de la corriente y la intensidad de erosión, es decir, la relación del grosor medio de diferentes capas de suelo a dicha velocidad de erosión con la duración de este. La primera magnitud se expresa en m/s o cm/s y la segunda en mm/min .

La capacidad de erosión de las rocas depende de los factores interaccionantes e interrelacionados, de los cuales son los más importantes la composición y el carácter de los enlaces estructurales de la roca.

Frecuentemente, las arcillas y suelos arcillosos sólo de Edad Cuaternaria y aún más antiguas que no se han ablandado con el agua, se erosionan durante la prolongada acción del agua corriente. Las rocas arenosas y de detritos grandes no relacionadas, se caracterizan por la ausencia de relaciones estructurales, y su capacidad de erosión, está determinada por la potencia hidráulica de las partículas.

Entre la capacidad de erosión de las rocas arcillosas y su capacidad de ablandamiento, existe una relación muy estrecha; en su mayoría, las rocas que se ablandan fácilmente se caracterizan por una alta capacidad de erosión. Pero algunas veces existen algunas irregularidades en este sentido, la magnitud de ella se utiliza para valorar los fenómenos erosivos de las orillas de embalses y estabilidad de los taludes de canales. Así, por ejemplo, entre los procesos que ocurren al erosionarse la costa de un embalse, predomina el proceso de corte de la parte inferior del talud. El carácter y la velocidad de corte de la pendiente en otras condiciones idénticas, dependen de la capacidad de erosión de las rocas que forman la parte inferior de la pendiente. Es harto conocido el hecho de que muchas situaciones iniciales del proyecto de un sistema de irrigación se determinan por la capacidad de erosión de las rocas que forman las paredes y taludes de los canales de irrigación.

El proceso de *asentamiento del suelo* es la disminución de su volumen como resultado de la eliminación del agua durante el seca-

miento o, al manifestarse los procesos físico-químicos (sinéresis, ósmosis). El asentamiento puede ocurrir tanto en condiciones subaéreas de evaporación del agua bajo la acción de las diferencias de temperaturas, como en condiciones subacuáticas bajo la influencia de los procesos de sinéresis y ósmosis.

La propiedad de asentamiento sólo es característica del suelo húmedo. Como resultado de este proceso, el suelo se densifica y después de secarse puede hasta solidificarse. La compactación del suelo arcilloso durante el asentamiento aumenta su resistencia a las deformaciones, pero la existencia de grietas que aparecen junto con el asentamiento, aumenta la permeabilidad y disminuye la estabilidad de la capa superficial del suelo de los taludes. En condiciones de clima tropical y seco, las grietas de asentamiento y en forma de cuña, destruyen el macizo de rocas arcillosas hasta una profundidad de varios metros. El mayor grado de asentamiento se manifiesta en las arcillas, y es menos característico para otras rocas cohesionadas. Al asentarse la roca no sólo se produce su compactación mecánica y el agrietamiento, sino que también se redistribuyen los componentes químicos disueltos en los suelos, lo que produce variaciones en el carácter de las relaciones estructurales de las partículas. Por eso, el asentamiento es un proceso físico-químico complejo; con frecuencia es posible observar que las grietas de asentamiento están cubiertas en su superficie por incrustaciones de hidróxido de Fe, carbonatos de Ca, Mg y otras sales. Las partes de la roca a través de las cuales se evapora el agua durante el asentamiento se enriquecen con sales y en muchos casos pueden adquirir gran solidez y resistencia al agua, pero al cristalizarse minerales, tales como el yeso, por el contrario, pueden desintegrarse de forma complementaria.

La magnitud del asentamiento depende de la composición químico-mineral de la roca y de su estructura y textura. Las investigaciones experimentales realizadas en asentamientos, demuestran que para las rocas arcillosas que se encuentran en idéntico estado, la magnitud del asentamiento será mayor en las montmorillonitas y menor en las caolinitas e hidrómicas. La magnitud del asentamiento de las rocas arcillosas depende mucho también de la porosidad y humedad iniciales: mientras mayor es la porosidad (humedad) mayor será el asentamiento. Los datos de infinidad de experimentos demuestran que el asentamiento de muestras de composición alterada es mucho mayor que el asentamiento de muestras con enlaces estructurales naturales si la humedad de las rocas es igual.

La influencia de los enlaces estructurales sobre el asentamiento del suelo se explica porque los enlaces estructurales naturales obstaculizan la compactación del suelo al producirse el asentamiento, mientras que en la pasta las partículas pueden desplazarse relativamente unas a las otras y formar un empaquetamiento más sólido.

El asentamiento de un suelo arcilloso húmedo con distribución regular de la humedad y la temperatura, no provoca ninguna interrupción en la continuidad. El asentamiento del suelo en caso de distribución irregular de la humedad y de la temperatura, provoca la formación de grietas

Higroscopicidad

La *higroscopicidad* de las rocas es la capacidad de contener y retener determinada cantidad de agua. En correspondencia con esta definición se distinguen rocas higroscópicas (arcillas, suelos arcillosos); medio higroscópicas y muy poco higroscópicas (suelos arenosos, arenas finas y limosas) y no higroscópicas (rocas gravosas y de cascajo, arenas de granos medianos, gruesos y muy gruesos). En cuanto a las rocas no higroscópicas solamente hablaremos de su capacidad acuífera, es decir, su capacidad de contener solamente cierta cantidad de agua.

En las rocas higroscópicas se observan: higroscopicidad total, capilar y molecular. A la higroscopicidad total corresponde la total saturación de la roca con agua, es decir, el relleno de todos sus poros. Comparando la humedad natural de la roca con la humedad correspondiente a la higroscopicidad total, podemos tener una idea del grado de saturación con agua.

A la higroscopicidad capilar no corresponde la saturación total de la roca con agua, sino la que solamente rellena los poros capilares. Como en las rocas arcillosas los poros son fundamentalmente capilares y subcapilares, en ellas la higroscopicidad capilar es igual o aproximada a la higroscopicidad total.

La higroscopicidad molecular es la capacidad de la roca de retener cierta cantidad de agua físicamente relacionada, es decir, del agua que no rellena las cavidades y poros, sino que solamente se encuentra en la superficie o en los espacios que se encuentran entre los paquetes de las partículas de roca en forma de capas hidratadas y solvatadas. Al ocurrir esto, la cantidad máxima de agua físicamente relacionada que puede retener la roca en la superficie de sus partículas, determina su higroscopicidad molecular máxima. El agua físicamente relacionada es retenida en las rocas por las fuerzas de absorción superficiales. Por eso, durante el desagüe libre del agua de las rocas arenosas saturadas, cierta cantidad de agua se queda y determina su higroscopicidad molecular máxima.

Durante la compactación de la roca arcillosa de bajo grado de litificación, saturada con agua, se elimina de ella cierta cantidad de agua, inicialmente de una forma relativamente rápida y fácil, y el proceso de compactación adquiere carácter libre. Si la humedad de la roca es igual a la higroscopicidad molecular máxima, la velocidad y el carácter de su compactación se altera bruscamente porque el agua físicamente relacionada se extrae con bastante dificultad. Basado en numerosas investigaciones es posible afirmar

que la higroscopicidad molecular máxima es uno de los índices más importantes de las propiedades de las rocas arcillosas, el cual sirve como medida de la variación de sus cualidades en proceso de disminución de la humedad durante la compactación.

De esa forma, al estudiar la higroscopicidad de las rocas arcillosas para valorar su estado y propiedades, es necesario determinar la higroscopicidad total y máxima. Estos índices, en cierto grado dependen de la composición de las rocas y caracterizan su capacidad hidrófila. Comparando las magnitudes de los índices señalados con la humedad natural, podemos informarnos no solamente sobre el grado de saturación con agua, sino también sobre la categoría predominante del agua (libre, inmóvil o físicamente relacionada).

La higroscopicidad total de las rocas arcillosas, generalmente, se determina por medio de cálculos, utilizando los datos de los índices de las propiedades físicas, es decir, peso específico, peso volumétrico y humedad.

La higroscopicidad molecular máxima de las rocas arcillosas se determina experimentalmente en una masa de suelo preparada al efecto, con una humedad algo más baja que la humedad en el límite de fluidez. La masa de suelo, con 5 cm de diámetro y 2 mm de alto se prensa a una presión de 65 kg/cm durante 10 minutos. La humedad de la muestra después del prensado da la magnitud de la higroscopicidad molecular máxima.

Más adelante se representan los valores aproximados de la higroscopicidad máxima molecular de las rocas arcillosas de diferente composición mineral:

- Arcilla montmorilonítica: $\omega_m = 44\%$.
- Arcilla hidromicácea: $\omega_m = 22\%$.
- Arcilla caolinítica: $\omega_m = 14\%$.

Como habíamos dicho anteriormente, de una roca arenosa, saturada con agua, no se puede extraer esta libremente, es decir, sólo la parte que se somete a la fuerza de gravedad y que no está relacionada por las fuerzas superficiales con las partículas de roca, y además no es retenida por las fuerzas capilares. La capacidad de las rocas arenosas, gravosas, eluviales y de otro tipo, de perder el agua que las satura al fluir libremente, caracteriza su coeficiente de almacenamiento. Evidentemente, dicha capacidad es característica solamente de las rocas poco o no higroscópicas. El coeficiente de almacenamiento es igual a la diferencia entre la higroscopicidad total (ω_n) y la molecular máxima (ω_m):

$$B = \omega_n - \omega_m$$

La magnitud del coeficiente de almacenamiento depende de la composición de las rocas y de la duración de su drenaje. Cierta

influencia ejerce también la temperatura del agua, la cual determina su viscosidad. La característica del coeficiente de almacenamiento de las rocas tiene una enorme importancia para resolver innumerables problemas prácticos, por ejemplo, determinar la posibilidad y valoración de su desecación durante la construcción de drenajes, cálculo del flujo de agua, etcétera.

Los valores promedios de la higroscopicidad molecular máxima se representan en la tabla 7.11.

De esa forma, para valorar el coeficiente de almacenamiento de las rocas arenosas hay que conocer su capacidad acuífera total y su higroscopicidad molecular mínima.

Tabla 7.11

Rocas	Higroscopicidad máxima molecular	Coficiente de almacenamiento
Arena de grano grueso y muy grueso	1,6	0,25 - 0,35
Arena de grano medio	2,0	0,20 - 0,25
Arena de grano fino	3,0	0,15 - 0,20

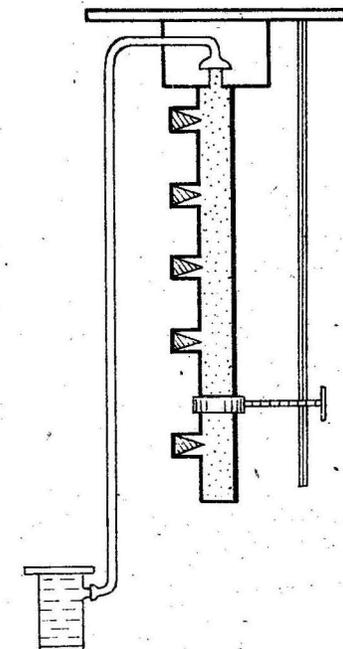


Fig. 7.5. Instalación para determinar la higroscopicidad máxima molecular de las rocas friables por el método de columnas altas.

La capacidad acuifera total de las rocas arenosas se determina en laboratorios, por el método de saturación. La muestra de arena seca se satura con el aire desde abajo hacia arriba con agua de una bureta, la cual permite calcular la cantidad de agua necesaria para saturar cierta cantidad de arena seca. La proporción del peso del agua con el de la arena seca permite calcular la capacidad acuifera total de la arena.

La higroscopicidad molecular máxima de las arenas se determina por las columnas altas. La columna alta es un tubo en cuya parte inferior hay una boquilla a la que se fija una manguera desde un depósito con presión. En este tubo, cada 10 cm, se encuentran orificios (figura 7.5) tapados con corchos. El tubo se llena con la arena, ocurriendo así la saturación de la arena desde abajo hacia arriba. Después de finalizar la saturación se cierra la manguera y el agua se elimina a través de la boquilla.

Después de finalizar el escurrimiento del agua se recogen las muestras de arena por los orificios del tubo. La magnitud promedio de la humedad determinada en los 3 orificios superiores dará la magnitud de la higroscopicidad molecular máxima. Generalmente, en la parte inferior hay una zona de humedad algo elevada, debido al incompleto escurrimiento del agua.

Además, es posible determinar la magnitud de la higroscopicidad molecular total y máxima en el campo, si existe un talud de filtración. La determinación de la humedad desde la zona de saturación hacia arriba, da la posibilidad de separar la zona de higroscopicidad total (zona de saturación) y la zona de higroscopicidad molecular máxima.

Capilaridad

Como es sabido se forma una zona capilar dentro de cuyos límites se observa una humedad elevada o la saturación de las rocas. Las rocas de grano fino, muy fino y arcillosas de la zona de humedecimiento capilar, por lo general, están totalmente saturadas, por eso se le puede llamar a esta "zona de saturación capilar".

Si la zona capilar alcanza la superficie de la tierra, entonces se forman los pantanos. Si las aguas capilares están próximas a la superficie se evaporan y en las zonas áridas, generalmente, ocurre la salinización de los suelos y de las rocas subyacentes, formándose salmueras.

Sobre la base de la manifestación de las fuerzas capilares yace la acción recíproca del agua y del aire con las partículas sólidas del suelo, lo cual se manifiesta en el humedecimiento de las últimas, en la formación de meniscos en los poros, y en otros fenómenos.

La subida del agua en la roca por los poros capilares se puede representar como el resultado de la acción de la fuerza de sustentación (Q) del menisco que se expresa con la fórmula:

$$Q = \frac{2a}{R}$$

donde:

a: tensión superficial del líquido.

R: radio de curvatura del menisco.

El radio de curvatura del menisco se encuentra en dependencia directa con el diámetro del capilar:

$$H_k = \frac{2a^2 \cdot \cos \theta}{r \cdot g \cdot \gamma_w}$$

donde:

r: radio del capilar.

θ : ángulo marginal del humedecimiento.

Por tanto:

$$Q = \frac{2a \cos \theta}{r}$$

Por consiguiente, la fuerza de sustentación del menisco es directamente proporcional a la magnitud de la tensión superficial y al ángulo marginal de humedecimiento, y es inversamente proporcional al radio del capilar del suelo. Como el ángulo marginal de humedecimiento caracteriza a las fuerzas de atracción molecular que existe entre el agua y las partículas del suelo, entonces podemos considerar que la fuerza de sustentación de los meniscos (o la magnitud del ascenso capilar en los suelos) depende de las fuerzas recíprocas de acción molecular que existen entre el agua y las partículas sólidas.

La fórmula de Laplace sirvió como base para deducir la ecuación con la cual se determina la altura del aumento capilar en los suelos:

$$H_k = \frac{2a^2 \cdot \cos \theta}{r \cdot g \cdot \gamma_w}$$

donde:

g: aceleración de la gravedad.

γ_w : densidad del líquido (para el agua $\gamma_w = 1 \text{ g/cm}^3$).

En caso de humedecimiento total de todas las partículas del suelo, es decir, cuando $\theta = 0$ y la densidad del líquido $\gamma_w = 1$, la ecuación es:

$$H_k = \frac{2 \cdot a^2}{r \cdot g}$$

y si sustituimos "a" y "g" por los valores numéricos correspondientes al agua, entonces tenemos:

$$H_k = \frac{0,15}{r} = \frac{0,3}{d}$$

Esta última ecuación es conocida como la fórmula de Fourier, la cual muestra que la altura del aumento capilar es inversamente proporcional al radio del capilar. Las alturas del aumento capilar, calculadas por esta fórmula, para arenas totalmente homogéneas, serán aproximadamente, iguales a las magnitudes experimentales y en el caso de arenas heterogéneas y rocas arcillosas, hay que introducir toda una serie de correcciones.

En la práctica de investigaciones ingeniero-geológicas, las propiedades capilares generalmente se caracterizan por la magnitud máxima del aumento capilar, la cual se mide en centímetros o en metros, y por tener cierta velocidad en el aumento capilar que, generalmente, es *cm/h*.

Sobre la velocidad y la altura del aumento capilar influyen innumerables factores. Los más importantes de ellos son la composición granulométrica y químico-mineralógica de los suelos, sus particularidades de estructura y textura, y también la composición de la solución acuífera. La altura y la velocidad del aumento capilar, dependen primeramente de la composición granulométrica de las rocas, ya que esta es la que determina el tamaño y el carácter de los poros. Al aumentar la dispersión, disminuye el tamaño de los poros en la roca, y respectivamente aumenta la altura del aumento capilar, y por el contrario, disminuye la velocidad de subida del agua. Este se comprueba por los datos de la tabla 7.12.

La altura del aumento capilar, en las arenas de grano medio, es de 0,15-0,35 *m*, en las de grano fino alcanza 0,35-1,0 *m*, en los suelos arenosos llega a 1-15 *m*; en los suelos arcillosos es de 3-4 *m*. En las arcillas el agua puede ascender a una altura de 8 *m*, en los loess, hasta 4 (en dos años). Por las investigaciones de V. V. Ojotin se ha comprobado que en las partículas arenosas mayores de 0,25 *mm* la altura del aumento varía en el orden siguiente:

mica > cuarzo redondeado > feldespato > cuarzo angular.

La altura del aumento capilar en las rocas, depende también del estado inicial de su humedecimiento. Está muy claro que las arenas secas tienen una menor capacidad de elevar el agua, que las arenas húmedas; la altura del aumento capilar en un suelo húmedo puede ser 3-4 veces mayor que en un suelo seco. Esta diferencia puede explicarse por la desigual capacidad de humedecimiento de las partículas minerales húmedas y secas.

La altura del aumento capilar está determinada, en cierto grado, por la composición de los cationes de intercambio, con todo eso, su influencia sobre la altura del aumento capilar en suelos de diferente composición granulométrica, es desigual. En caso de que la dispersión de las rocas sea relativamente pequeña (arenas limo-

Tabla 7.12 Altura capilar de las rocas areno-arcillosas

Tamaño de la fracción (d) mm	Diámetro medio mm	Porosidad %	Altura del aumento capilar cm		Tiempo necesario para alcanzar la altura máxima, en días
			Durante 24 horas	Durante 48 horas	
1 - 0,5	0,75	41,8	11,5	12,3	4
0,5 - 0,1	0,15	40,4	37,6	39,6	8
0,1 - 0,05	0,075	53,0	53,0	57,4	72
				Hasta la magnitud máxima	
				13,1	
				42,8	
				105,5	

sas, suelos arenosos y arcillosos), el aumento capilar aumenta al sustituirse los cationes que se añaden por los que se dispersan, por ejemplo, cuando Ca^{++} se sustituye por Na. La introducción de los cationes dispersos en suelos que contienen una considerable cantidad de partículas arcillosas (arcillas pesadas), no provoca el aumento, sino la disminución de la altura del aumento capilar. Esto se explica porque en el primer caso la dispersión de la fracción arcillosa contribuye a que una parte de los poros que no son capilares pase a los poros capilares; en el segundo caso, por el contrario, los poros capilares parcialmente se convierten en poros ultracapilares finísimos, los cuales no transportan el agua capilar ya que están ocupados por agua relacionada.

La influencia de los cationes de intercambio sobre la velocidad del aumento capilar es inversa a la influencia sobre la altura del aumento capilar. Los iones que se añaden aumentan la velocidad del aumento capilar y los iones que se disgregan, la disminuyen. Según datos de una serie de investigaciones, el tiempo en que se eleva el agua a una altura de 3 cm en un suelo saturado con diferentes cationes, oscila entre 2 minutos (en caso de saturación de las muestras por el Fe^{+3}) y 30 días (saturación por el Na^+).

Sobre la altura y la velocidad del aumento capilar influye también la composición química del agua. En el proceso de aumento capilar, ocurre en cierto grado la diferenciación de las sales que se encuentran en la solución. Algunas sales suben a mayor altura, otras a menor. Por ejemplo, cuando la solución contiene sulfato de sodio y cloruro de sodio, ocurre cierta distribución de las sales según la altura de los capilares, en la parte inferior de los capilares predominan los sulfatos, y en la superior, aproximadamente desde una altura de 40 cm, predominan los cloruros. Esto quiere decir que los cloruros se difunden más rápidamente que los sulfatos.

La altura del aumento capilar sirve como característica de cálculo y se utiliza conjuntamente con otros índices, al proyectar una serie de obras. Por ejemplo, hay que considerarla al resolver el problema de la profundidad de cimentación, la altura necesaria del aislamiento de los pisos de los sótanos para preservarlos de la humedad, la disminución necesaria del nivel de las aguas subterráneas para evitar el humedecimiento capilar y daños en la base y en el pavimento de carreteras y otras obras. Es indispensable también, conocer la altura del aumento capilar para determinar la profundidad de descenso de las aguas subterráneas al efectuarse el drenaje de tierras, para evitar que se conviertan en pantanos o se salinicen.

La altura del aumento capilar se determina por una serie de métodos, los cuales se pueden dividir en tres grupos:

- Métodos de medición directa del grosor del borde capilar en afloramientos, pozos criollos y otras excavaciones mineras.

- Métodos para determinar el aumento capilar en diferentes muestras con estructura alterada o inalterada (en tubos de vidrio, medidores de capilaridad, monolitos, etc.) (figura 7.6).
- Métodos de cálculo basado en la utilización de fórmulas.

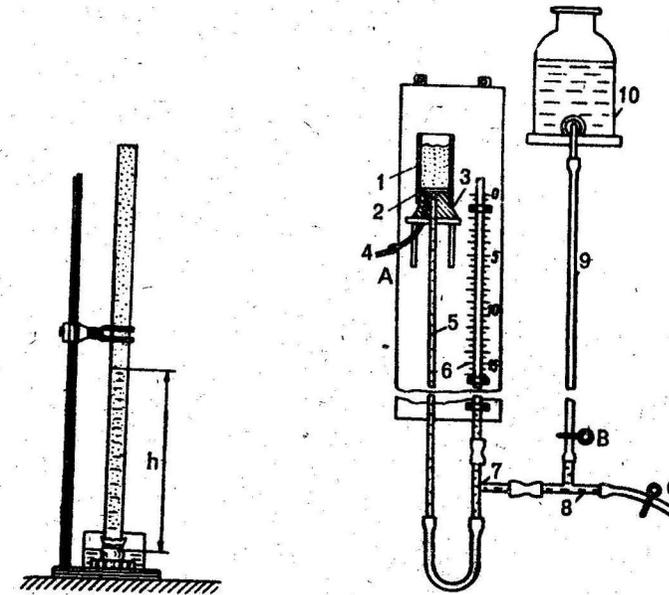


Fig. 7.6. Equipos para determinar la altura de elevación capilar: a, por el método de mediciones directas; b, capilarómetro G. P. Kamiensky.

Permeabilidad

Una de las principales propiedades acuíferas de las rocas es su permeabilidad, es decir, la capacidad de dejar pasar el agua a través de sí bajo la acción de una presión. Los datos que caracterizan la permeabilidad de las rocas arcillosas y detríticas friables son utilizados ampliamente en la práctica. Tales datos son necesarios para determinar la magnitud del flujo de agua en zanjas de construcción, excavaciones subterráneas, para valorar las pérdidas de agua por filtración, resolver los problemas de los métodos de desecación, valorar la velocidad del asentamiento de obras, etcétera.

La permeabilidad de las arenas, guijarros y otras rocas detríticas friables, depende de su porosidad y esponjosidad. Las rocas arcillosas bajo pequeñas presiones pueden ser impermeables, ya que sus poros son pequeños y el agua que en ellos se encuentra podemos considerarla relacionada. Sobre la permeabilidad de las rocas arenosas y detríticas influye mucho el grado de homogeneidad de su composición granulométrica, y también las mezclas de

partículas arcillosas y orgánicas descompuestas. Si a la arena pura se le añade solamente el 10 % de su partículas arcillosas (minerales arcillosos no activos), entonces su permeabilidad disminuye a un 73,6 %; y si a la arena de cuarzo se le añade 10 % de bentonita, su permeabilidad disminuye 10 mil veces (figura 7.7).

La composición mineral ejerce cierta influencia también sobre la permeabilidad de las rocas arcillosas. Así, por ejemplo, las rocas arcillosas montmoriloníticas son cientos y miles de veces menos permeables que las caoliníticas. Una influencia bastante considerable del agua en diferentes puntos del horizonte de aguas subterráneas; diferencia en los niveles piezométricos del agua en diferentes puntos del horizonte acuífero bajo presión; bajo la acción de una carga externa P , ya que h (presión = $\frac{P}{\gamma_w}$, donde γ_w es el peso específico del agua. Pero, hay que tener presente que el movimiento del agua en las rocas arenosas y arcillosas puede ocurrir también bajo la influencia de los siguientes factores: fuerzas capilares, las cuales se desarrollan en la superficie de la divisorja aire-agua; fuerza de adsorción, las cuales se desarrollan en la superficie de la divisorja de las partículas sólidas y el agua; fuerzas osmóticas determinadas por la diferencia de concentración de las sustancias disueltas en el agua; fuerzas electro-ósmicas, las cuales surgen durante la diferencia de potenciales de un flujo eléctrico constante; gradientes de temperatura, evaporación del agua y diferencias en la elasticidad del vapor; presión, creada por los gases sobre la permeabilidad de las rocas arcillosas, ejerce la composición de los cationes de intercambio.

El Ca del suelo, el Al y el Fe tienen una permeabilidad de 95 280 y 290 veces mayor que el Na del suelo. La disminución de la permeabilidad de las rocas arcillosas, disminuye el tamaño de los

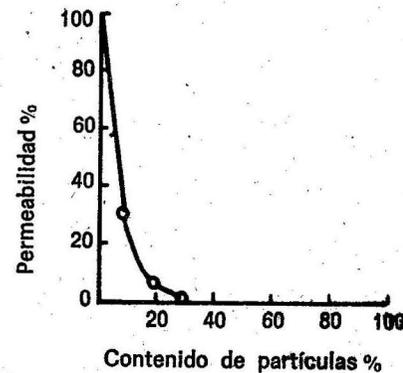


Fig. 7.7. Determinación de la permeabilidad de las arenas por el aumento del contenido de partículas arcillosas.

poros debido a la presencia del sodio de intercambio, lo cual se explica por su dispersión. Además, el Na de intercambio aumenta la capacidad hidrófila de las rocas, es decir, el contenido de agua físicamente relacionada, y disminuye considerablemente la porosidad. La permeabilidad de las rocas arcillosas puede aumentar decenas de veces al disolverse y lixivarse las sales y las sustancias del cemento que las forman. La permeabilidad depende también de la viscosidad del líquido que se filtra. Por otra parte, la viscosidad del agua depende de su temperatura.

El agua se mueve en las rocas arenosas y arcillosas debido a la presión, esta surge bajo la acción de la presión hidrostática en las condiciones siguientes: diferencia en los niveles y vapores de agua, etcétera.

La medida de la permeabilidad de las rocas es el coeficiente de filtración. Además, se utiliza con iguales fines el coeficiente de permeabilidad y la absorción específica. En la práctica ingeniero-geológica e hidrogeológica se utiliza fundamentalmente la expresión de la velocidad del coeficiente de filtración:

$$V = K_f I$$

Si $I = 1$, entonces:

$$V = K_f \text{ (cm/s, m/d)}$$

donde:

V: velocidad de filtración.

I: gradiente.

Esta es la ley fundamental de la filtración laminar de las rocas arenosas y arcillosas.

Como señalamos anteriormente, el movimiento del agua en las rocas arcillosas comienza únicamente cuando el gradiente de presión alcanza cierta magnitud: gradiente inicial. El gradiente de presión, con el cual el movimiento del agua en las rocas arcillosas adquiere una dependencia lineal se llama gradiente máximo I_{max} . La velocidad de movimiento del agua en este caso es:

$$V = K_f (I - I_{max})$$

El surgimiento del gradiente inicial y máximo demuestra que para el agua moverse en las rocas es necesario que se rompa la resistencia viscosa al cizallamiento del agua físicamente relacionada.

Para caracterizar la permeabilidad de las rocas también se utiliza el coeficiente de permeabilidad K_p y la higroscopicidad es-

pecífica ω . Estos coeficientes están relacionados entre sí por la siguiente dependencia:

$$K_f = K_r \frac{\gamma_\omega}{\eta}$$

donde:

η : coeficiente de viscosidad del agua.

La higroscopicidad específica ω es igual a:

$$\omega = 0,53 K_f$$

Se puede admitir que el coeficiente de permeabilidad de la roca (agua) es igual a 1 *darcy*, que corresponde aproximadamente al coeficiente de filtración de 1 *m/d*.

En el laboratorio, el coeficiente de filtración se determina con equipos especiales de filtración, los cuales pueden dividirse en dos grupos:

- Aparatos en los cuales la magnitud del gradiente es una magnitud constante en el proceso de experimentación (entre ellos podemos señalar los aparatos construidos por Kamiensky, Kapetzky, los tubos Spezgeo), figura 7.8.
- Aparatos en los cuales la magnitud del gradiente es una magnitud variable durante el experimento (tubo de Kamiensky, equipo PV, equipos de compresión-filtración para determinar el coeficiente de filtración de las rocas arcillosas, etc.), figura 7.9.

Cuando se utilizan los aparatos del primer grupo, el coeficiente de filtración K_f se calcula por la fórmula:

$$K_f = \frac{Q}{t \cdot F \cdot I}$$

donde:

Q: cantidad de agua que se filtró durante un período de tiempo t a través del área de la sección transversal F , con el gradiente de presión I .

Al utilizar los aparatos del segundo grupo, el coeficiente de filtración se determina según la fórmula:

$$K_f = \frac{l}{t} f\left(\frac{s}{h}\right)$$

donde:

l: longitud de la vía de filtración.

s: disminución de la presión durante un tiempo t .

h: presión inicial.

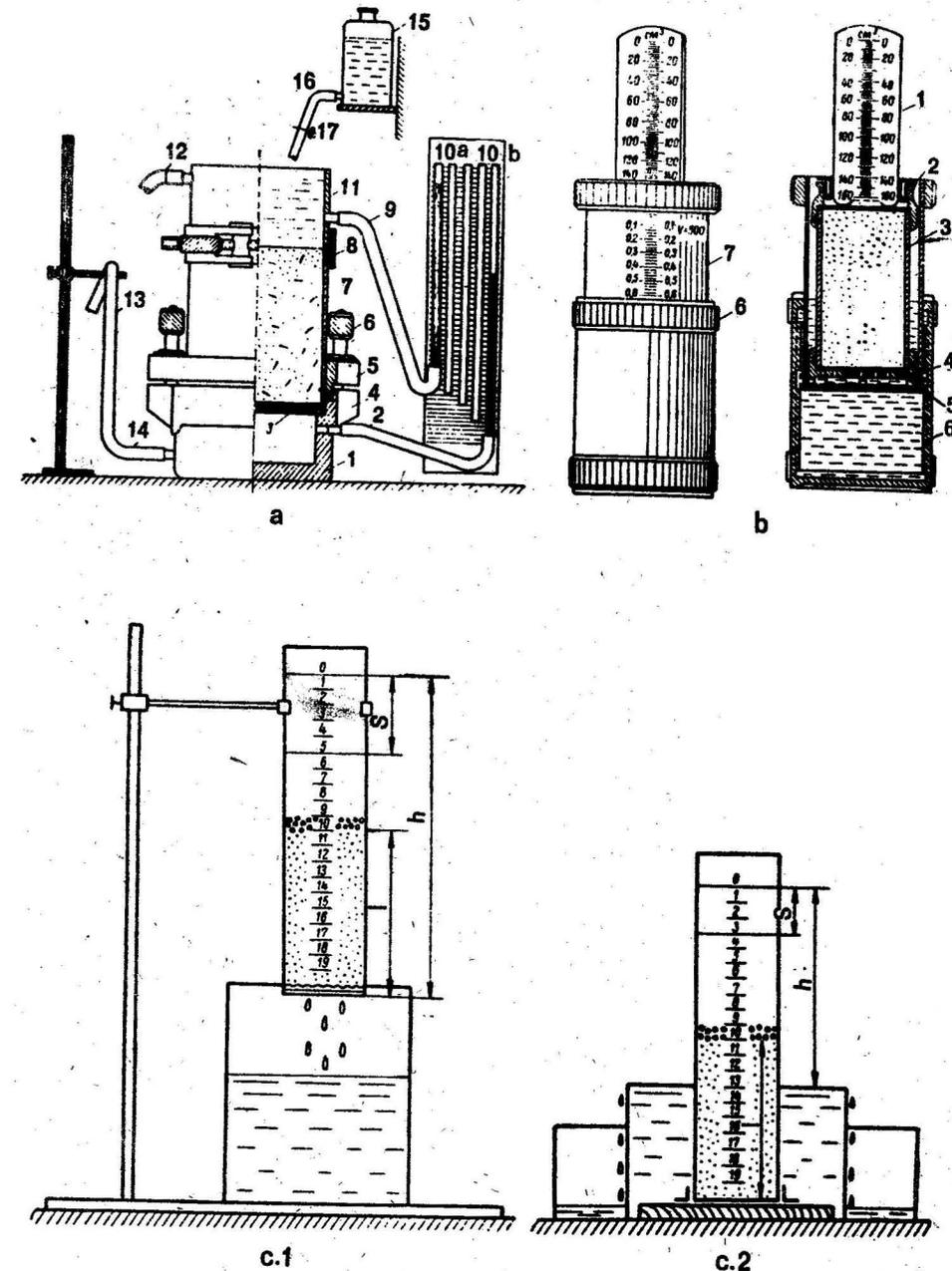


Fig. 7.8. Esquema de los equipos para determinar la magnitud del coeficiente de filtración en condiciones de laboratorio: a, ensayo D. Kopetzky ($I = \text{constante}$); b, ensayo G. N. Kamiensky ($I \neq \text{constante}$); c, S.P.E.GEO. (URSS): c.1, tipo general; c.2, corte del equipo.

Es evidente que los métodos de laboratorio solamente pueden dar un orden de la magnitud del coeficiente de filtración; resultados más efectivos se obtienen al efectuar aforos experimentales que prueban la permeabilidad, e inyecciones en condiciones de campo.

7.3 Propiedades mecánicas

Las propiedades mecánicas de las rocas determinan su conducta bajo la acción de esfuerzos externos, es decir, cargas. Generalmente, la conducta de una roca bajo una carga está formada por tres procesos consecutivos (estadios de deformación):

- Estadio de compactación de las rocas, cuando el desarrollo de la deformación es directamente proporcional al aumento de las tensiones en la roca. Al ocurrir esto, todas las deformaciones disminuyen con el transcurso del tiempo, pues a cada carga corresponde una cierta magnitud de deformación de la roca, lo que depende principalmente, del tipo de roca. Dicha regularidad de deformación se observa hasta una determinada magnitud de carga (p_1). Al aumentar esta magnitud, la roca pasa al segundo estado de deformación (figura 7.10).
- El segundo estadio de deformación se caracteriza porque se altera la proporcionalidad entre el aumento de las cargas y el aumento de las deformaciones. Las deformaciones aumentan más rápidamente que las cargas. La velocidad de deformación tiene un valor constante, es decir, se observa el flujo plástico de la roca. En este estadio predominan las deformaciones cortantes. Tal comportamiento de la roca se observa hasta una cierta magnitud de carga (p_2), a una magnitud mayor la roca entra en el tercer estadio o fase de destrucción.
- En el tercer estadio se incrementa bruscamente la velocidad de deformación, la cual tiende a infinito. Es muy importante conocer el comportamiento de la roca en cada estadio de deformación, así como también las condiciones de traslado de un estadio a otro, pues esto permite pronosticar la conducta de la roca bajo la acción de la presión de una obra.

Las propiedades mecánicas, a su vez, pueden ser divididas en: de deformación, de resistencia y reológicas.

Las propiedades de deformación caracterizan el comportamiento de la roca en el primer estadio, que es la fase de compactación, o sea, en el estadio en que no provoca la destrucción.

Las propiedades de deformación se determinan en condiciones que revelan la función de una roca bajo una obra. Generalmente, las propiedades de deformación se caracterizan por los siguientes índices: módulo de deformación y coeficiente de extensión transversal.

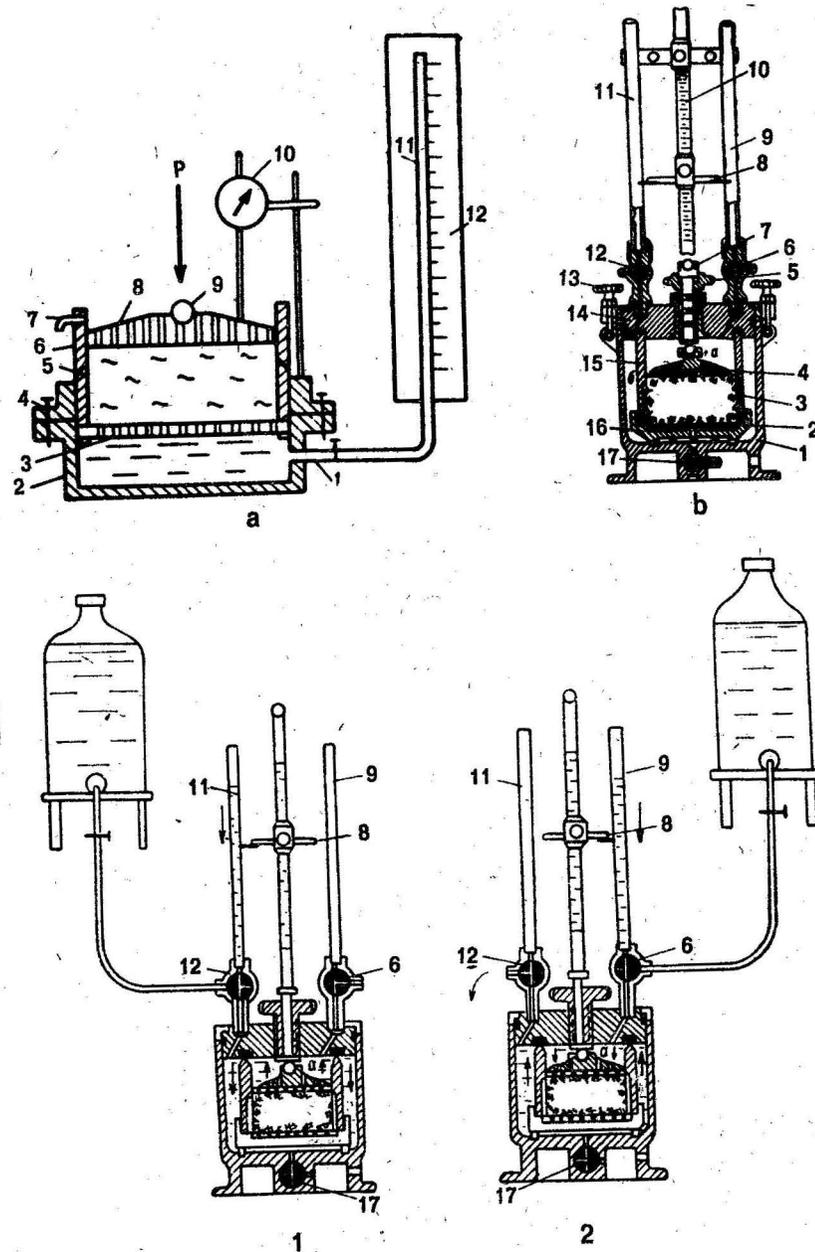


Fig. 7.9. Esquema de los equipos para determinar el coeficiente de filtración: a, esquema principal del ensayo de compresión-filtración. b, ensayo P.V.: 1, ensayo P.V. propiamente dicho; 2, esquema de trabajo del ensayo P.V.

Las propiedades de resistencia caracterizan el comportamiento de las rocas bajo la acción de cargas que provocan su destrucción.

Generalmente, la destrucción durante la tracción se denomina *ruptura*. La destrucción durante la compresión se llama *aplastamiento*. La destrucción como resultado del esfuerzo cortante durante la destrucción plástica del material se llama *corte*, y cuando la destrucción es frágil se llama *rompimiento*.

Se llama desprendimiento a la destrucción, al corte perpendicular a la superficie de ruptura de las partes del cuerpo destruido. Fragilidad es la propiedad de destrucción del material en determinadas condiciones, sin producirse deformación plástica considerable. Plasticidad es la propiedad del material de sufrir deformaciones plásticas en determinados límites y condiciones.

El corte y la ruptura son los dos mecanismos fundamentales de la pérdida de resistencia del cuerpo. El corte ocurre bajo la acción de fuerzas tangentes; en caso de corte, una parte del cuerpo se desplaza en relación a la otra. La ruptura del cuerpo ocurre bajo la acción de fuerzas normales de tracción y se manifiesta morfológicamente como grietas y como separaciones de algunas partes del cuerpo.

El proceso de las deformaciones de diferentes cuerpos en el tiempo bajo la acción de las fuerzas aplicadas se estudia en Reología. Por consiguiente, las propiedades reológicas son las propiedades que caracterizan el comportamiento de los suelos en estado de tensión con el transcurso del tiempo.

Compresibilidad de las rocas areno-arcillosas.

Una propiedad importante de la deformación de las rocas dispersas es su compresibilidad bajo la acción de una carga que se

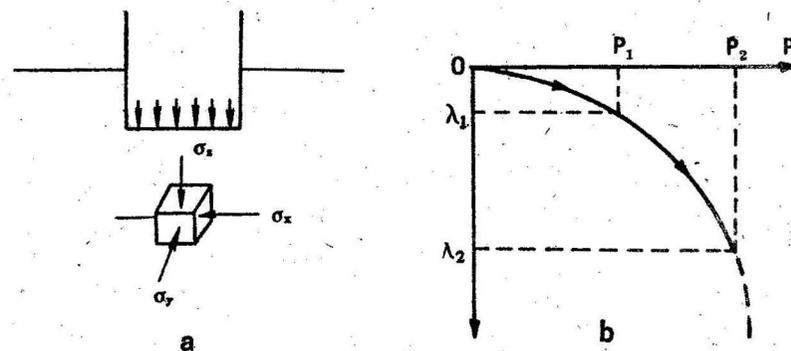


Fig. 7.10. Desarrollo de las formaciones de las rocas areno-arcillosas en dependencia de la carga en la base de cimentación de la obra: a, estado tensional de un elemento de volumen de roca en la base de la cimentación de la obra; b, estadios de las deformaciones de las rocas arenoso-arcillosas.

determina por la disminución del volumen de los poros, debido al desplazamiento de las partículas en relación unas con otras; a la deformación de esas mismas partículas, y también del agua y los gases que rellenan los poros.

El proceso de compresión de las rocas en estado bifásico (parte mineral y agua) se diferencia del proceso de compresión de las rocas, en que además de agua hay aire (sistema trifásico).

Existe una enorme diferencia entre la compresión de las rocas arcillosas y las arenosas.

La compresión de las rocas arcillosas depende de innumerables factores, los más importantes son: el grado de dispersión de la roca; la composición mineral de la fracción arcillosa; el grado de densidad de la roca y la magnitud de la humedad inicial; las particularidades texturales de las rocas; la solidez de las relaciones estructurales.

El grado de dispersión de la roca influye tanto sobre la magnitud de la compresión, como sobre la velocidad del proceso de compactación. En otras condiciones iguales, es decir, si la densidad, humedad, composición mineral, solidez de las relaciones estructurales son iguales, entonces la compresión de las rocas más arcillosas transcurre mucho más lentamente en el tiempo y mucho menos intensamente que la compresión de las rocas que contienen menor cantidad de fracciones arcillosas. La presencia de la montmorilita determina la alta capacidad hidrófila de la roca, y por consiguiente, una porosidad y humedad mayores, y una considerable capacidad de compactación bajo la acción de una carga externa. Pero si las magnitudes de la porosidad son comparables, las arcillas montmoriloníticas son mucho más sólidas que las hidromicáceas y al mismo tiempo más caoliníticas. La alta actividad físico-química de estas arcillas determina, por otra parte, las considerables fuerzas de cohesión en las rocas.

La influencia de la densidad inicial sobre la compresibilidad de las rocas arcillosas, determina también el diapazón del posible cambio de su volumen durante la compresión. Los datos de las investigaciones realizadas en la Universidad Estatal de Moscú muestran que la disminución de la compresibilidad de las arcillas ocurre hasta cierta magnitud de la densidad e_{min} ; a partir de ella la compresión se transforma en una magnitud constante.

En la tabla 7.13 se representan las magnitudes de los coeficientes de porosidad y humedad, con los cuales ocurre el cambio de la regularidad de compresión de arcillas con una dispersión alta.

Este cambio se puede explicar porque como resultado de la compactación, las partículas se acercaron de forma tal que entre ellas se formó el "contacto sólido" de un área bastante grande, ya que el agua que está dentro de la roca con una humedad ínfima es semejante por su propiedad a la de los cuerpos sólidos. La existencia de agua poco relacionada en la roca determina la influencia de los factores físico-químicos (cationes, de intercambio, com-

posición y concentración de electrolitos de la solución de poros) sobre la compresibilidad de las rocas arcillosas.

En un mayor grado, los cationes de intercambio influyen sobre la compresibilidad de las arcillas montmoriloníticas. La existencia de sodio y litio en el complejo de intercambio aumenta su capacidad hidrófila, y por consiguiente, su compresibilidad. La compresibilidad de las arcillas caoliníticas depende muy poco de la composición de los cationes de intercambio. Esta influencia se puede notar solamente en caolinitas de alta dispersión. Mientras que aquí se observa una particularidad muy interesante: para las arcillas caoliníticas la penetración del ion sodio en el complejo absorbente provoca la disminución de la capacidad hidrófila, y la penetración del ion calcio, por el contrario, provoca su aumento.

Sobre la compresibilidad de las arcillas hidromicáceas influye mucho el potasio, el cual se introduce en la red cristalina de las hidromicas y contribuye al acercamiento de los paquetes de la red cristalina, y por consiguiente a la compactación y solidificación de la arcilla.

La influencia de las particularidades texturales de la roca se manifiesta en caso de una orientación distinta de la carga de compactación, en relación con los elementos texturales de la roca, por ejemplo, con la estratificación. Generalmente, si la dirección de la carga de compactación es perpendicular a la estratificación, la compresibilidad es de 20-30 % menos que en las mismas rocas, pero en caso de que la orientación de la carga de compresión sea paralela a la estratificación.

La resistencia de los enlaces estructurales, generalmente es decisiva cuando se estudia la compresibilidad de las rocas arcillosas, pues neutraliza la influencia de los restantes factores enumerados. Si la roca tiene enlaces rígidos de cementación, la deformación de dicha roca solamente es posible al destruirse los enlaces. Mientras estas relaciones no se destruyen, la roca solamente puede compactarse como un cuerpo elástico. La carga bajo la cual comienzan a compactarse las rocas se llama *carga del inicio de la compresión* o *carga efectiva* (p_{ef}). Las diferentes rocas tienen una resistencia desigual en los enlaces estructurales, y por consiguiente, diferentes cargas efectivas. Mientras más antigua es la roca, mayor es la magnitud de la carga efectiva y menor es su compresibilidad si la carga excede a la efectiva (figura 7.11).

Tabla 7.13

Arcillas	Coficiente de porosidad, e_{min}	Humedad, ω_{min} , %
Montmoriloníticas	0,7 - 1,5	30 - 60
Hidromicáceas	0,4 - 1,2	15 - 44
Caoliníticas	0,3 - 0,7	13 - 27

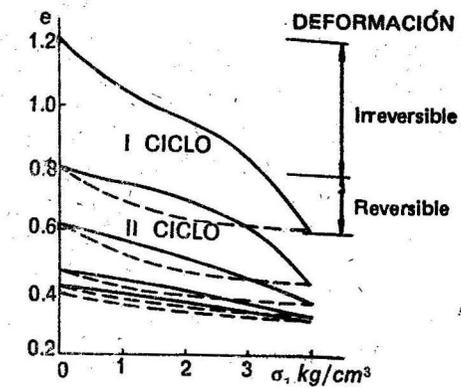


Fig. 7.11. Curvas de compresión de distintas rocas arcillosas: 1, arcillas Yoldicas* (W = 71%) del Cuaternario; 2, arcillas bandeadas (W = 35%); 3, arcillas plásticas del Carbonífero (W = 25%); 4, morrena arcilloarenosa (W = 15%); 5, arcilla del Devónico superior (W = 17%); 6, arcilla del Cámbrico (W = 16%); 7, arcilla del Proterozoico superior (W = 12).

* Depósitos del mar Yoldico que existió en la Europa septentrional hace 10 000 años.

Por ejemplo, para las rocas arcillosas postglaciales es de 0,3-0,5 kg/cm^2 , y para las del carbonífero y Devónico es de 1-2,0 kg/cm^2 ; para las arcillas azules del Cámbrico es de 4,0-5,0 kg/cm^2 , y en las del Proterozoico superior excede los 6,0 kg/cm^2 (estos datos son de las rocas de la parte noroccidental de la plataforma rusa). Según la magnitud de la carga efectiva se puede tener una idea acerca del grado de compactación de las rocas arcillosas, comparando dicha carga con la magnitud de la presión natural que se calcula como el producto $\gamma \cdot h$, donde γ es el peso volumétrico de las rocas suprayacentes y h es la profundidad de yacencia de las rocas estudiadas. Si $p_{ef} = \gamma \cdot h$, dicha roca está normalmente compactada; si $p_{ef} > \gamma \cdot h$, la roca se considera supercompactada, y finalmente, si $p_{ef} < \gamma \cdot h$, la roca no está completamente compactada.

Hay que señalar la determinación del estado natural de las rocas según datos de experimentos de compresión; a veces, se complica considerablemente, cuando las muestras de rocas se extraen de las excavaciones de exploración en estado friable y con alteraciones de su compactación, por lo que no se puede tener una idea precisa acerca de sus propiedades.

Después de alterarse las relaciones de cementación, como señalamos anteriormente, la roca comienza a compactarse. En los sistemas bifásicos ocurre la distribución de la presión externa: una parte de la presión externa actúa sobre el esqueleto de la roca desde una partícula a otra o, a través de los contactos cementados entre las partículas, y la otra parte de la presión externa actúa sobre el agua que se encuentra dentro de los poros de la roca. La

primera presión se llama presión efectiva ($\bar{\sigma}$), la segunda se llama presión de poros (u). La presión total (p) se forma de las presiones efectiva y de poro:

$$p = \bar{\sigma} + u$$

Por la acción de la presión de poros surge la altura de presión, la cual determina la magnitud del gradiente, bajo cuya influencia comienza la filtración de agua desde la roca, y por consiguiente, ocurrirá su compactación. A medida que se desagüe la roca, una gran parte de la presión actuará sobre el esqueleto y la menor actuará sobre el agua. Cuando la presión de poros desaparezca completamente y la magnitud de la presión externa equivalga a la magnitud de la presión efectiva, comenzará el estado de equilibrio hidrostático; la posterior eliminación del agua de la roca solamente es posible cuando se aumenta la carga. Sin embargo, el estado de equilibrio hidrostático no significa que la compactación ha concluido. La roca entra en el segundo estadio de consolidación-compactación sin desagüe del agua, debido al escurrimiento plástico del esqueleto de la roca y de las películas del agua.

En este proceso ocurre la reconstrucción de la estructura de la roca; varía la microestructura. Las partículas arcillosas escamosas y laminadas ocupan una posición orientada en el sentido de la carga, situándose en un plano perpendicular a la carga. Dicha orientación se observa cuando hay posibilidad de expansión lateral de la roca en las arcillas caoliníticas. Si las rocas arcillosas no están totalmente saturadas, su compactación después de la destrucción de las relaciones estructurales, ocurre muy rápidamente en el tiempo, pues la compactación tiene lugar debido a la salida del aire. Después de eliminarse el aire, la posterior compactación ocurre por el esquema descrito anteriormente.

En los loess, durante su humedecimiento a una determinada presión, se observa una brusca disminución del volumen, denominado *asentamiento*. El fenómeno de asentamiento está relacionado con las particularidades características de estas rocas. Primeramente, las rocas de loess poseen, hasta el momento del asentamiento, una alta porosidad y muy poca humedad. En segundo lugar, las rocas que se asientan poseen poca capacidad hidrófila, la cual está determinada por su composición granulométrica y mineral: alto contenido de partículas limosas gruesas y una cantidad insignificante de partículas arcillosas, y también, por la presencia de carbonato de calcio en una cantidad mayor del 10 %. En tercer lugar, las rocas que se han asentado tienen un contenido algo elevado de sales fácilmente solubles que aseguran a la roca una coherencia complementaria.

De esta forma, al penetrar el agua en una roca de loess no compactada con una alta porosidad, esta se ablanda y parcialmente disuelve las sales en el contacto interpartículas, por eso las cohe-

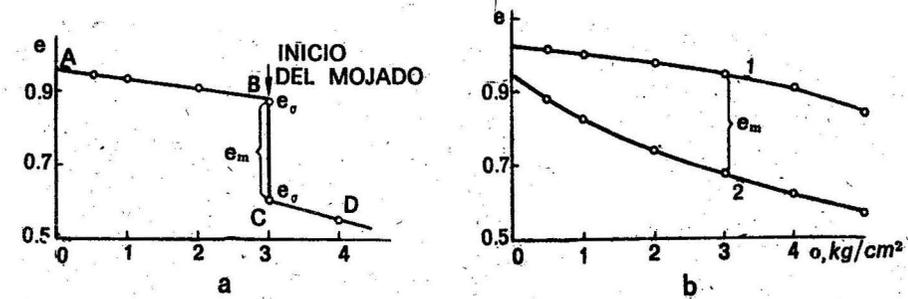


Fig. 7.12. Curva de compresión de los loess asentados al humedecerse: a, por ensayo de las rocas, por el método de una curva; b, por ensayo del método de dos curvas: 1, curva para muestras con humedad natural; 2, curva para muestras con humedad artificial.

siones que existen entre ellas se perturban. Las partículas adquieren un ordenamiento al desplazarse al nuevo estado de equilibrio bajo dicha presión, lo que provoca la disminución del volumen y el asentamiento de la roca. De esta forma, el asentamiento es la preconsolidación de las rocas de loess, la cual en un grado conocido, depende de la presión experimentada por la roca durante la humectación. La magnitud del asentamiento varía regularmente al aumentar la carga sobre el suelo: hasta presiones de $3-4 \text{ kg/cm}^2$ esta aumenta, y a grandes presiones disminuye. Los loess compactados bajo una presión de $10-15 \text{ kg/cm}^2$, pierden la capacidad de asentarse. La magnitud del asentamiento de las rocas de loess se fija fácilmente en el laboratorio por la curva de compresión (figura 7.12).

La curva de compresión para un suelo asentable tiene una forma característica como resultado de la brusca alteración del coeficiente de porosidad al humedecerse el suelo. En la curva de compresión de un suelo asentable se pueden encontrar 3 partes: parte a-b que corresponde a la compresión del suelo durante el humedecimiento natural; la parte b-c que caracteriza el asentamiento del suelo como resultado de su humedecimiento bajo dicha presión; la parte c-d que muestra la compactación del suelo humedecido con relaciones estructurales perturbadas. La diferencia en las magnitudes del coeficiente de porosidad correspondiente al segmento b-c, se llama coeficiente de macroporosidad:

$$e_m = e'_p - e''_p \quad \sigma$$

donde:

e'_p y e''_p son magnitudes de los coeficientes de porosidad bajo una misma carga antes y después del humedecimiento.

Como la magnitud del asentamiento depende de la presión sobre la roca durante su humedecimiento, la magnitud del coeficiente de macroporosidad es diferente bajo cargas distintas. Para

obtener resultados comparativos con el objetivo de clasificarlos hay que determinar e_m bajo una presión de 3 kg/cm^2 . Sin embargo, si se requiere la característica total de las propiedades de asentamiento de las rocas de loess, es necesario determinar el coeficiente de macroporosidad para diferentes cargas. Esto se puede hacer investigando varias muestras "gemelas", humedeciendo cada una de ellas bajo una carga correspondiente.

El grado de asentamiento de las rocas de loess se valora según la magnitud del asentamiento relativo, el cual se determina durante los experimentos de compresión según la expresión:

$$e_{as} = \frac{h_p - h'_p}{h_p}$$

donde:

h_p : la altura de la muestra de suelo con composición natural bajo una presión p que equivale a la presión del esfuerzo externo y del peso de las capas suprayacentes.

h'_p : la altura de la muestra del mismo suelo bajo una presión (p) después del humedecimiento.

Si la magnitud del asentamiento relativo $e_{as} \geq 0,02$, dicha roca pertenece a la categoría de rocas asentables. Según las normas y reglas de construcción, a las rocas asentables pertenecen suelos arcillosos que tienen un grado de humedad $G \leq 0,6$ y una magnitud $\frac{e_0 - e_t}{1 + e_0} \geq -0,1$. Sin embargo, estos criterios no son universales y no siempre caracterizan asentamientos de los suelos de diferentes regiones.

Al compactarse las rocas arcillosas, surgen y se desarrollan diferentes tipos de deformaciones. Frecuentemente predominan deformaciones residuales que están determinadas por el desplazamiento de unas partículas con relación a las otras; como resultado de ello sus relaciones estructurales se alteran y las partículas se hacen más compactas. Las deformaciones reversibles están, principalmente, provocadas por la compresión y la expansión elásticas de las mismas partículas minerales y de la solución de poros conjuntamente con las burbujas de gas. Cuando la carga y descarga de la roca arcillosa son cíclicas se forman lazos de histéresis (figura 7.13), cuyos ejes están inclinados bajo un ángulo hacia el eje de la abscisa. La cotangente de este ángulo se llama módulo de histéresis $E_R = \text{ctg } \alpha$. Al repetirse reiteradamente las cargas y descargas hasta una misma presión, ocurre la lenta compactación de la muestra. Al ocurrir esto, las deformaciones residuales disminuyen de tal forma, que los lazos de histéresis coinciden y la roca solamente sufre deformaciones elásticas.

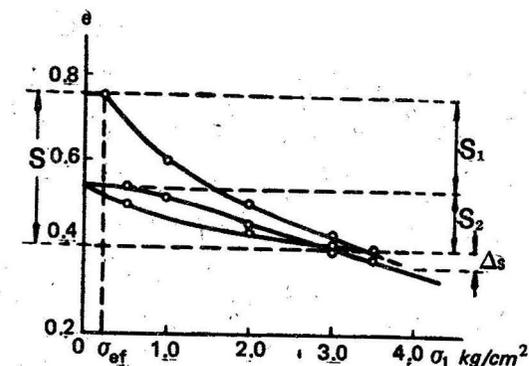


Fig. 7.13. Curva de compresibilidad con lazos de histéresis: S_1 , primer ciclo de compresibilidad, curva virgen; S_2 , segundo ciclo de compresibilidad; ΔS , deformación residual; S , deformación total.

Compresibilidad de los suelos detríticos y arenosos

En los suelos arenosos y detríticos no hay ningún agregado importante de partículas y cada una de ellas se comporta aisladamente. De dichos suelos es característica la estructura de armazón, en la cual las partículas se encuentran en contacto directo unas con otras. La magnitud del área de contacto en dicho sistema de armazón de las partículas puede ser muy pequeña y estudiarse como un sistema de puntos.

Con cargas relativamente pequeñas sobre el esqueleto de la roca, medidas en decenas de kg/cm^2 , en los puntos de contacto puede surgir una alta presión que sobrepasa la resistencia del material de las partículas, rompiéndose estas y formando un sistema más disperso que el sistema inicial. Si en la estructura del suelo hay "bóvedas" de partículas, durante la acción de la carga se manifiesta el llamado efecto de arco. Bajo la acción de una carga aplicada sobre el suelo, el arco de partículas sufre deformación elástica, y en menor grado la deformación del desplazamiento. Cuando la carga disminuye, los arcos deformados tienden a regresar al estado inicial. Al ocurrir esto tiene lugar cierta ampliación del suelo. Sobre la magnitud y el carácter de manifestación del efecto de arco, influyen considerablemente la dispersión y la composición mineral del suelo. El efecto de arco se manifiesta muy bien en suelos de granos gruesos con contactos sólidos entre las partículas. La presencia de mica en suelos de grano grueso aumenta considerablemente el efecto de arco.

La compresibilidad de los suelos detríticos y arenosos depende de muchos factores, los más importantes son:

- Composición mineral.
- Dispersión de la roca, correlación entre las partículas y carácter de su empaquetamiento.

- Grado de humedad.
- Magnitud de la presión.
- Carácter de la carga (estática o dinámica).

La composición mineral de las arenas y suelos detríticos influye sobre su compresibilidad, a través de la forma de las partículas, el carácter de rugosidad de su superficie y la resistencia de las partículas. Una influencia mayor sobre la compresibilidad de las arenas ejerce la presencia de partículas de mica en el interior de ellas, lo cual debido a la forma laminar y la flexibilidad aumentan considerablemente la compresibilidad de las arenas y la magnitud de la deformación reversible. La existencia en un suelo no cohesionado de minerales arcillosos, sustancias orgánicas e hidróxidos de hierro que recubren en forma de capa las partículas grandes, no sólo aumenta la compresibilidad de los suelos, sino también la duración de su deformación bajo una carga. La presencia de glauconita en las arenas, aumenta también su compresibilidad, debido a la poca solidez de las partículas de glauconita y al aumento de la porosidad del suelo. En la tabla 7.14 se representan las magnitudes de la presión que destruye a diferentes elementos granulométricos.

En esta tabla vemos que las fracciones gruesas son más deformables que las finas. Esto se explica porque en suelos formados por partículas gruesas, la cantidad de contactos en una unidad de volumen es menor que en suelos de partículas finas. Por consiguiente, la magnitud de la presión en cada contacto es mayor para las partículas gruesas y suficiente para romperlas, por eso la deformación ocurrirá como resultado de la trituración de las partículas y de la ruptura de los ángulos agudos. La cantidad de contactos

Tabla 7.14 Magnitudes de la presión al comienzo de la destrucción

Fracción, mm	P al comienzo de la trituración, kg/cm ²
Cascajo de arenisca:	
90 - 120	2
60 - 90	3
25 - 50	40
20 - 10	60
Fraciones de cuarzo:	
2 - 1	500
0,5 - 0,25	1 000
0,25 - 0,10	1 500

entre las partículas (además de su tamaño) depende también del grado de heterogeneidad de las partículas según el tamaño, la forma y el carácter de la superficie.

Para fracciones de diferentes minerales en estado de empaquetamiento compacto, la influencia del tamaño de las partículas puede ser diferente. Así, para fracciones arenosas de partículas redondas de cuarzo, las fracciones gruesas se comprimen en menor grado que las finas, y para fracciones de feldespatos y moscovita, por el contrario, las fracciones gruesas se comprimen menos que las finas. El desplazamiento de las partículas arenosas bajo una carga está acompañada de su trituración. Según datos de investigaciones realizadas, como resultado de una presión de 530 kg/cm², la mayor parte de los granos arenosos adquiere grietas y muchos de ellos se pulverizaron. Algunos granos gruesos fueron cortados por los bordes y por los ángulos. Más intensamente se trituran las arenas de cuarzo puro. Mientras mayor es el contenido de minerales físicamente sólidos en la arena, menos varía su dispersión bajo una carga. De esta forma, la variación de la dispersión de las arenas bajo cargas grandes está determinada por la combinación mineral y granulométrica.

La densidad del empaquetamiento influye mucho sobre la compresibilidad de las arenas; mientras mayor es la densidad, menor es la compresibilidad de la arena (figura 7.14).

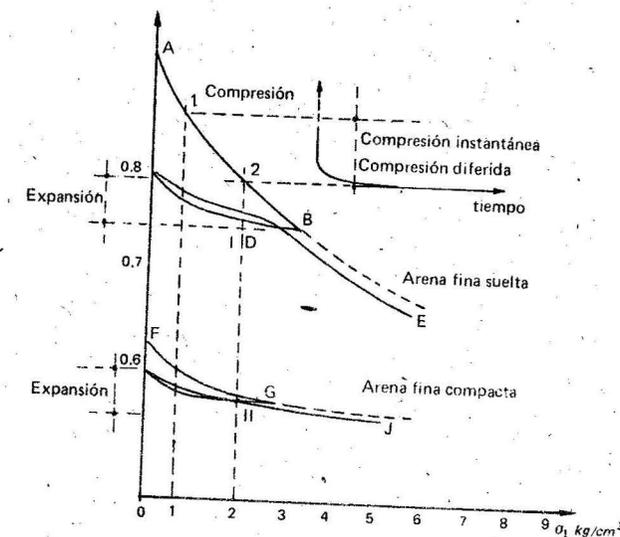


Fig. 7.14. Curva de compresibilidad de las arenas finas, AB y FG zonas vírgenes, BC y GH zonas de descarga: 1, expansión que representa la deformación recuperable elástica del mismo orden de magnitud para la arena suelta y la compacta; 2, relación de las deformaciones totales, la expansión es mucho mayor en el estado compacto que en el suelto; por tanto, la arena compacta es más elástica que la suelta (Juárez Badillo, Mecánica de Suelos T. I).

Las arenas saturadas con agua pueden sufrir una deformación complementaria muy rápida, cuya magnitud depende de la densidad inicial, dispersión y presión. Para las arenas secas de grano fino, la magnitud del asentamiento complementario después del humedecimiento bajo una presión de 4 kg/cm^2 , alcanza de 1,5-2,5 %.

Muy intensamente se compactan las arenas bajo el efecto de las cargas de vibración, principalmente las de composición friable. Los suelos incoherentes adquieren durante la vibración cierta movilidad, pues el desplazamiento de las partículas, en relación unas con otras, se facilita debido a la disminución de la fricción.

La arena durante la vibración adquiere propiedades de líquido viscoso y se caracteriza por una magnitud del coeficiente de vibroviscosidad, el cual depende de la magnitud de oscilaciones y de la humedad. La vibración ejerce sobre el suelo un efecto análogo al aumento de la carga; debido a ello, el proceso de compactación se denomina proceso de vibración-compresión, y la variación de la porosidad de la arena durante la vibración se expresa por la curva de vibrocompactación.

La vibrocompactación de los suelos incoherentes depende de la dispersión, forma de los granos y redondez. Una vibrocompactación mayor tienen las arenas de grano fino. Las arenas formadas por partículas redondas, tienen mayor capacidad de compactación que las angulares. La existencia de una carga aplicada sobre el suelo disminuye su compactación durante la vibración. El aumento de la aceleración de las oscilaciones contribuye a una compactación más intensa de las arenas.

Índices de la compresibilidad de las rocas areno-arcillosas y métodos para su determinación

Como ya hemos señalado anteriormente, la compresión de los suelos bajo una carga transcurre en el tiempo. Por eso, al determinar la compresibilidad de los suelos se distinguen los índices que caracterizan la dependencia de la deformación final (de equilibrio) de la carga, y el cambio de la deformación del suelo en el tiempo bajo una carga constante.

Al primer grupo de índices pertenecen: el coeficiente de compactación a ; el coeficiente de compresión a_c ; el módulo de asentamiento e_p ; el módulo de deformación E_0 . Al segundo grupo pertenece el coeficiente de consolidación C_v . Además de eso, la posibilidad de desarrollo de la deformación transversal puede ser valorada por el coeficiente de expansión transversal μ .

Al valorar la compresibilidad de las rocas arcillosas se suele investigar la influencia de la carga externa sobre la variación de su porosidad o del coeficiente de porosidad. Esta dependencia es muy característica y generalmente se expresa como la curva de compresión, la cual puede trazarse por diferentes métodos (figura 7.15).

- En forma de dependencia del coeficiente de porosidad e y la presión p , trazada p en redes de coordenadas corrientes o logarítmicas.
- En forma de dependencia de la deformación relativa y la presión p , también representada en una red de coordenadas corrientes o logarítmicas.
- Algunas veces la curva de compresión se representa en las coordenadas humedad-presión.

El método de representación de la curva de compresión se determina por el objetivo del estudio, por el tipo de suelo y por el rango de presiones. Así, por ejemplo, la curva de compresión de un suelo arcilloso muy comprimido es conveniente representarla en la red coordenada semilogarítmica (figura 7.16).

Sin embargo, fuera de la dependencia de la forma de representar la curva de compresión, a cada carga determinada σ_1 le corresponde un coeficiente determinado de porosidad e . Al aumentar la carga hasta p_2 , disminuye respectivamente el coeficiente de porosidad del suelo hasta e_2 . Si la variación de la presión es pequeña, es decir $\sigma_2 - \sigma_1 = d\sigma$, entonces el coeficiente de porosidad variará

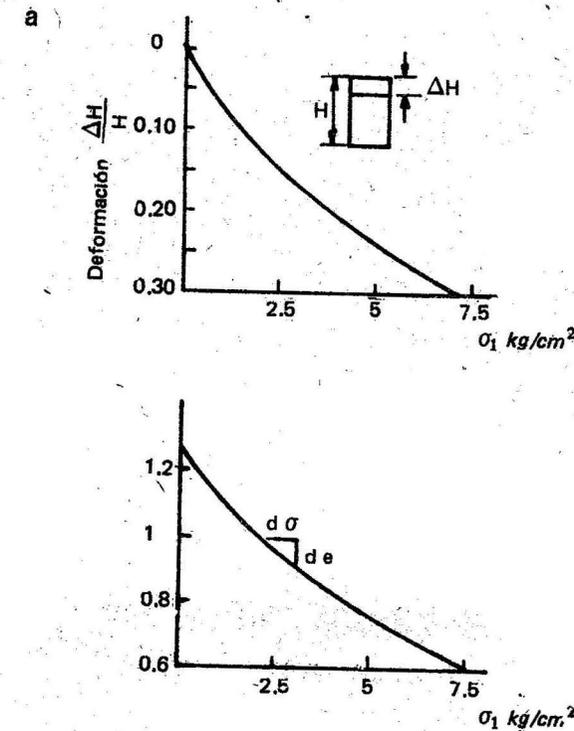


Fig. 7.15. Curvas de consolidación: a, esfuerzo-deformación; b, esfuerzo-relación de vacío.

poco la magnitud $e_1 - e_2 = de$. De esta forma, el segmento pequeño de la curva de compresión se puede considerar recto. La tangente del ángulo de inclinación de este segmento de curva caracteriza la compresibilidad del suelo en dicho intervalo de presión (figura 7.17):

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{e_1 - e_2}{\sigma_1 - \sigma_2} = \frac{de}{d\sigma}$$

Mientras mayor es la magnitud de la $\operatorname{tg} \alpha$, más débil es el suelo, pues se compacta más dentro de los límites del intervalo de presiones dado. La tangente del ángulo de inclinación de la curva de compresión se indica con la letra a y se denomina coeficiente de compresibilidad. La dimensión de a es en kg/cm^2 . Según el grado de compresibilidad, las rocas arenos-arcillosas pueden clasificarse de la siguiente forma:

- $a > 0,05 \text{ kg}/\text{cm}^2$, suelos muy comprimidos.
- $a = 0,05 - 0,01 \text{ kg}/\text{cm}^2$, suelos medianamente comprimidos.
- $a > 0,01 \text{ kg}/\text{cm}^2$, suelos poco comprimidos.

Si $\frac{de}{d\sigma} = a$, entonces, $de = a \cdot d\sigma$

Esta ecuación es una de las leyes principales de la mecánica de las rocas arenosas y arcillosas: la ley de compactación —la variación relativa del volumen de los poros en la roca es directamente proporcional a la variación de la presión.

En caso de una compactación muy grande del suelo bajo una carga, no es conveniente utilizar el coeficiente de compresibilidad a para caracterizarlo, pues la magnitud a varía mucho al aumentar la presión. Esta deficiencia hasta cierto grado se puede eliminar representando los resultados de los experimentos de compresión en la red coordenada semilogarítmica ($e - \log \sigma$), la cual permite dirigir la curva de compresión a un amplio rango de presiones y aproximarla con la ecuación:

$$e_2 = e_1 - a_k \log \frac{\sigma_2}{\sigma_1}$$

donde:

a_k : es el coeficiente angular de la recta denominada coeficiente de compresión (magnitud adimensional).

La magnitud del coeficiente a_k es:

$$a_k = \frac{e}{\log \sigma}$$

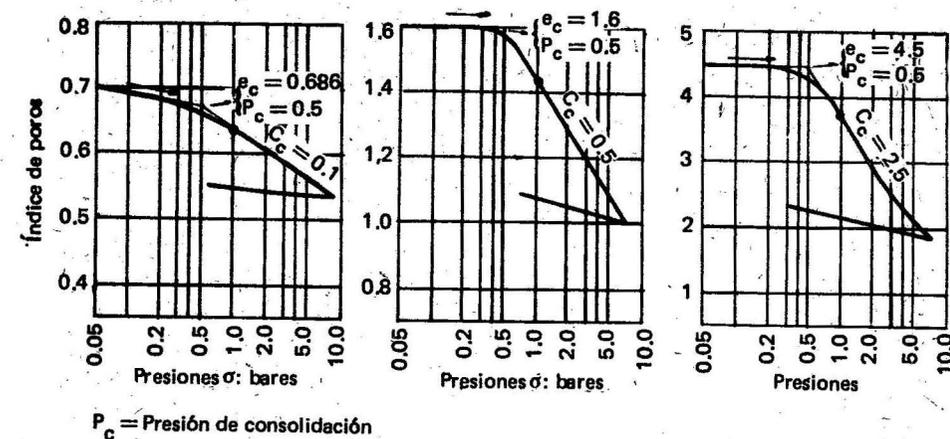


Fig. 7.16. Curvas de consolidación de rocas arcillosas en estado natural normalmente consolidadas: a, caolinita; b, illitas; c, montmorilonitas.

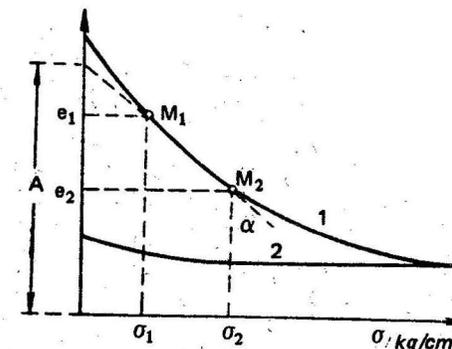


Fig. 7.17. Curvas de compresibilidad (aritmética): 1, compresibilidad; 2, carga-hinchamiento.

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{e_1 - e_2}{\sigma_1 - \sigma_2}$$

En la práctica de cálculos ingenieriles se utiliza frecuentemente como medida de compresibilidad, la magnitud de la deformación vertical relativa.

$$e_p = 1000 \frac{\Delta h}{h} \text{ mm}/\text{m}$$

La magnitud e_p se denomina módulo de asentamiento y representa la magnitud de la compresión en milímetros de la columna del suelo con una altura de 1 m al aplicarse sobre ella una carga

complementaria p. El grado de compresibilidad del suelo según la magnitud del módulo de asentamiento cuando $\sigma = 3 \text{ kg/cm}^2$, puede caracterizarse como en la tabla 7.15.

Al determinar los asentamientos de obras, el índice de cálculo más importante es el módulo de deformación total. Este módulo al igual que para las rocas duras, puede determinarse por la fórmula:

$$E_0 = \frac{\sigma_2}{\lambda_2}$$

donde:

σ_2 : es la componente vertical de la tensión, igual a la carga que actúa.

λ_2 : es la magnitud correspondiente de la deformación relativa en la dirección de la acción de la fuerza.

$$\lambda_x = \frac{\Delta h}{h}$$

En dicho caso, el módulo de deformación se determina por los resultados de la compresión uniaxial de la roca.

Tabla 7.15

Categoría del suelo según la compresibilidad	Módulo de asentamiento, mm/m	Característica de la compresibilidad
0	1	prácticamente no compresible
I	1-5	débil
II	5-20	media
III	20-60	elevada
IV	60	fuerte

Si el módulo de deformación total se calcula por los resultados de experimentos de compresión, entonces, en este caso se utiliza la siguiente fórmula:

$$E_0 = \frac{i + e}{a} \epsilon$$

donde:

e_1 : coeficiente de porosidad correspondiente a la carga p_1 de la curva de compresión.

a : coeficiente de compresibilidad de la roca que se determina por la curva de compresión para el intervalo de la carga desde p_1 hasta p_2 .

ϵ : coeficiente que depende del coeficiente de expansión transversal y se determina por la fórmula:

$$\epsilon = 1 - \frac{2 \mu^2}{1 - \mu}$$

Aproximadamente, el coeficiente ϵ es igual a 0,76 para las arenas, 0,72 para los suelos arenosos, 0,57 para los suelos arcillosos y 0,43 para las arcillas.

El módulo de deformación total es una característica análoga al módulo de elasticidad de los cuerpos sólidos. Pero las rocas arenosas y arcillosas, a diferencia de los cuerpos sólidos, tienen grandes deformaciones residuales que frecuentemente sobrepasan las elásticas. Por eso, el módulo de deformación total de estas rocas, a diferencia del módulo de elasticidad, caracteriza sus deformaciones totales de compresión, tanto elásticas, como residuales. Hay que tener en consideración que la dependencia directa proporcional entre las tensiones y las deformaciones relativas de las rocas arenosas y arcillosas se establece en los límites del intervalo de carga relativamente limitado. Por eso el módulo de deformación total es la característica de las propiedades de las rocas estudiadas para este limitado intervalo de carga. Como durante el proyecto y la construcción de diferentes obras se tiene relación con cargas moderadas sobre rocas arenosas y arcillosas, estas últimas se pueden considerar como el medio en el cual aplicamos tal índice de propiedades. La magnitud del módulo de deformación para diferentes tipos de rocas varía ampliamente en dependencia de la humedad, compactación de su estructura, solidez de las relaciones estructurales, etc. En la tabla 7.16 se representan las magnitudes del módulo de deformación total según las normas y reglas de construcción.

Como el módulo de deformación, al igual que el coeficiente de compactación de la roca, caracteriza su compresibilidad, entonces el módulo de deformación también puede ser utilizado como un índice de clasificación.

Si $E < 50-60 \text{ kg/cm}^2$, entonces la roca tiene baja capacidad de carga y puede clasificarse como débil. Si E oscila dentro de los límites de 60 a 150 kg/cm^2 , entonces dicha roca puede considerarse como roca con capacidad media de deformación, y finalmente si $E > 500 \text{ kg/cm}^2$, entonces podemos deducir que la roca tiene una alta capacidad de deformación.

El coeficiente de expansión transversal es el coeficiente de proporcionalidad entre las deformaciones relativas transversales y longitudinales. Es igual a la proporción de la expansión transversal relativa (λ_x) y a la compresión vertical relativa (λ_z).

$$\mu = \frac{\lambda_x}{\lambda_z}$$

Para las rocas arenosas y arcillosas varía desde 0,2 hasta 0,5. Su valor medio, en comparación, según las normas y reglas de construcción, es igual: rocas detríticas gruesas 0,27; arenas y suelos arenosos 0,30; suelos arcillosos 0,35; arcillas 0,42.

La magnitud de este coeficiente se puede calcular también por la fórmula:

$$\mu = \frac{\xi'}{1 + \xi'}$$

donde:

ξ' : es el coeficiente de presión lateral que muestra cuál parte de la carga vertical se transmite hacia los lados, a través de la roca. Numéricamente es igual a la proporción de la presión lateral p_0 con la carga vertical p que la provocó:

$$\xi = \frac{p_0}{p}$$

La magnitud de la presión lateral varía entre 0 y 1. Según los datos experimentales de diferentes autores es igual a 0,35-0,41 para las arenas, 0,50-0,70 para los suelos limosos, 0,20-0,74 para los suelos arcillosos. Se determina con equipos especiales o se calcula por la fórmula:

$$\xi = \tan^2 (45^\circ - \varphi/2)$$

donde:

φ : ángulo de fricción interna de la roca.

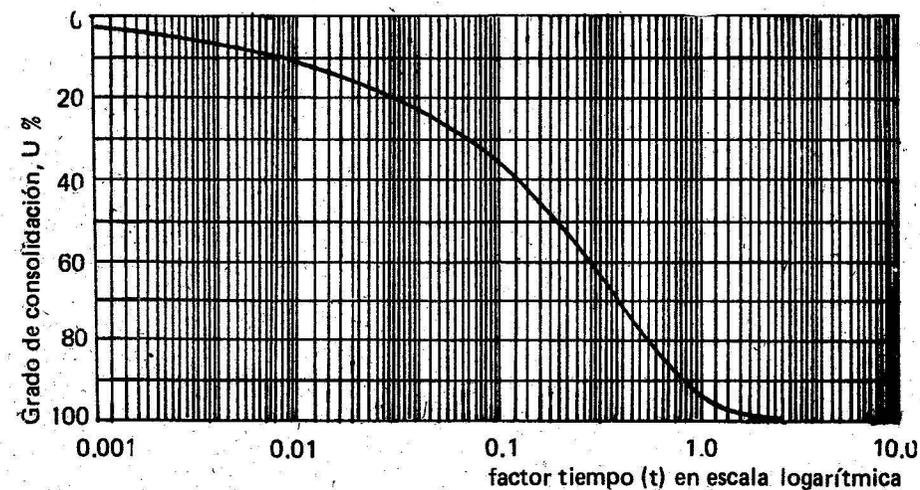


Fig. 7.18. Curvas teóricas de consolidación trazado logarítmico.

La compactación de cualquier roca, tanto arenosa como arcillosa, ocurre en el tiempo. Muy lentamente transcurre este proceso en las rocas arcillosas saturadas con agua. Los asentamientos de obras construidas sobre estas rocas ocurren durante meses, años, decenas de años, y más. El proceso de compactación de la roca bajo una carga constante, generalmente se representa como una curva de consolidación (figura 7.18).

Cada curva de consolidación se construye para un determinado escalón de carga. Esta refleja la dependencia entre la deformación de la roca (magnitud de compresión) y el tiempo. Para trazar la curva de consolidación en el eje de las abscisas se señala el tiempo, y en el eje de las ordenadas los valores del coeficiente de porosidad o la magnitud del porcentaje de consolidación, el cual se calcula por la fórmula:

$$\theta = \frac{\Delta h t}{\Delta h} \cdot 100$$

donde:

- θ : es el grado de consolidación, en por ciento.
- $\Delta h t$: es la magnitud por la cual varió la altura de la muestra de la roca durante un tiempo t desde el inicio del experimento.
- Δh : es la magnitud por la cual varió la altura de la muestra de roca durante la completa estabilización de su compactación bajo una determinada carga.

La determinación de las propiedades de deformación de las rocas areno-arcillosas en el laboratorio, se realiza por dos esquemas:

- Cuando hay posibilidad de expansión lateral de las muestras de roca (solamente para las rocas cohesionadas).
- Cuando no hay posibilidad de expansión lateral de las muestras de roca durante el experimento.

La determinación de las características de deformación (módulo de deformación total y coeficiente de expansión lateral) cuando es posible la expansión lateral de la roca se realiza durante la experimentación de las muestras con compresión uniaxial. Con este objetivo generalmente se utilizan muestras de forma cilíndrica con un diámetro proporcional a la altura de 1:2; los diámetros de las muestras varían entre 4 cm y más. Respectivamente, al variar los diámetros de las muestras, varía la altura. Mientras mayor sea el tamaño de la muestra, más seguros serán los resultados que se obtendrán en el laboratorio. Las muestras grandes son las que mejor reflejan las particularidades de la estructura del macizo de rocas, es decir, su anisotropía, agrietamiento, etcétera.

Durante los experimentos es necesario realizar mediciones de las deformaciones, tanto longitudinales, como transversales. La tensión a la muestra debe aplicársele paulatinamente, la aplicación de cada escalón de carga debe estar acompañada del registro de las deformaciones transversales y longitudinales. La magnitud del escalón de carga debe ser aproximadamente igual a 0,1 de la porosidad de la roca por la compresión uniaxial. Cuando se determina el módulo de deformación total y el coeficiente de expansión transversal, la muestra no se destruye totalmente, sólo lo hace cuando comienza el flujo plástico, el cual está determinado por la curva de dependencia entre la deformación y la carga. El cálculo del módulo de deformación y del coeficiente de expansión transversal se realiza por las fórmulas anteriormente señaladas. Cada uno de estos índices se calcula por los intervalos, donde la dependencia curvilínea puede ser aproximadamente como una línea recta.

Cuando se investigan las propiedades de deformación de las rocas arenosas y arcillosas, se realizan frecuentemente experimentos sin que exista la posibilidad de expansión lateral de las muestras, es decir, experimentos de compresión. La esencia de estos experimentos está en que la roca se somete a compactación con los escalones de carga ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$, etc.), en el anillo del aparato de compresión-filtración o de compresión especial, y se observan las variaciones de su porosidad y humedad.

Los aparatos de compresión, en dependencia de la clase de roca, se dividen en varios tipos que se diferencian por las dimensiones del anillo y por el método de transmisión de la presión al suelo (figura 7.19):

- Aparatos de compresión pequeños con un área transversal del anillo de 20, 40, 60 cm^2 y una altura de menos de 2 cm . Estos aparatos están destinados a investigaciones acerca de las rocas arcillosas o arenosas homogéneas bajo una presión de hasta 20 kg/cm^2 .
- Equipos de compresión pequeños con un área en la sección transversal de menos de 10 cm^2 , están destinados para la investigación de rocas de alta dispersión bajo una presión grande hasta 20 000 kg/cm^2 .
- Equipos grandes de compresión con un anillo de un diámetro de hasta 50 cm , el área de la sección transversal es de hasta 2 500 cm^2 . Estos equipos se utilizan para examinar las rocas detríticas gruesas. En este caso debe satisfacer la siguiente condición: la proporción entre el diámetro del anillo del equipo y el diámetro de las partículas más grandes, debe ser mayor que 5-6.

Para todos los tipos de equipos es indispensable observar que la proporción entre la altura del equipo y su diámetro esté entre los límites de 1:4. En tales condiciones se satisface la condición de la tarea uniaxial de compactación y además de eso, se logran las

condiciones de la mínima influencia de fricción de la roca sobre las paredes. La compresibilidad de las rocas en el proceso de las investigaciones de compresión se puede determinar por varios métodos: de alturas; de peso; de peso-altura y por el método de determinación directa de la porosidad.

El método del peso se utiliza para las rocas totalmente saturadas con agua. Por eso, el coeficiente de porosidad se determina por la variación de la humedad de la roca después que se estabiliza su compactación, debido al escalón de carga, por la fórmula:

$$e = \omega \gamma_s$$

donde:

e: es la porosidad de la roca.

ω : es la humedad natural.

γ_s : es el peso específico. Al determinar el coeficiente de porosidad de la roca correspondiente a cada escalón de carga se traza la curva de compresión y se calculan sus parámetros, los cuales caracterizan la deformación de compresión de la roca.

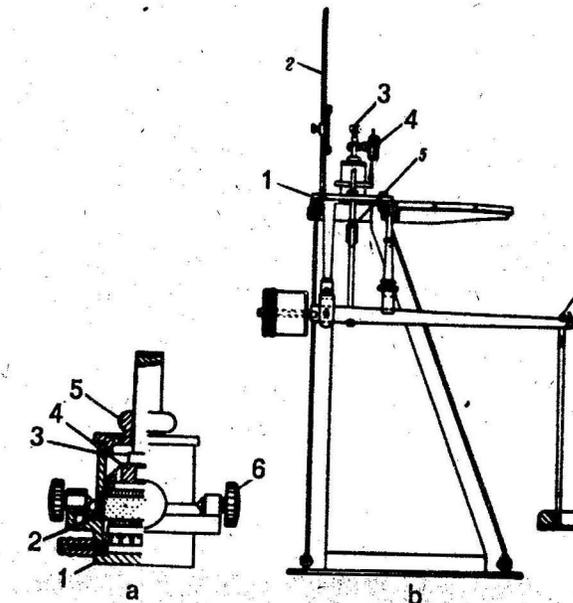


Fig. 7.19. Ensayo de compresibilidad: a, Edómetro; 1, base del ensayo; 2, anillo para retener la muestra; 3, cilindro para dirigir la carga; 4, placa para aplicar la carga; 5, tapa; 6, tornillo fijador del edómetro. b, Esquema del mecanismo de transmisión de la carga de un edómetro o consolidómetro: 1, soporte; 2, piezómetro; 3, marco, caballete; 4, indicador, micrómetro; 5, tracción para transmitir la presión a la tapa y esta a la placa en el edómetro; 6, peso.

El método de altura se aplica en rocas de diferente humedad, saturadas o no saturadas por el agua. Consiste en que la compactación de la roca solamente es posible a expensas de la variación de la porosidad. Cada nuevo valor del coeficiente de porosidad después de compactarse la roca de uno u otro escalón de carga:

$$e_2 = e_1 - \Delta e$$

El volumen de la parte mineral de la roca no varía:

$$m_1 = m_2 \quad \text{o} \quad \frac{1}{1 + e_1} h F = \frac{1}{1 + e_2} (h - \Delta h) F$$

donde:

h y F : la altura y el área respectivamente de la muestra que se examina en el equipo.

Δh : la disminución de la altura de la muestra cuando su porosidad varía de e_1 a e_2 al aumentar la carga de σ_1 hasta σ_2 .

Después de abrir paréntesis y agrupar los miembros, tendremos:

$$h(1 + e_2) = (h - \Delta h)(1 + e_1)$$

$$\text{o} \quad \Delta h(1 + e_1) = h(e_1 - e_2)$$

pero:

$$e_1 - e_2 = \Delta e$$

entonces:

$$\Delta e = \frac{\Delta h}{h} (1 + e_1)$$

$$e_2 = e_1 - \frac{\Delta h}{h} (1 + e_1)$$

De esta forma, midiendo la altura de la muestra de roca en el equipo durante su proceso de compactación, se determina la magnitud del coeficiente de porosidad correspondiente a cada escalón de carga.

El método de altura y peso consiste en la utilización simultánea de los métodos de peso y altura. La porosidad de la roca antes del experimento y después del último escalón de carga, se determina por el método de altura. Este método, al igual que el de peso, se utiliza para examinar rocas totalmente saturadas con agua.

El método más seguro para determinar la magnitud de compactación de la roca es el de la determinación directa de su porosidad antes y después del experimento en combinación con el método de altura. Para determinar la porosidad de la roca antes y después del experimento hay que conocer su peso volumétrico y la humedad. El peso volumétrico se determina por el método del anillo cortante utilizando el anillo del equipo. La altura de la muestra de roca se mide con un micrómetro con una precisión de 0,01 mm. La compactación de la roca se observa en los indicadores, es decir, utilizando el método de altura.

La metodología de las investigaciones de la compresión tiene una enorme importancia en la determinación de la magnitud de la carga, al comenzar la compresión (carga efectiva). La carga efectiva es igual a la carga máxima sobre la roca, la cual provoca una deformación mínima. Por consiguiente, la primera fase de la carga, durante los ensayos de compresión, hay que aplicarla en partes pequeñas. La magnitud y el número de escalones de carga durante el ensayo de compresión se selecciona basado en la necesidad de obtener una curva suave de compresión y descompresión. El escalón final de la carga se determina por la magnitud de la carga que recibirá la roca a la altura proyectada, o la profundidad que nos interese después de construir la obra.

En dependencia del tipo de suelo y de las condiciones de construcción, para realizar las investigaciones se tendrán en cuenta cuatro esquemas principales:

Primero, estudia la compresibilidad de las muestras de composición natural bajo humedad natural sin relleno con agua, pero preservando a la roca del secado.

Segundo, prevé el estudio de la compresibilidad de las muestras de composición natural después de mojarlas con agua durante 2-3 días, sin posibilidad de hinchamiento (bajo un mecanismo de retención).

Tercero, estudia la compresibilidad de las muestras de roca de composición natural después que se hinchan libremente en los equipos de compresión durante 5-7 días.

Cuarto, se determina primeramente la compresibilidad de la muestra de roca de humedad natural inicial, hasta una determinada presión, y después se satura con agua.

Son posibles diferentes variantes de estos esquemas, relacionados con la sustitución del agua destilada por diferentes soluciones. Los diferentes esquemas de investigaciones de compresión permiten modelar el trabajo de la roca considerando distintos factores que determinan las propiedades de deformación de la roca. Así, por ejemplo, la investigación de la roca por el primer esquema, es decir, sin relleno con agua, se realiza cuando se estudia la compresibilidad de las rocas trifásicas, las cuales no serán afectadas por la saturación en el proceso de construcción y explotación de

la obra, o cuando es necesario determinar la magnitud de la presión que actuó anteriormente sobre el suelo.

Es de mucha utilidad realizar investigaciones por el segundo esquema cuando es necesario determinar la compresibilidad de rocas totalmente saturadas con agua, las cuales generalmente yacen bajo el nivel de las aguas subterráneas, y también cuando hay que determinar la magnitud de la presión de hinchamiento desarrollada por la roca arcillosa al actuar diferentes presiones sobre la muestra.

Las investigaciones por el tercer esquema se realizan para valorar las propiedades de deformación de suelos arcillosos que sufran hinchamiento y descompactación en una zanja abierta antes de la construcción de la obra.

Las investigaciones por el cuarto esquema es necesario realizarlas para valorar las propiedades de deformación de rocas de asentamientos, y también en muchos casos, de la investigación de las arenas y rocas detríticas gruesas, utilizadas como material de construcción de rocas hidrotécnicas.

Es posible que también surjan otros esquemas de experimentación que puedan dictarse por el futuro trabajo del suelo en la base de la obra.

Resistencia cortante de las rocas areno-arcillosas. Factores que determinan la magnitud de la resistencia al cortante

La resistencia cortante caracteriza la solidez de las rocas areno-arcillosas, es decir, su capacidad de resistir la destrucción. La roca comienza a destruirse cuando las tensiones tangenciales exceden a las fuerzas de resistencia interna. La destrucción puede manifestarse en la desviación del macizo de rocas o en la perturbación de la continuidad de la roca como resultado del desplazamiento de una parte de la roca por una o varias superficies de deslizamiento, o a lo largo de la zona de deslizamiento (deslizamiento del talud, levantamiento plástico del suelo, etcétera).

Es indispensable conocer la resistencia cortante de las rocas areno-arcillosas para resolver los problemas de la estabilidad de cualquier tipo de obra.

Los factores que determinan la resistencia cortante de las rocas cohesivas y no cohesivas son diferentes, y por eso vamos a exponerlos por separado.

Resistencia cortante de las rocas no cohesivas: La resistencia cortante de estas rocas depende de: la fricción de las partículas entre sí, durante su desplazamiento; trabazón, resistencia ejercida por las partículas y su trituración, la cual solamente se manifiesta bajo grandes presiones.

La función de cada componente en la resistencia cortante de las rocas no cohesionadas, es diferente y depende también de diferentes factores. Así, la resistencia a la fricción de las partículas

depende de su composición mineral, del estado y del carácter de la superficie de sus partículas (existencia de combinaciones lubricantes o de fricción, rugosidad, allanamiento de la superficie, etcétera).

La trabazón de las partículas está determinada, principalmente, por la densidad del empaquetamiento. La resistencia cortante del material de las partículas, está determinada por la resistencia de la red cristalina de los minerales y el estado de tensión.

Analicemos cada uno de estos factores por separado. La fricción de las partículas de suelo es la resistencia al desplazamiento relativo de dos cuerpos en contacto. En caso de que no haya movimiento relativo de los cuerpos en contacto se observa fricción estática o fricción de reposo. La fricción cinética o fricción de deslizamiento se observa después de comenzar el movimiento de los cuerpos.

La fricción de diferentes minerales se ha estudiado relativamente poco, a pesar del enorme papel de la fricción en la resistencia cortante de las rocas. Basado en numerosas investigaciones se determinó que para la mayoría de los minerales, el coeficiente de fricción en reposo es aproximadamente igual al coeficiente durante un movimiento; sólo para la superficie del cuarzo humedecida con agua; es de 1,5-2 veces menor.

Según la magnitud del coeficiente de fricción, todos los minerales cuya superficie está cubierta de agua se subdividen en dos grupos: con alto coeficiente de fricción: cuarzo, microclina, calcita ($f = 0,4-0,8$); con bajo coeficiente de fricción: moscovita, biotita, flogopita, clorita, talco ($f = 0,1-0,3$).

A medida que aumenta la rugosidad de la superficie, la acción antilubricante del agua es insignificante. La acción lubricante del agua en los minerales estratiformes, puede ocasionar el derrumbe de los macizos de rocas, en cuyas grietas se han desarrollado sericita u otros minerales estratiformes.

Durante la fricción del cuarzo sobre otros minerales, el coeficiente de fricción generalmente es menor que durante la fricción del cuarzo sobre cuarzo. Así, durante la fricción del cuarzo sobre calcita o microclina, el coeficiente de fricción es aproximadamente 1,5-2 veces menor que el coeficiente de fricción de minerales de igual nombre. Y durante la fricción del cuarzo sobre minerales estratiformes, el coeficiente de fricción de ambos se aproxima al menor coeficiente de fricción, pues las superficies, evidentemente, se cargan con igual signo.

Sobre la magnitud del ángulo de fricción interna influye mucho la presencia de mica. Los experimentos han demostrado que si la arena contiene un 10% de mica, entonces la resistencia cortante está determinada casi totalmente por la mica. Una disminución semejante de la resistencia cortante en las arenas ejerce la glaucomita, y también las sustancias orgánicas y coloides que frecuentemente bordean a las partículas de arena con una película.

La forma de las partículas también influye sobre la magnitud del ángulo de fricción interna de la roca. Para las partículas redondas, el ángulo de fricción interna es 10-18 % menor que el de las partículas angulares. La influencia del alargamiento de las partículas de guijarros y grava sobre la magnitud φ depende de la

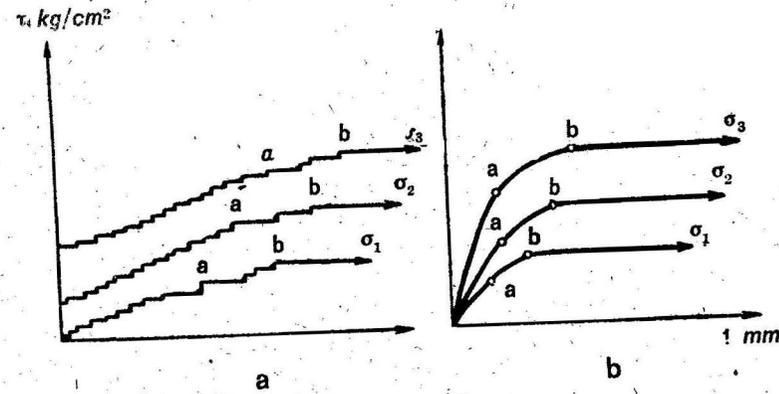


Fig. 7.20. Gráfico de desarrollo de la deformación bajo la influencia de las fuerzas cortantes: $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$, cargas de compresión normal. 1, pasos del desarrollo de la deformación al corte, por la aplicación de fuerzas cortantes de forma escalonada; 2, por el incremento ininterrumpido.

- Nota. En la gráfica se observa que con el incremento de la carga a la compresión normal $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ aumenta la resistencia al corte. El punto (a) significa el primer estadio de deformación y el (b) las fuerzas máximas de corte.

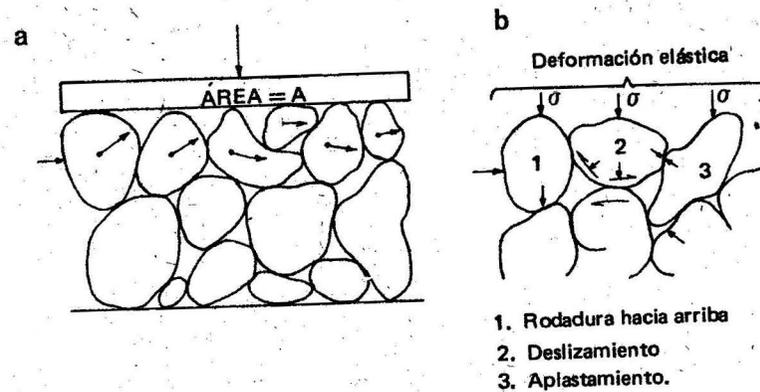


Fig. 7.21. Mecanismos de la deformación y del esfuerzo cortante en una masa de roca friccionalante (SOWERS-SOWERS): a, cortante de una masa granular indicando el movimiento potencial de las partículas. b, Mecanismo de resistencia, deformación y movimiento de los granos.

orientación de las partículas en relación a la dirección del esfuerzo desplazante. Si la dirección de la orientación de las partículas alargadas coincide con la dirección del esfuerzo de desplazamiento, entonces evidentemente, el ángulo de fricción interna será menor que en el caso en que las partículas estén perpendicularmente orientadas a la acción de este esfuerzo (figura 7.20).

La humectación de las superficies lisas de cuarzo, microclina, calcita, tiene un efecto antilubricante y está acompañada de un aumento de la resistencia cortante. Pero en suelos reales no cohesionados, en los cuales la trabazón determina, a veces, su solidez, el papel del agua es insignificante, y tiene fundamentalmente acción lubricante, provocando una cierta disminución del ángulo de fricción interna (figura 7.21).

La influencia del empaquetamiento de las partículas ejerce una considerable influencia sobre la resistencia cortante de las rocas arenosas. En la figura 7.22 está representada la variación de la resistencia cortante de la arena para un empaquetamiento friable y compacto de las partículas. La resistencia cortante se observa a medida que se desarrollan las deformaciones (figura 7.23). Para las arenas de composición densa, la solidez máxima (máx) durante

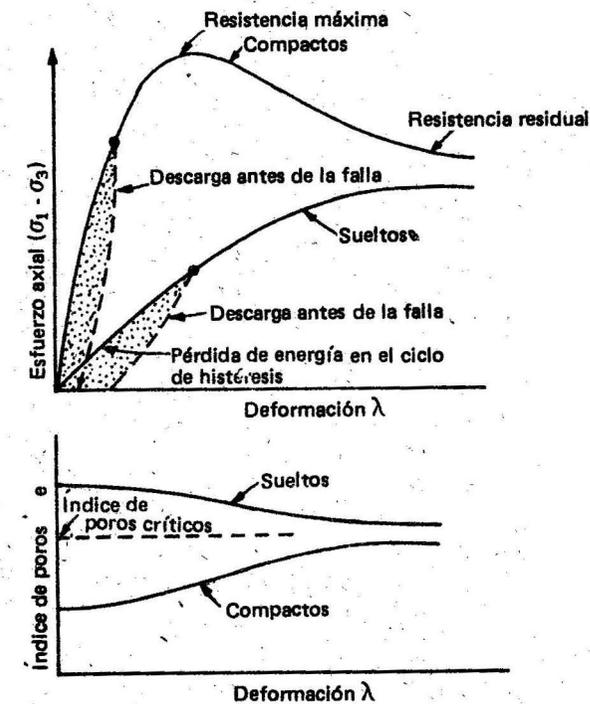


Fig. 7.22. Gráfico de esfuerzo-deformación. Índice de poros en rocas friccionalantes no cohesivas.

cierta deformación del corte; disminuye hasta un valor mínimo (τ const) pero para las arenas de composición friable por el contrario, la resistencia cortante aumenta lentamente y se mantiene constante. Por eso, la porosidad de la arena compacta disminuye, y la de las friables aumenta. Por consiguiente, podemos suponer que para cada tipo de arena ha de existir un valor intermedio de porosidad, con el cual el desplazamiento de los granos en la de cizallamiento, no provoca cambios en la densidad de la arena. Este valor intermedio de la porosidad, con el que no se observan cambios en el volumen de la arena durante el cizallamiento, se llama porosidad crítica. Esta puede servir de límite entre el estado de compactación y friable. La magnitud de la diferencia entre τ_{max} y τ_{res} , está condicionada por la trabazón y depende del grado de compactación y de la presión normal.

Los valores de la deformación de las arenas durante el corte aumentan, si estas están saturadas con agua. Al producirse el cizallamiento de la arena saturada con agua, surge la presión hidrodinámica provocada por la variación de la porosidad de la arena en la zona de cizallamiento. En la arena compacta el aumento de la porosidad en la zona de cizallamiento provoca el movimiento de agua hacia dicha zona. Ocurre la succión del agua en la zona de cizallamiento. En la arena friable, la porosidad en la zona de cizallamiento disminuye y una parte del agua es eliminada de esta zona. Respectivamente, en la arena densa la presión hidrodinámica está orientada hacia la zona de cizallamiento, aumentando la presión normal sobre los granos de arena. En la arena friable la presión hidrodinámica está dirigida desde la zona de cizallamiento, disminuyendo la presión normal sobre los granos de arena. Por eso, en la arena compacta saturada con agua, en el proceso de cizallamiento la resistencia cortante aumenta. Ocurre como un autofrenaje al cizallamiento. Y por el contrario, en la arena friable saturada con agua, en el proceso de cizallamiento la resistencia cortante disminuye y el cizallamiento aumenta.

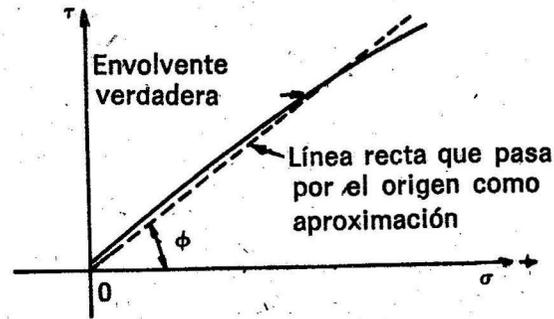


Fig. 7.23. Envolvente de Mohor para las rocas arenosas.

Tabla 7.16 Módulo de deformación total en las rocas areno-arcillosas

Tipos genéticos de rocas	Nombre de las rocas	Índice de consistencia B	Módulo de deformación total (kg/cm ²) cuando el coeficiente de porosidad es de										
			0,41-0,5	0,51-0,6	0,61-0,7	0,71-0,8	0,81-0,9	0,91-1,0	1,01-1,1				
Rocas detríticas de origen diverso, de edad cuaternaria	Arenas gravosas y de granos grandes	500	400	300	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Arenas de granos medios	500	400	300	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Arenas de granos pequeños	480	380	280	180	—	—	—	—	—	—	—	—
	Arenas de granos finos	390	280	180	110	—	—	—	—	—	—	—	—
	Suelo arenoso	320	240	160	100	70	—	—	—	—	—	—	—
Rocas arcillosas de origen deluvial, aluvial, lacustre y lacustre-aluvial del Cuaternario, cuando $G \geq 0,7$	$0 \leq B \leq 1$	340	270	220	170	140	110	80	60	50	120	90	70
	$0,25 \leq B \leq 0,5$	320	250	190	140	110	80	60	50	120	90	70	—
	$0,5 \leq B \leq 1$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Arcilla	$0 \leq B \leq 0,25$	—	280	240	210	180	150	120	90	70	—	—	—
	$0,25 \leq B \leq 0,5$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Idem: Rocas cuando $G < 0,7$	Suelo arenoso	400	320	240	100	100	100	100	100	100	100	100	100
	Suelo arcilloso	400	320	270	230	200	170	150	120	90	70	—	—

Si la presión normal en la zona de cizallamiento de una arena saturada con agua antes de comenzar el cizallamiento es σ_0 , y la presión hidrodinámica que surge en el proceso de cizallamiento es σ_{hidrod} , entonces para la arena compacta en el proceso de cizallamiento, la resistencia cortante será:

$$\tau_{hidrod} = (\sigma_0 + \sigma_{hidrod}) t_g \varphi$$

y para la arena friable:

$$\tau_{hidrod} = (\sigma_0 - \sigma_{hidrod}) t_g \varphi$$

Cuando la porosidad es igual a la crítica, la presión hidrodinámica $N_{hidrod} = 0$, no surge.

La magnitud de la densidad influye mucho sobre la magnitud del ángulo de fricción interna. Cuando la magnitud de la porosidad disminuye de 35 al 20 %, el ángulo de fricción interna aumenta hasta 25 %. El aumento del ángulo de fricción interna en dependencia de la densidad del empaquetamiento, puede calcularse por fórmula empírica:

$$\varphi = \varphi_0 + a D^m$$

donde:

D: grado de densidad.

φ_0 : ángulo de fricción interna del suelo cuando el empaquetamiento de las partículas es friable.

a, m: parámetros de la dependencia.

La magnitud (a) varía desde 5-12, (m) desde 0,4 a 1. Esta misma dependencia para los suelos arenosos se expresa por esta otra fórmula empírica:

$$\tan \varphi = \frac{K}{e}$$

donde:

e: coeficiente de porosidad.

K: parámetro de la dependencia.

La magnitud K (desde las arenas de grano fino hasta las de grano grueso) varía de 0,33 a 0,55.

La influencia de diferentes factores sobre la magnitud del ángulo de fricción interna de los suelos arenosos se consideró en la fórmula empírica de Hansen y Laubork

$$\varphi = 30^\circ + \varphi_1 + \varphi_2 + \varphi_3 + \varphi_4$$

donde:

$\varphi_1 \dots \varphi_4$: valores de las correcciones que consideran la redondez y el grosor de las partículas, la homogeneidad y la compactación de los suelos no cohesionados.

En la tabla 7.17 se señalan los valores de las correcciones que consideran los diferentes estados de los suelos no cohesionados.

Bajo presiones pequeñas de hasta 10 kg/cm^2 , la resistencia cortante de los suelos no cohesionados aumenta rápidamente y se caracteriza por ángulos de fricción interna muy grandes ($\varphi > 30^\circ$). Después, a medida que aumenta la presión vertical, disminuye la intensidad de su desarrollo y bajo presiones de algunos miles de kg/cm^2 se determina por los ángulos de fricción interna característicos del cizallamiento de los minerales (ángulos de fricción interna de un cuerpo sólido).

Resistencia cortante de las rocas arcillosas

La solidez de las rocas arcillosas, como es conocido, no solamente está determinada por la magnitud de la fricción, sino también por la magnitud de cohesión, que generalmente determina la resistencia cortante de las rocas anteriormente mencionadas. La

Tabla 7.17 Factores de corrección de los valores de $\varphi_1, \varphi_2, \varphi_3, \varphi_4$

Factor y corrección	Característica de los suelos no cohesionados	Valores de las correcciones
Redondez de las partículas, φ_1	Mal redondeados	+ 1
	Medio redondeados	0
	Redondeados	- 3
	Muy bien redondeados	- 5
Tamaño de las partículas, φ_2	Arena	0
	Grava fina	+ 1
	Grava media y gruesa	+ 2
Homogeneidad, φ_3	Arena homogénea	- 3
	Arena medianamente heterogénea	0
	Arena heterogénea	+ 3
Densidad, φ_4	En estado extremadamente friable	- 6
	Densidad media	0
	En estado extremadamente denso	+ 6

magnitud de la cohesión depende de la solidez de las relaciones estructurales (moleculares, iónicas, covalentes, hidrogenadas, magnéticas) entre las partículas y agregados que componen la roca. Estas uniones pueden ser tixotrópicas de coagulación y de cristalización-condensación (cementación), no sólidas (plásticas) o sólidas (rígidas), elásticas, resistentes o no resistentes al agua.

En dependencia de la naturaleza y el carácter de las relaciones estructurales, las rocas arcillosas poseen una u otra resistencia. Los factores que influyen considerablemente sobre la resistencia de las rocas son: dispersión de las rocas, composición mineral de la parte finamente dispersa, densidad de la composición, humedad, composición de la sustancia de cementación, grado de perturbación de la composición natural. Sobre la resistencia de las rocas influye mucho la magnitud de la carga normal (ver diagrama de resistencia al corte, rocas arcillosas, (figura 7.24).

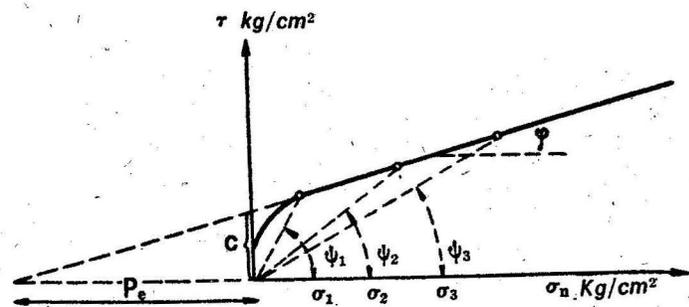


Fig. 7.24. Diagrama de la resistencia al cortante de las rocas arcillosas.

Nota: El diagrama se compone de dos partes; la primera depende de las tensiones normales σ_n , la segunda no depende de las tensiones normales. La primera parte está condicionada a la fricción interna; la segunda — cohesión, está relacionada con la unión de los tipos estructurales, la cual se expresa según la fórmula:

$$\tau = C + \operatorname{tg} \varphi \sigma_n$$

donde C — cohesión (no depende de σ_n ; $\operatorname{kg/cm}^2$)
 si $\operatorname{tg} \varphi = f$ luego $\tau = C + f \sigma_n$
 si dividimos la expresión por σ_n

$$\operatorname{tg} \psi = \frac{\tau}{\sigma_n} = f + \frac{C}{\sigma_n}$$

La magnitud de $\operatorname{tg} \psi = f \sigma_n$ se llama *coeficiente de corte*.
 $C = \operatorname{tg} \varphi \cdot P_e$ (magnitud de la resistencia de las uniones estructurales.) Sitovich la denominó Presión de cohesión: $P_e = \frac{C}{\operatorname{tg} \varphi}$.

Conjuntamente con las fuerzas de cohesión, la resistencia de los suelos arcillosos está determinada también por las fuerzas de fricción interna entre las partículas. Sin embargo, una división exacta de la componente de fricción y cohesión, representa grandes dificultades, pues la misma fricción entre las superficies de los cuerpos sólidos tiene una naturaleza de adhesión-deformación (molecular-mecánica).

En relación con la dependencia entre la solidez de los suelos arcillosos y las fuerzas de cohesión y de fricción interna, su resistencia cortante se expresa por la ecuación de N. N. Maslov:

$$\tau = \sigma \tan \varphi_0 + C_0 + C_c$$

donde:

- φ_0 : ángulo de fricción interna que depende de la compactación y de la humedad.
- C_0 : cohesión condicionada por las relaciones estructurales reversibles (principalmente debido a las fuerzas moleculares).
- C_c : cohesión determinada por las relaciones de cristalización irreversibles entre las partículas.

La cohesión C_c , a causa de su rigidez se moviliza cuando ocurren deformaciones insignificantes del cizallamiento, mientras que para la movilización de la resistencia cortante como resultado del giro de las partículas y de la salida del estado de equilibrio, así como también para el total desarrollo de la fricción, se requieren deformaciones considerablemente más grandes.

Como ya señalamos, la solidez máxima de las rocas arcillosas de composición natural se determina fundamentalmente por la solidez de las relaciones estructurales de cristalización.

La regularidad de variación de la resistencia cortante durante la perturbación de las relaciones estructurales se puede caracterizar por el índice de solidez estructural K_e (o índice de sensibilidad):

$$K_e = \frac{P_{NP}}{P_p}$$

donde:

- P_{NP} : es la resistencia del suelo de estructura no perturbada al aplastamiento, resistencia cortante, etcétera.
- P_p : es la resistencia para el suelo de composición perturbada, pero con igual compactación-humedad que el primero.

Por la magnitud del índice de solidez estructural, las rocas arcillosas pueden dividirse en diferentes categorías (tabla 7.18).

Tabla 7.18 Categorías del valor del índice de solidez estructural K_{ω}

K_{ω}	Nombre de la categoría	Pérdida de solidez al perturbarse la estructura de la roca, %
1	Insensibles	0
1-2	Poco sensibles	0-50
2-4	De sensibilidad media	50-75
4-8	Muy sensibles	75-87,5
8-16	Poco movedizas	87,5-93,8
16-32	Medio movedizas	93,8-96,9
32-64	Muy movedizas	96,9-98,4
64	Extremadamente movedizas	98,4

Los altos valores de K_{ω} son característicos de deposiciones arcillosas muy húmedas. La resistencia cortante en estas últimas está determinada solamente por la solidez de las relaciones estructurales, la cual a su vez, depende de la densidad, dispersión y composición mineral. La magnitud de la solidez de dichas deposiciones es muy pequeña: centésimas o décimas de fracción de kg/cm^2 , y después de la perturbación de las relaciones estructurales, su solidez disminuye hasta valores muy pequeños, y el suelo se transforma en un líquido viscoso.

La lixiviación de las sales de la solución de poros de arcillas jóvenes muy húmedas, contribuye a incrementar su sensibilidad y su transición al estado movedizo móvil bajo esfuerzos pequeños y acciones dinámicas débiles. La influencia de la composición granulométrica de las rocas arcillosas, y principalmente el contenido de la fracción arcillosa puede caracterizarse por los datos de la tabla 7.19, en la cual se representan las características de solidez C y φ . La variación de la composición granulométrica se expresa a través de la humedad en el límite de plasticidad.

Basado en el análisis de la tabla 7.19 podemos ver que el aumento de la capacidad arcillosa de la roca, provoca el aumento de la magnitud de cohesión y cierta disminución del ángulo de fricción interna de esta.

La influencia de la composición mineral de las rocas arcillosas sobre su resistencia cortante ocurre en otras condiciones exactamente iguales; por medio de la capacidad hidrófila, dimensión y forma de las partículas. En otras condiciones exactamente iguales, es decir, cuando la densidad-humedad de las rocas arcillosas de diferente composición es mineral, resultan ser las más resistentes las rocas arcillosas montmoriloníticas y las menos resistentes las

caoliníticas. Las rocas hidromicáceas ocupan una posición intermedia. Además, se observa una cierta regularidad en el carácter de la influencia de la composición mineral sobre las características de solidez. En caso de arcillas montmoriloníticas, la magnitud de la cohesión aumenta, y el ángulo de fricción interna disminuye. Así, por ejemplo, para las arcillas montmoriloníticas, el ángulo de fricción interna tiene el menor valor $\varphi = (4^{\circ}-10^{\circ})$ para las arcillas caoliníticas e hidromicáceas, puede aumentar desde 10 hasta 28°. Los pequeños valores del ángulo de fricción interna para las arcillas montmoriloníticas se explican por la carencia de acción recíproca directa entre las partículas sólidas, separadas por películas de agua relacionada. A medida que las películas de agua entre las partículas se hacen más finas, aumenta el componente de fricción.

Los factores físico-químicos (concentración de electrólitos en la solución de poros y composición de los cationes de intercambio), determinan las propiedades cristalóquímicas de la superficie de las partículas arcillosas, y por consiguiente, sus propiedades. El aumento de la concentración de electrólitos en la solución de poros, y también la presencia de cationes *bi* y *trivalentes* de potasio en el complejo de intercambio, contribuyen a la compresión de la capa de difusión, por lo cual el sistema disperso resulta más compacto bajo dicha presión. En este caso, entre las partículas se manifiestan con mayor grado las fuerzas de interacción, lo que se expresa en el aumento de la solidez.

En mayor grado, la influencia de los factores físico-químicos se refleja en las arcillas hidromicáceas-montmoriloníticas finamente dispersas y en las montmoriloníticas saturadas con agua. A medida que aumenta la densidad de las arcillas y varía su composición mineral, disminuye el papel de los factores físico-químicos.

La resistencia cortante de las arcillas montmoriloníticas aumenta considerablemente cuando se sustituye el sodio de intercambio por Ca^{+2} y Al^{+3} , mientras que la naturaleza de los cationes de intercambio de la caolinita prácticamente no varía su resistencia cortante. En los trabajos de I. Rosenkwist y A. Biedgrum se comprobó que la introducción del ion de potasio en el complejo de absorción de las arcillas montmoriloníticas e hidromicáceas, provoca un aumento considerable de la resistencia cortante. El potasio de intercambio, debido a sus particularidades químicas (dimensiones pequeñas, hidratación negativa) posee la facultad de intercalarse en la red cristalina de las montmorilonitas e hidromicáceas y al mismo tiempo retener las diferentes películas de estos minerales con una sólida relación estructural, lo que provoca el aumento de la densidad de las arcillas y de su resistencia cortante.

La densidad del suelo arcilloso junto con la dispersión y resistencia de sus relaciones estructurales, es el factor fundamental que determina su solidez. Por una serie de investigaciones se determinó que las magnitudes del ángulo de fricción interna disminuyen, y la magnitud de cohesión, por el contrario, aumenta bruscamente.

Mientras más gruesa es la dispersión del suelo arcilloso, más brusca será la variación del ángulo de fricción interna, al aumentar la densidad del suelo. Cuando el coeficiente de porosidad es aproximadamente cero, el ángulo de fricción interna de la roca es aproximadamente igual al ángulo de fricción interna de un cuerpo mineral continuo.

La magnitud del ángulo de fricción interna depende de la solidez de las relaciones estructurales entre las partículas y los agregados del suelo. Para suelos arcillosos con relaciones estructurales naturales, la magnitud del ángulo de fricción interna es de aproximadamente 10-30 % más alta que para los suelos arcillosos de composición alterada.

La magnitud de otro parámetro: cohesión, depende considerablemente de la densidad-humedad del suelo. Está establecido que la magnitud de cohesión provocada por las fuerzas moleculares (C_u), está relacionada con la presión de compactación máxima por la simple correlación:

$$C_u = K \sigma$$

donde:

K: es el coeficiente que muestra la velocidad de la cohesión C_u , a medida que aumenta la presión de compactación.

El valor mínimo del coeficiente K es de los suelos que contienen minerales con red cristalina poco activa, mientras que para la montmorilonita, el valor K es mucho mayor. La magnitud del coeficiente K depende de la solidez de las relaciones estructurales, mientras más resistentes son las relaciones, menos varía E, ya que las relaciones, en cierto grado obstaculizan la compactación de la roca.

Métodos para estudiar la resistencia cortante de las rocas arenarcillosas

Sobre la magnitud de la resistencia cortante de las rocas arenarcillosas influyen grandemente los métodos de sus experimentos. Al mismo tiempo, estos deben modelar directamente el trabajo de la roca en su acción recíproca con la obra.

Actualmente, en la práctica de las investigaciones de laboratorio, los principales métodos que permiten determinar las características de solidez de las rocas arenarcillosas son los siguientes:

- Pruebas de esfuerzo cortante directo, por lo general se realizan en aparatos de un plano, y algunas veces de dos (figura 7.25).
- Investigación en estado de tensión uniaxial.
- Investigación en estado de tensión triaxial (figura 7.26).

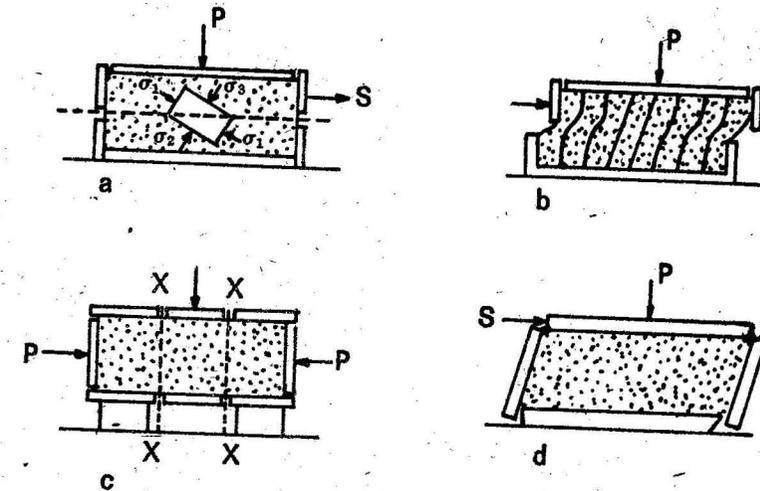


Fig. 7.25. Pruebas de esfuerzo cortante directo: a, esquema del aparato de corte directo, que indica los esfuerzos principales de falla; b, esquema del mismo aparato, que indica las deformaciones no uniformes; c, esfuerzo cortante en dos planos, en el anillo para cortante; d, deformación simple o uniforme.

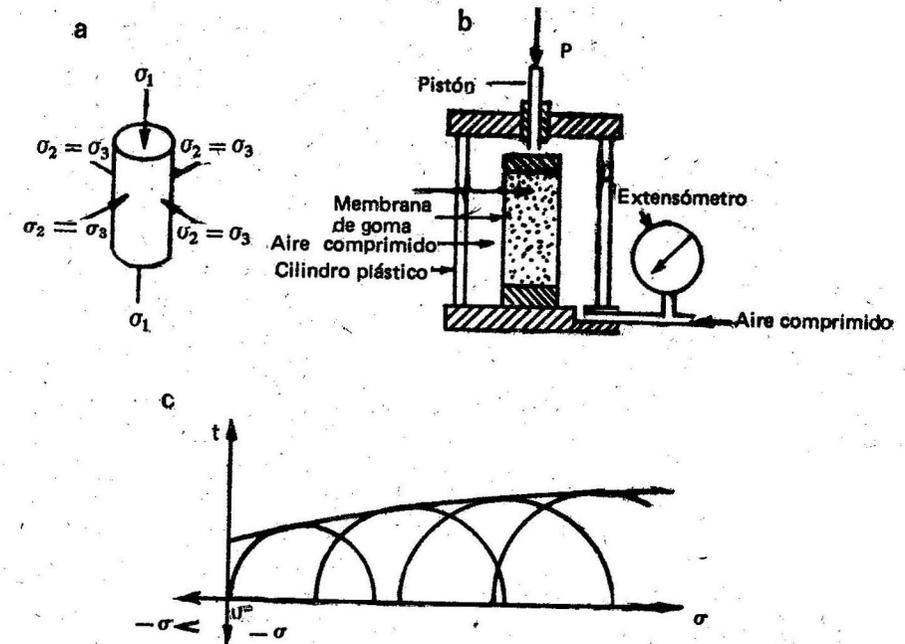


Fig. 7.26. Ensayo triaxial de esfuerzo cortante: a, esfuerzo en la prueba triaxial de esfuerzo cortante; b, equipo para la prueba triaxial de esfuerzo cortante; c, envolvente de Mohr tangente a las circunferencias de falla de Mohr.

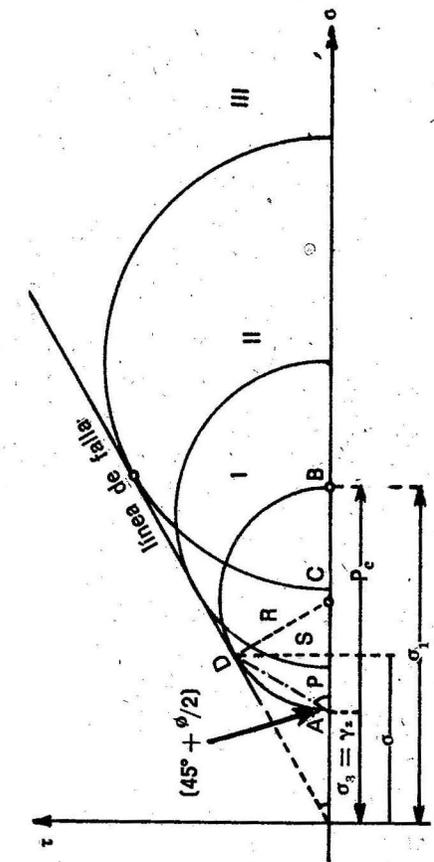
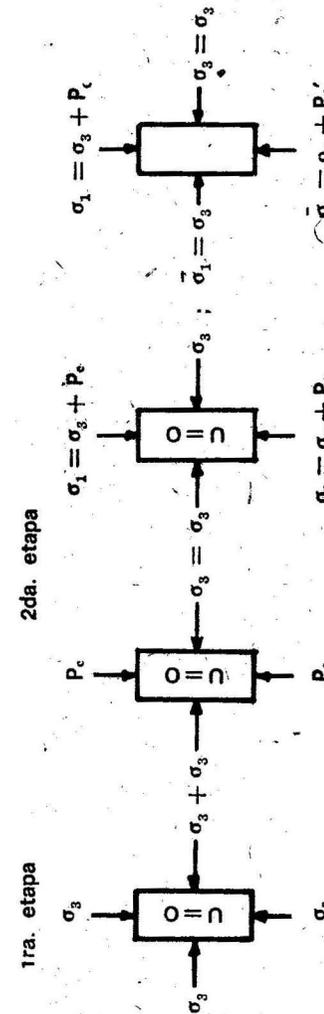
El primero de los métodos mencionados permite determinar solamente la resistencia cortante de los suelos. El segundo y tercer métodos permiten determinar tanto la resistencia cortante (características de solidez), como la compresibilidad. La selección de los métodos y de los aparatos para determinar la resistencia cortante debe realizarse considerando las particularidades texturales-estructurales de los suelos y las condiciones de su trabajo en interacción con la obra. Así, el cortante directo se puede recomendar para investigar los suelos estratificados, donde los planos, de estratificación durante la acción recíproca con la obra pueden manifestarse realmente del plano de corte y a su vez valorar la obra por el esquema. En los demás casos (estructura isotrópica de la capa de suelo al modelar el levantamiento plástico del suelo) los datos más seguros acerca de la solidez de los suelos se pueden obtener por medio de experimentos con compresión triaxial (figura 7.26).

Para los índices de solidez es indispensable establecer sus dependencias de los índices del estado en diferentes estadios del proceso de consolidación: humedad, porosidad, grado de saturación con agua, consistencia, que corresponden a las condiciones para realizar el experimento.

En dependencia de los aparatos disponibles se utilizan diferentes métodos de experimentación para las rocas areno-arcillosas (figura 7.27, 1,2,3).

Los principales esquemas de experimentación para las rocas areno-arcillosas en un laboratorio pueden dividirse de la forma siguiente:

- Experimentación según el esquema de corte rápido sin compactación previa bajo cargas normales que no exceden la solidez estructural de las rocas. En este caso, el esfuerzo cortante se transmite regular e ininterrumpidamente en orden creciente hasta que la roca se destruya.
- Experimentación según el esquema de corte lento después de la compactación previa total, cuando la consolidación ha concluido bajo cargas compactantes mensurables con el peso de la obra. En este caso, la carga de cizallamiento se transmite escalonadamente en orden creciente hasta que la roca se destruya. Cada nuevo escalón de carga se aplica después que concluye la deformación provocada por la carga anterior.
- Experimentación con desagüe libre. Este sistema de experimentación se llama abierto. Al utilizarlo hay que asegurar la total consolidación de la roca bajo cada escalón de carga. Este esquema de experimentación es posible realizarlo solamente cuando el cizallamiento es lento.
- Experimentación cuando es imposible el desagüe durante el mismo, es decir, con un sistema cerrado. En este caso, una parte de la presión externa se transmite a través de la presión de poros.



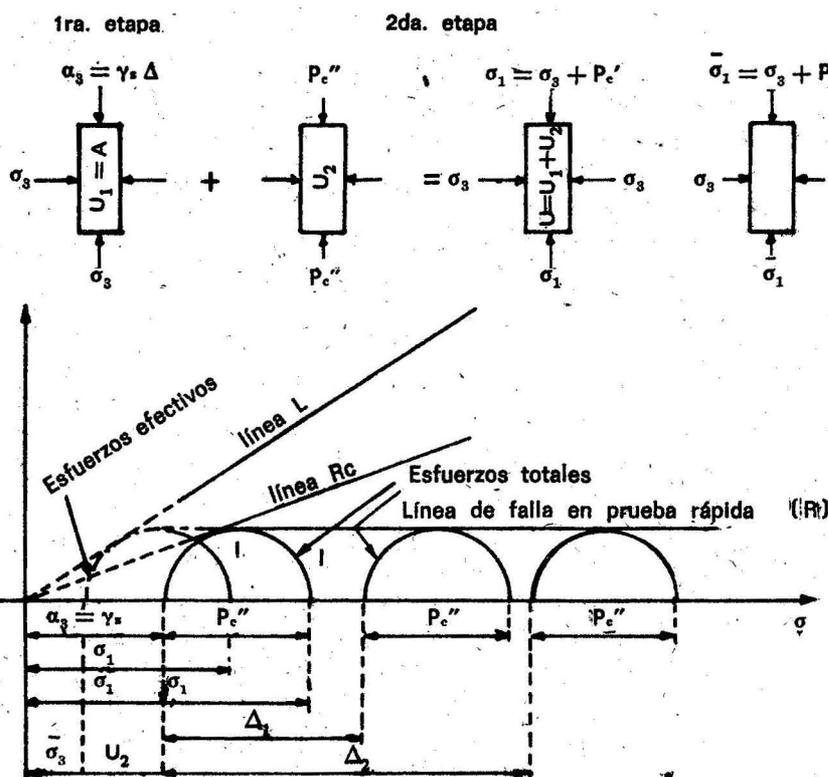
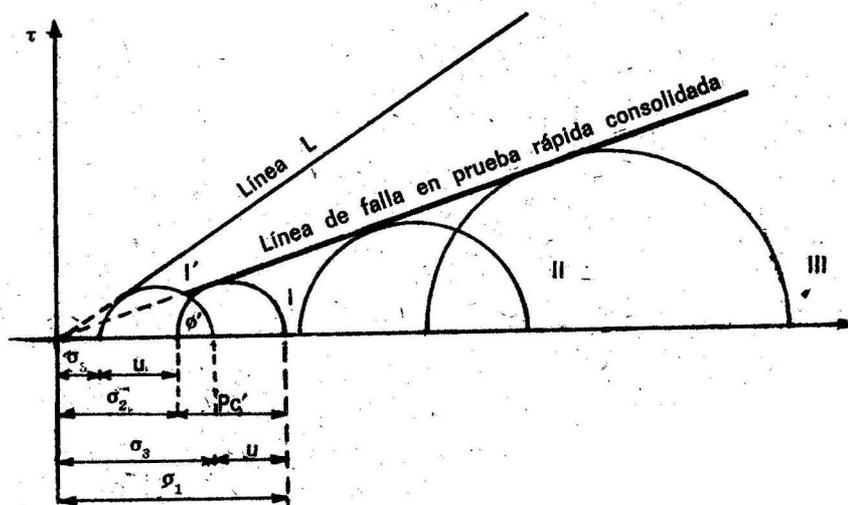
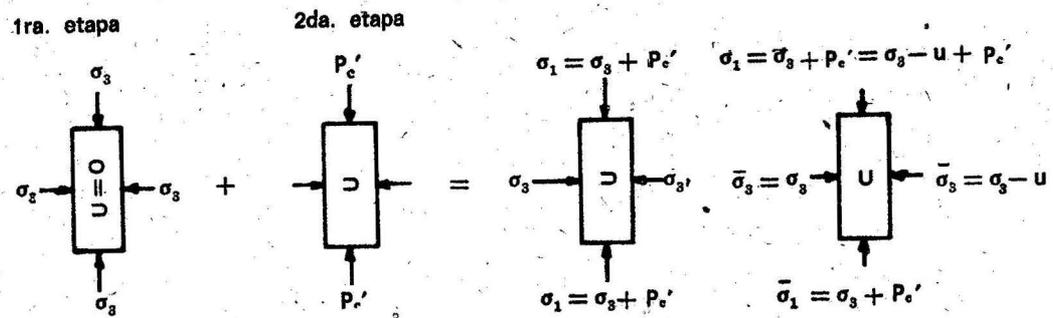


Fig. 7.27. Pruebas triaxiales en las rocas cohesivas saturadas, normalmente consolidadas: 1, distribución de esfuerzos totales y efectivos y línea de falla en el ensayo lento; 2, distribución de esfuerzos totales y efectivos, y línea de falla en el ensayo rápido consolidado; 3, distribución de esfuerzos totales y efectivos-en prueba de compresión triaxial rápida, y línea de falla.

La selección del esquema de experimentación se determina por una serie de condiciones concretas. Es totalmente evidente que la resistencia cortante de las rocas arcillosas cuando hay densidad-humedad naturales, puede ser mucho menor que en condiciones de total reducción bajo una carga. Por eso, para las rocas arcillosas, principalmente para sus variedades débiles, es muy importante determinar la magnitud de su solidez con diferente grado de compactación bajo una carga, es decir, bajo humedades desiguales. El método de dichos experimentos fue elaborado por N. N. Maslov. Este permite determinar la resistencia cortante de las rocas en cualquier estado intermedio de compactación bajo la carga de la obra.

Por eso Maslov recomienda utilizar la siguiente ecuación fundamental:

$$\tau_{\omega} = C_{\omega} + \sigma_{obra} \cdot \operatorname{tg} \varphi_{\omega}$$

donde:

- τ_{ω} : es la resistencia cortante de la roca arcillosa en dependencia de la magnitud de la carga aplicada y de la humedad ω alcanzada en dicho momento.
- C_{ω} : es la cohesión que depende del estado de humedad de la roca.
- φ_{ω} : es el ángulo de fricción interna de la roca con humedad ω .

Para el momento inicial de la aplicación de la carga sobre la roca, la resistencia cortante es igual a:

$$\tau_{inlc} = C_{\omega inlc} + \sigma_{obra} \cdot \operatorname{tg} \varphi_{\omega inlc}$$

Para el momento final, es decir, para el momento en que se logra la total estabilización de la compactación de la roca bajo la carga σ_{obra} , la resistencia cortante es igual a:

$$\tau_{fin} = C_{\omega fin} + \sigma_{obra} \cdot \operatorname{tg} \varphi_{\omega fin}$$

En cualquier momento intermedio, la magnitud τ puede variar desde $\tau_{inlc} = \tau_{min}$ a $\tau_{fin} = \tau_{max}$, y se puede determinar por las magnitudes correspondientes de C_{ω} y φ_{ω} , las cuales se aclaran experimentalmente de la forma siguiente: tres o cuatro series de muestras sacadas de un mismo monolito, se compactan bajo las cargas $\sigma_1; \sigma_2; \sigma_3; \dots; \sigma_n$ en diferentes periodos de tiempo (1 min; 15 min; 2 horas; 16 horas). Como resultado de esto, cada muestra adquiere su grado de consolidación y respectivamente las humedades $\omega_1; \omega_2; \omega_3; \dots; \omega_n$. Bajo estas densidades-humedades se realizan los experimentos de cortante directo, por cuyos datos posteriormente se construyen los gráficos representados en la figura 7.28.

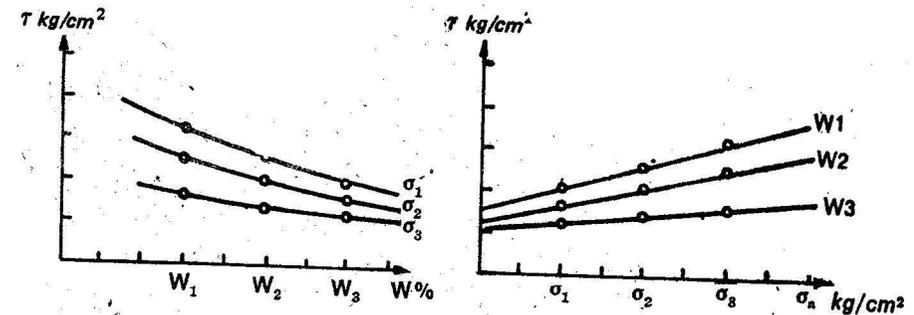


Fig. 7.28. Gráfico de ensayo de la resistencia al corte, por el método de Maslov: 1, gráfico de variación de la resistencia al corte al variar la humedad; 2, dependencia entre la variación de la resistencia al corte y la carga normal bajo la humedad.

Generalmente, estos experimentos se realizan en los aparatos planos de corte (corte directo).

El segundo método, ampliamente distribuido en la Unión Soviética, es la determinación de la resistencia cortante por el método de A. A. Nichiporovich. Según este método, la resistencia cortante de las rocas se determina bajo una densidad determinada (porosidad), es decir, durante el estado correspondiente a las condiciones de yacencia natural o a las creadas artificialmente. Como es sabido, la derivación contraria de la curva de compresión (curva de descarga sin agua) bajo carga de hasta $0,5-1 \text{ kg/cm}^2$ presenta una pequeña inclinación hacia el eje de las abscisas, lo que indica pequeñas variaciones en la densidad de la roca durante la descarga. Esta propiedad de la roca permite obtener muestras con densidad prácticamente igual. Para esto, una serie de muestras se compactan con la mayor carga con que se realizará el experimento de la roca, por ejemplo hasta σ_4 . Después de la estabilización de la compactación se realizará el experimento de la roca, por ejemplo, hasta σ_4 . Después de la estabilización de la compactación, se realizará el experimento de corte de una muestra bajo la carga máxima de compactación, es decir, bajo σ_4 , y de las demás muestras bajo cargas menores, es decir, bajo σ_3, σ_2 y σ_1 . Los resultados de los experimentos se representarán en un gráfico corriente que caracterice la resistencia cortante de la roca arcillosa bajo una densidad determinada. Cuando los experimentos de las rocas se realizan por estos métodos, al igual que con los métodos de Maslov, se utilizan equipos planos de corte.

Los métodos de experimentación enumerados, de la resistencia cortante, no se pueden contradecir, pues cada uno de ellos considera diferentes particularidades de trabajo de la roca bajo una carga. Por consiguiente, cada método tiene que utilizarse en dependencia de condiciones concretas, composición, estado de las rocas arenosas y arcillosas y particularidades de la obra proyectada.

Con frecuencia, en la práctica de las investigaciones de laboratorio se utiliza el método de la compresión uniaxial de las muestras. Este se utiliza solamente para las rocas cohesionadas (rocas arcillosas) de consistencia dura, semidura y poco plástica. Este método puede recomendarse para valorar comparativamente la solidez de diferentes capas de rocas. Nos permite obtener, con suficiente grado de precisión, las características de la resistencia cortante: C y φ . El ángulo de fricción interna φ se determina basado en el ángulo de inclinación del área por el cual ocurre la destrucción de la muestra. Esta zona de destrucción está orientada, con respecto al horizonte, con un ángulo α , el cual es igual a:

$$\alpha = 45^\circ + \frac{\varphi}{2}$$

de donde:

$$\varphi = 2\alpha - 90^\circ$$

La magnitud de la cohesión puede calcularse aproximadamente por la fórmula:

$$C = \frac{\sigma}{2 \cdot \operatorname{tg} \left(45^\circ + \frac{\varphi}{2} \right)} = \frac{\sigma'}{2 \operatorname{tg} \alpha}$$

donde:

σ : resistencia de la roca a la compresión uniaxial.

El experimento de la compresión uniaxial es un caso parcial del experimento de rocas en condiciones de compresión triaxial.

La principal ventaja de los experimentos triaxiales, entre otros tipos de investigaciones en el laboratorio, de la resistencia cortante de rocas areno-arcillosas, está en la posibilidad de reproducir más correctamente el estado de tensión natural del suelo y sus condiciones de trabajo en las obras. Durante la compresión triaxial, sobre la muestra de suelo actúan no solamente la carga vertical como en el caso de la compresión uniaxial, sino también la presión lateral, cuya magnitud se crea sin ninguna dependencia de la carga vertical. De todos los métodos enumerados, el de la compresión triaxial es el único que permite investigar la roca con un sistema cerrado, es decir, sin desagüe del agua de la muestra. La determinación de las características de solidez C y φ se realiza con ayuda de la construcción de una envolvente hacia los círculos de las tensiones de Mohor.

Para construir el círculo de Mohor en el eje de las abscisas se representan los valores de las tensiones principales máximas y mínimas. La magnitud de la tensión principal mínima es numé-

ricamente igual a la presión multilateral (lateral), y el valor de la tensión máxima, en dependencia de las particularidades de construcción del equipo de compresión triaxial, puede ser igual a la suma de la presión multilateral y la presión vertical (axial), o solamente a la magnitud de la presión vertical.

En los aparatos de compresión triaxial se pueden realizar experimentos utilizando también un sistema abierto.

En dependencia del esquema utilizado de experimentación, se obtienen diferentes formas de envolventes hacia los círculos de tensiones de Mohor (figura 7.27, 1b, 2b, 3b).

En caso de que el experimento sea con un sistema cerrado, la envolvente hacia los círculos de Mohor varía su configuración, entonces la solidez de las relaciones estructurales en la roca será superada y surgirá la presión de poros. Cuando surge la presión de poros, una parte de las tensiones normales disminuye y por consiguiente, ocurre la destrucción de la roca bajo presiones tangenciales de menor valor. La ecuación de Coulomb, en este caso, es así:

$$\tau = C + (\sigma - u) \cdot \operatorname{tg} \varphi$$

donde:

u : es la magnitud de la presión de poros.

Los aparatos modernos para la experimentación de las rocas en condiciones de compresión triaxial, están equipados con dispositivos para medir la presión de poros durante el experimento. Sus construcciones pueden ser totalmente diferentes y están descritas en sus correspondientes manuales.

Como ya hemos señalado, los experimentos en equipos de compresión triaxial, se pueden realizar también con un sistema abierto cuando hay posibilidad de desaguar el agua de la muestra de roca. En este caso, la resistencia cortante aumenta proporcionalmente a la presión normal y el diagrama adquiere el aspecto de una línea recta (figura 7.24).

Como hemos dicho, los métodos de experimentación en una roca para determinar sus características de solidez, deben modelar el estado de tensión de la roca debajo de la obra. En dependencia del grado de compactación natural de este tipo de relaciones estructurales, composición, grado de saturación con agua y carga debido al peso de la obra, pueden surgir las siguientes variantes de experimentación:

— La carga, cuando comienza la compresión es mayor o igual a esta debido al peso de la obra.

En esta variante se admiten dos casos: ausencia de hinchamiento del suelo y posibilidad de hinchamiento del suelo.

Tabla 7.19 Índice de resistencia de las rocas arcillosas de Edad Cuaternaria por su consistencia (según SNIP II. B, I-6.)

Humedad en el límite de plasticidad, %	Características de la solidez	C kg/cm ² y φ cuando el cociente de porosidad es: e					
		0,41 - 0,5	0,51 - 0,6	0,61 - 0,7	0,71 - 0,8	0,81 - 0,95	0,96 - 1,1
9,5 - 12,4	C	0,12	0,08	0,06	—	—	—
	φ	25	24	23	—	—	—
12,5 - 15,4	C	0,42	0,21	0,14	0,07	—	—
	φ	24	23	22	21	—	—
15,5 - 18,4	C	—	0,50	0,25	0,19	0,11	0,08
	φ	—	22	21	20	19	18
18,5 - 22,4	C	—	—	0,68	0,34	0,28	0,19
	φ	—	—	20	19	18	17
22,5 - 26,4	C	—	—	—	0,82	0,41	0,36
	φ	—	—	—	18	17	16
26,5 - 30,4	C	—	—	—	—	0,94	0,47
	φ	—	—	—	—	16	15

Cuando no hay posibilidad de hinchamiento, el nuevo estado de tensión no produce el desarrollo de presión de poros excesiva ni en el período de construcción, ni en el período de explotación. Es totalmente comprensible que en este caso el esfuerzo cortante se realiza sin previa compactación, pues la carga máxima durante el cizallamiento es igual a la carga debido al peso de la obra. La selección de los equipos, en este caso, no juega ningún rol, ya que los resultados de los experimentos, con estabilómetros y con equipos de corte son totalmente comparables. Sin embargo, hay que tener en consideración que la utilización de estabilómetros es más racional para las rocas que tienen carácter frágil o semifrágil.

Si hay posibilidad de hinchamiento, pueden existir los dos casos siguientes:

- Cambio rápido del suelo extraído de una zanja, por el peso de la obra. Con esta variante, el corte se realizará en muestras que previamente se hayan hinchado bajo una presión igual a la carga a causa del peso de la obra. Por eso, el corte se realizará con un sistema cerrado. La carga máxima durante el corte es igual al peso de la obra.
- Si se supone que la roca de la zanja tiene la capacidad de hincharse libremente, en el laboratorio se crearán las condiciones para el hinchamiento libre de las muestras compactadas, después de esto con la carga correspondiente al peso de la obra. De esta forma, en este caso resulta que la carga del comienzo de la compresión prácticamente es casi cero como resultado del hinchamiento libre.
- La carga, cuando comienza la compresión es menor que la carga, debido al peso de la obra.
- Cuando hay una complicada filtración al aplicar la carga que sobrepasa a la carga del inicio de la compresión, surge la presión de poros excesiva, que se dispersará lentamente en el tiempo; por consiguiente, se puede suponer que el proceso de consolidación de la roca se prolongará durante un tiempo después que concluya la obra. El caso estudiado tiene una enorme importancia práctica para obras hidrotécnicas, industriales y civiles. Para los taludes tendrá importancia en caso de una carga considerable, de una gran profundidad de las excavaciones, y también cuando se elimina la presión hidrostática al desecarse potentes horizontes acuíferos. Evidentemente, que en tales condiciones de trabajo de la obra, el corte ocurrirá bajo cargas iguales a la presión, debido al peso de la obra, y menores, sin compactación previa (experimento con el estabilómetro). Los aparatos de corte pueden utilizarse solamente en caso de que conserven la presión de poros.
- En condiciones de fácil filtración se crean las premisas para la rápida dispersión de la presión de poros en el tiempo; por

consiguiente, los experimentos de cizallamiento deben realizarse cuando la compactación-humedad sea igual a la carga, es decir, con un sistema abierto de experimentación. En este caso es necesario estudiar el carácter del proceso de consolidación en dependencia del tipo de carga aplicada. Al confrontar los resultados de las investigaciones realizadas con el proceso tecnológico para realizar los trabajos, puede surgir alguna de las siguientes variantes:

- a) La parte fundamental del asentamiento es en el período de construcción. La metodología de experimentación para obtener las características de solidez para los períodos de construcción y explotación es igual y se basa en la realización de experimentos según A. A. Nichiporovich con una carga mínima igual a la presión, debido al peso de la obra. El tiempo de compactación previa puede no exceder de 6-8 horas, pues durante este tiempo, como ha sido demostrado por numerosas investigaciones se produce del 85-90 % del asentamiento. En los estabilómetros, durante esta variante de las investigaciones, los experimentos se realizan con un sistema abierto.
- b) Los ritmos de aumento de la carga son tan grandes que el proceso de consolidación transcurre, principalmente, en el período de explotación. Aquí, al modelar el trabajo de las obras en el período de construcción, se realiza el corte sin compactación previa, bajo cargas que no provocan la compactación durante el cizallamiento. En los estabilómetros, los experimentos se realizan con un sistema cerrado. Al modelar el trabajo de la obra en el período de explotación, los experimentos se realizan con un sistema cerrado.

Al investigar rocas con estructuras perturbadas, que sirven como material para obras de tierra, la determinación de la resistencia cortante se realiza con muestras en las cuales el peso volumétrico de su esqueleto es igual al peso volumétrico del esqueleto de la roca en el cuerpo de la obra. Al estudiar la solidez de las muestras separadas, los esquemas de experimentación tienen que prever los estados de consolidación y desconsolidación de la roca. Al investigar las muestras no consolidadas, el cizallamiento se realiza bajo una carga correspondiente a la presión del terraplén sin compactación previa bajo la condición que se conserve la presión de poros en el proceso de corte. El estado de consolidación de la roca se modelará con el corte de las muestras previamente compactadas bajo mayores presiones, iguales a la carga, debido al peso de la obra.

Al experimentar con rocas no saturadas con estructuras natural y alterada, la compactación ocurre inicialmente sin escurrimiento de agua, por eso en estas rocas el surgimiento de la presión de poros excesiva no coincide con el inicio de la compactación (solidificación). En este caso hay que determinar experimentalmente o por medio de cálculos, aquella carga bajo la cual comienza a disminuir la humedad, es decir, la roca está saturada con agua.

La determinación experimental de la carga mencionada se basa en la compactación de una serie de muestras bajo diferentes cargas verticales, y en el cálculo del grado de saturación de estas muestras con agua después de cada experimento. La magnitud de la carga bajo la cual la roca se satura con agua, se puede determinar también por medio de cálculos cómo la roca inicial saturada con agua se caracteriza por los siguientes índices:

- γ_s : peso específico
- γ_D : peso volumétrico del esqueleto
- ω : humedad
- e_0 : coeficiente de porosidad

Después de comprimir la muestra hasta el estado de saturación, su coeficiente de porosidad, $e_1 = \gamma_s \cdot \omega$

como:

$$\gamma_s = \gamma_D (1 + e_0)$$

entonces:

$$e_1 = \gamma_D \omega (1 + e_0)$$

Por la curva de compresión que tenemos y por el coeficiente de porosidad calculado de esa forma, es muy fácil hallar la carga con la cual, la roca se satura con agua.

Si la carga determinada de esta forma es menor o igual a la carga transmitida con la roca a la obra, el experimento de cizallamiento se realiza, como fue señalado anteriormente, cuando la carga del inicio de la compresión sea menor que la carga debido al peso de la obra. Si esta presión es mayor que la carga debido al peso de la obra (el coeficiente de saturación con agua es menor que la unidad), entonces en este caso hay que realizar el cizallamiento con una carga igual a la presión debido al peso de la obra (carga máxima normal con la cual se realiza el cizallamiento).

El tiempo de los experimentos de cizallamiento se selecciona partiendo de las siguientes ideas: si en la base de la obra se admiten deformaciones limitadas por la magnitud, por consiguiente, el desarrollo de las deformaciones de escurrimiento plástico no

ocurrirá. En este caso, el experimento se realiza por el esquema de corte lento. Las magnitudes obtenidas de la resistencia cortante caracterizan la solidez de la roca, garantizada para un prolongado período de tiempo, es decir, semejante a los valores de la solidez prolongada. Para obras en cuyos suelos se admite desarrollo de deformaciones de escurrimiento plástico considerables por su magnitud, los experimentos para determinar la resistencia cortante hay que realizarlos por el esquema de corte acelerado.

Para obras cuyo régimen está relacionado con cargas dinámicas (esclusas, carreteras, aeródromos, etc.), las investigaciones de las propiedades de solidez de sus bases, es necesario realizarlas por la metodología que considera las particularidades específicas del trabajo de estas obras, por ejemplo, cortantes vibratorios.

Capítulo 8 CARACTERÍSTICAS Y VALORACIÓN INGENIERO-GEOLÓGICA DE LAS ROCAS Y DE LOS SEDIMENTOS CON COMPOSICIÓN, ESTADO Y PROPIEDADES ESPECIALES

8.1 Características generales

En la tabla confeccionada por Savarensky y modificada por V. D. Lomtadze se plantea la división ingeniero-geológica de las rocas. En los capítulos anteriores hicimos un análisis de las rocas duras, semiduras, friables no cohesivas y friables cohesivas. En este capítulo analizaremos el V grupo de rocas y sedimentos con composición, estado y propiedades particulares o especiales. Entran a formar parte de este grupo las rocas formadas en los pantanos, las turbas y los sedimentos de partículas muy finas, las sales y las rocas salinas, así como aquellas rocas de congelación perpetua (que presenten pocos cambios en su solidez, deformación y estabilidad para el deshielo) los materiales de los terraplenes artificiales (rocas antropogénicas y los suelos). De esta forma, las rocas de este grupo forman uno especial con composición y propiedades muy particulares. Precisamente este grupo de rocas tiende, desde el punto de vista ingenieril a formar un tipo genético y petrográfico de roca que se caracterizará por sus propiedades específicas, las cuales exigen la aplicación de métodos especiales y de una valoración individual.

Todas estas rocas presentan una base débil; en muchos casos según las condiciones constructivas, ellas no están recogidas en las reglas, normas o instructivas de la construcción.

La variabilidad de los tipos genéticos y de los casos petrográficos de este quinto grupo tienen otra particularidad y es que presentan distintas formas para su estudio. Esta es la razón por la cual nos proponemos en los párrafos siguientes dar una descripción y valoración de estos sedimentos y rocas.

8.2 Características y valoración de los suelos limosos

Se llaman limos aquellos sedimentos contemporáneos compuestos por partículas finas y muy finas (incluso los forman partículas dispersas) que aparecen en los fondos marinos, lagunas, pantanos, embalses de las presas o en el fondo de los grandes ríos. Esto trae por tanto una diferenciación entre los limos marinos, de lagunas,

pantanos o aluviales. Destacamos que nos estamos refiriendo a aquellos sedimentos que son actuales, donde sus partículas presentan poca consolidación y una sobresaturación; son muy blandos lo cual es una característica particular en ellos. Estas características y particularidades tienen un marcado interés en lo que respecta a la elaboración y ejecución de las investigaciones de campo, las determinaciones de las propiedades físico-mecánicas en el laboratorio, en la valoración de la solidez, deformación y estabilidad, así como por sus condiciones de yacencia, estas rocas tienen ciertas complicaciones de proyecto y construcción.

Por su composición granulométrica estas rocas varían desde areno-arcillosos hasta formadas por material disperso muy fino. Los sedimentos actuales tales como conglomerados, gravas, guijarros, suelos arenosos de partículas grandes no entran en este grupo. Por lo cual los limos son sedimentos que están determinados por sus condiciones faciales. En ellas es característico un incremento del 2-3 % y hasta más del 10-12 % de material orgánico, el cual disminuye con la profundidad.

En las zonas de clima árido ellas siempre presentan en su contenido sales solubles en muchos casos muy finas y en otros hasta aparecen formando drusas, grandes cristales o estratos salinos. Entre los sedimentos contemporáneos de poca profundidad pueden formarse limos calizos. En los limos típicos arcillosos y/o arenosos se manifiesta un alto contenido de material pulverulento muy fino. Esta es la razón por la que los limos tienen una estructura pelítica, fitopelítica, aleurolítica, aleurosamítica o fitosamítica. La textura es variada, pero por lo general es homogénea "masiva" o con una pseudo estratificación, es rara la estratificación cíclica.

En la composición mineralógica del material muy fino de los limos marinos predomina el material arcilloso del grupo de las hidrómicas y montmorilonitas y en los limos de los embalses aparecen también desde las hidrómicas hasta las caolinitas. Ya en los limos de partículas mayores aparecen variados tipos de minerales relictos. Generalmente, en los limos se observa un alto contenido de carbonatos dentro de las partículas dispersas. Los limos dentro de su contenido tienen cierta capacidad de absorción manifestándose en el Ca^{+2} Mg^{+2} y en Na^{+} y K^{+} . La capacidad de absorción varía en amplios intervalos en dependencia del material arcilloso y húmico, etcétera.

Como señalamos anteriormente cada roca presenta un proceso de asiento, el cual se forma en los limos producto de los procesos diagenéticos, los que cambian la composición, estado y propiedades de los sedimentos y rocas iniciales. Este proceso desarrollado en los paquetes limosos varía en la unidad y raramente alcanza una o dos decenas de metros.

De esta manera en los limos (como sedimentos subacuáticos) tienen lugar manifestaciones de los primeros estadios de formación

de las rocas arenosas y arcillosas muy finas, causa esta por la cual este tipo de rocas no aparece a gran profundidad en paquetes de estratos.

En el período de acumulación, los sedimentos en los embalses de agua libre predominan en su composición sobre los de agua relacionada, y la concentración de partículas minerales en unidades de volumen es poca.

La humedad de los limos, generalmente alcanza de 70-80 % y más, el coeficiente de porosidad varía en las unidades, el peso volumétrico del esqueleto generalmente es de 0,8-0,9 g/cm^3 , el índice de humedad relativa (ω relat) de los limos varía en las primeras unidades. Tanto las partículas minerales como los sedimentos se encuentran muy hidratados. La solidez de los limos es poca, por esto la subdivisión general de su resistencia al cortante, dada por su cohesión y fricción interna en los limos depende no de las tensiones normales, sino de la velocidad del desarrollo de la deformación (G. B. Sorokin-1964). El ángulo de estabilidad de los taludes tiende a cero.

Bajo la acción de las cargas verticales la deformación de los limos se caracteriza por una compactación libre, que está acompañada de la compresión del agua libre y es comparada con una rápida aplicación de las cargas hidrodinámicas que se crean en ella, provocadas por la presión de poros. El coeficiente de compresibilidad de los limos varía de 2-3 kg/cm^2 y el módulo de deformación E_0 para los limos arcillosos, varía de 1 a 5 kg/cm^2 ; para los suelos arenosos varía desde 10 hasta 20-25 kg/cm^2 .

En los suelos limosos como regla, se manifiesta su no compresibilidad, motivado esto por los cambios tan complejos que tienen lugar en su estructura.

En estos suelos quedan muy acentuadas las propiedades tixotrópicas de los mismos. Por ello podemos decir que el estado natural de los limos en las muestras no se conserva si no se realiza un buen parafinado.

Por las características de los limos se ve que tienen una formación débil, por eso requieren la aplicación de medidas especiales para el mejoramiento de sus propiedades (compactación, endurecimiento, drenaje vertical de los limos arcillosos).

Por lo general son rocas inestables. Como base para las construcciones se recomienda la aplicación de pilotes o diseñar almohadones de piedras. Concluyendo, podemos decir que se exige la correcta determinación de la carga y la conservación de la composición natural del limo como base de cimentación.

8.3 Características y valoración ingeniero-geológica de las turbas y suelos pantanosos

La turba es la roca de origen orgánico que se forma como resultado de la acumulación y descomposición de la materia orgánica, fundamentalmente de las plantas, en los pantanos y zonas pantanosas,

que contienen una mezcla de material areno-arcilloso. Ella representa el tipo fundamental de sedimento de los pantanos. Según las normas (SNIP 11-B.1-62) se llaman turbas a aquellas rocas que contienen más de un 60 % de materia orgánica. Las que contienen desde un 10 hasta un 60 % de materia orgánica se llaman turberas.

Por su aspecto externo la turba en dependencia de los materiales orgánicos (húmicos) se presenta más o menos como una masa viscoso-plástica o terrosa de color pardo, con distintas tonalidades que van desde el pardo claro al oscuro.

Esta roca seca externamente se compone de residuos vegetales con distinto grado de humificación, humus y materia mineral que quedan como residuos en forma de sales después que combustiona la turba.

En dependencia de las condiciones de su formación y constitución, los pantanos, las turbas y las turberas cambian la composición y las propiedades, y por tanto las condiciones constructivas en ellos varían.

Se llaman pantanos a las porciones de la superficie terrestre caracterizadas por una humectación excesiva de los horizontes superiores del manto rocoso y edáfico, desarrollo de la vegetación paludosa y formación de la turba. Un factor importante para la formación de los pantanos es el clima, el relieve llano y la yacencia superficial de las aguas subterráneas.

La formación del pantano está estrechamente relacionada con la vegetación y sus residuos, los cuales se acumulan cuando mueren.

La formación de los pantanos puede estar relacionada con el empantanamiento de la tierra y la obliteración de la vegetación. Los pantanos pueden surgir en las superficies llanas o en los relieves bajos, donde existen abundantes precipitaciones atmosféricas y acumulación de las aguas, y donde la evaporación es poca.

El surgimiento de los pantanos puede ocurrir también en pendientes suaves y/o en la base de los taludes a consecuencia del exceso de humedad en los sedimentos friables por las aguas subterráneas y atmosféricas. Este tipo de pantanos puede tener un carácter transitorio.

La formación de la turba puede ser producto de la vegetación. La acumulación de la vegetación al morir y caer en el fondo de la cuenca forma parte del material primario que le da origen. Las plantas al morir se mezclan con los minerales creando condiciones favorables para su formación. Ellas por lo general tienen una estrecha relación con los depósitos areno-arcillosos de los depósitos aluviales.

Un amplio desarrollo de los pantanos se presenta en aquellas zonas donde tienen lugar crecidas periódicas de los ríos, las inundaciones y el secado de los valles del río, de las terrazas y de los depósitos aluviales juegan un gran rol en la formación de pantanos. Estos se forman en zonas cercanas al mar, en aquellas zonas bajas

donde las oscilaciones de las mareas cubren gran extensión provocando la inundación, como una especie de laguna. A consecuencia de estos fenómenos ocurre la horizontalización del relieve. La fuente fundamental de alimentación de estos pantanos es el río, los sedimentos de la laguna y el material acarreado por el mar. Los pantanos constituyen un elemento imprescindible de las llanuras aluviales deltaicas en las regiones estuarinas de los grandes ríos.

La turba en estos pantanos se forma de una vegetación hidrófila (carrizos, musgos, etc.), en los cuales se va acumulando paulatinamente la vegetación de gran capacidad de retención de humedad. Estas turbas contienen gran cantidad de material mineral, algunas veces se forman sales y horizontes de estratos finísimos de un material areno-arcilloso. En los depósitos de los pantanos bajos aparecen horizontes enterrados de suelo.

Estos depósitos se van a caracterizar por tener una yacencia horizontal, formar estratos muy finos, los que demuestran las épocas de inundación y secado del pantano.

Por todos es conocido que la deformación de los pantanos y el empantanamiento depende del modelado del fondo y de la orilla de la cuenca hídrica. En este proceso son importantes los organismos planctónicos, que al morir caen al fondo y forman un depósito sapropélico esponjoso. Las plantas surgidas, cuyas especies varían con la profundidad, al morir caen al fondo acumulándose; su descomposición va a ser incompleta debido a la escasez de oxígeno en el agua. Toda una gama de plantas forman la turba (figura 8.1).

Un proceso distinto ocurre en los lagos, de aguas estancadas y márgenes abruptos. Estos lagos se hallan al abrigo del viento y el oleaje. Sobre la superficie del agua surgen plantas flotadoras, que extienden sobre ellas sus raíces; dentro de éstas aparecen musgos.

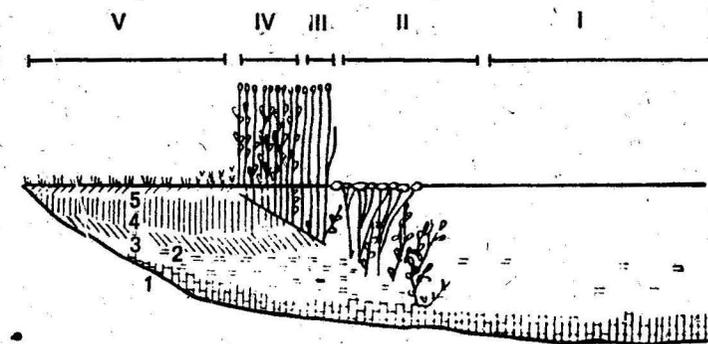


Fig. 8.1. Esquema del crecimiento de la vegetación en embalses con orillas de pendientes abruptas: I, zonas de plancton; II, vegetación hidrófila; III, carrizo; IV, cañas; V, corte vertical de los sedimentos. 1, sapropel carbonatado; 2, sapropel detritico grueso y fino; 3, turba de carrizos; 4, turba de caña; 5, turba a expensas de álamos.

Estas plantas forman un "tapiz vegetal" flotante sobre el agua, al que se llama turbera flotante (figura 8.2).

A medida que aumenta el espesor del "tapiz", éste va sumergiéndose, formándose de un pantano "movedizo" a uno "compacto". La turbera se forma partiendo desde las márgenes hacia el centro de la cuenca, así como desde la superficie hacia el fondo. De esta forma para la formación de los pantanos se acumulan determinados tipos de sedimentos, compuestos de residuos vegetales, orgánicos y sedimentos minerales (cielo mineral y orgánico). En el centro del pantano predominan las turbas.

El proceso de descomposición de la materia orgánica como se sabe conduce al enriquecimiento del carbono y al empobrecimiento del oxígeno. En este proceso intervienen los hongos y bacterias, acumulándose en forma de capas, estratos o acumulaciones del medio de formación pantanosa brindando así su solidez. Esta es la razón por la cual las turbas yacen espontáneamente en la superficie terrestre, así como pueden estar enterradas, ligadas por transiciones mutuas, presentando distintas fases de un único proceso de desarrollo, formando un paquete de sedimentos pantanosos con distinta composición.

En dependencia de la composición botánica de la vegetación que da origen a la turba, estas se clasifican en: musgo, herbácea, arbusto, árboles o troncos y otros.

El nombre de la turba se da por el predominio en la composición de materia vegetal (formación turbera), contenida, la cual será no menor del 15 %. Por ejemplo, de las investigaciones se ha obtenido la siguiente composición de la turba: carrizo, 50 %, material herbáceo, 33 %, caña de tifa, 15 %, otros (unidades de %). Como se observa, el nombre de la planta, es el que predomina en la composición de la turba y se sitúa al final.

En el perfil de los sedimentos pantanosos se observan capas de distintas turbas que forman distintas condiciones de formación del pantano. En la composición de los sedimentos pantanosos, ade-

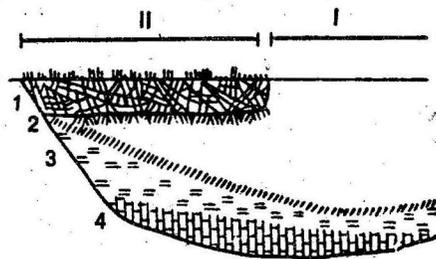


Fig. 8.2. Esquema del crecimiento de la vegetación en embalses con orillas de pendientes abruptas: I, zonas de plancton; II, zona de transición flotante (corte vertical): 1, turba a expensas de residuos de diferentes plantas; 2, lodo turbáceo; 3, sapropel detrítico; 4, sapropel carbonatado.

más de la turba aparece material terrígeno areno-arcilloso, que posee además otros sedimentos, los cuales se dividen en dos grupos: sedimentos ricos en materia orgánica (cielo orgánico); sedimentos compuestos fundamentalmente por depósitos minerales, acumulaciones de minerales de hierro pantanoso en forma de siderita y hematitas parda (limonita), calizas margosas y otras. En los depósitos de los pantanos se encuentra también la vivianita $[\text{Fe}(\text{PO}_4)_2 \cdot 8 \text{H}_2\text{O}]$; siderita (FeCO_3); pirita (FeS_2), y otros.

La hematita parda se encuentra con más frecuencia en los pantanos en forma de masa esponjosa, que en forma de nódulos. Algunos autores plantean este origen en:

- Oxidación de la siderita.
- Producto de las sales de hierro por mediación de la acción bacteriana, la terrobacteria.

Para las características y la valoración constructiva de la turba es muy importante determinar el grado de descomposición del residuo vegetal, que es la que le da su formación, así como los cambios de humedad, la capacidad acuifera, su consistencia, permeabilidad, deformabilidad, solidez y resistencia. El grado de descomposición del residuo vegetal en las turbas se determina por el contenido de humus y otros índices.

En el GOST 10650-65 (URSS) según el grado de descomposición de la turba se recomienda determinar el contenido de humus. El método se concentra y se expresa en por ciento de la forma siguiente:

	I	II	III	IV
Grupo turba por el grado de descomposición	0-15	16-30	31-50	50
Exactitud de la determinación	$\pm 1,5$	± 2	± 3	± 5

Es necesario señalar que la turba tiene una alta humedad en las condiciones de yacencia natural. En este medio ella varía desde 85 hasta 95 %, pero puede alcanzar el 100 % y más en dependencia de la composición botánica de la turba, el grado de descomposición, las condiciones climáticas, el grado de drenaje y otros.

El peso volumétrico de las turbas varía desde 1,4 hasta 1,8 g/cm^3 y desde 0,7 hasta 1,4 g/cm^3 , al mismo tiempo el peso volumétrico aumenta en aquellos estratos que se encuentran más enterrados, presentando así una variación en el mismo. Relacionada con su poca densidad, está su alta porosidad, la cual varía desde el 85 hasta el 95 %. El coeficiente de porosidad varía en el rango de las unidades.

Las turbas son rocas que presentan una fuerte capacidad acuifera. Ellas son capaces de absorber y retener mucha agua. Así

por ejemplo, las turbas de musgos presentan una capacidad de absorber agua, de 15-20 veces más que su propio peso en estado seco. Para el secado de las turbas, que generalmente se descomponen puede presentarse un asiento significativo. La permeabilidad de las turbas (según su capacidad acuifera) dependerá de su grado de descomposición.

Las rocas que se descomponen muy bien presentan semejanza con las rocas arcillosas y prácticamente son impermeables. Las turbas que se descomponen mal o no se descomponen son permeables, el coeficiente de filtración varía en metros por días y puede alcanzar valores de 10-12 m/d.

En dependencia de su descomposición, de su capacidad de tener más o menos residuos, de su compactación, las turbas pueden tener una consistencia estable o inestable. Las turbas de consistencia estable pueden ser cortadas sin desintegrarse, no pudiendo ser deformadas según la compresibilidad. Esto es muy difícil de lograr en las turbas de consistencia inestable.

Turba.— Son rocas de fuerzas desiguales y extraordinarias, de gran compresibilidad. El coeficiente de compresibilidad varía en las unidades de 3-8 y hasta 10 cm^2/kg y el coeficiente de compresibilidad relativa puede alcanzar decenas de por cientos. Las turbas enterradas tienen una compresibilidad significativa y diferencial mucho menor que las que yacen sobre ellas, es decir, las que aparecen en la superficie. Las turbas enterradas tienen un coeficiente de deformación que varía desde 0,1-0,3 hasta 1-3 cm^2/kg . Hacer ensayos con turbas en anillos de 15-20 cm es imposible.

Para las turbas son muy características sus propiedades reológicas. El módulo de deformabilidad general de las turbas varía de 1-2 kg/cm^2 , raramente es de 10-20 kg/cm^2 , para las tobas enterra-

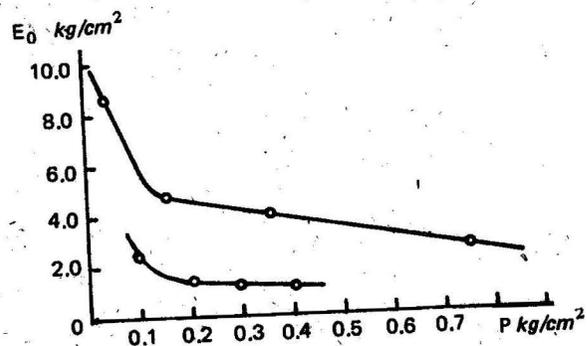


Fig. 8.3. Variación del módulo de deformación general de la turba [$E_0 = f(P)$] en dependencia del valor de la presión de compactación, durante las tensiones provocadas por las pruebas de cargas.

das, al mismo tiempo disminuye en las turbas superficiales (figura 8.3).

La resistencia al cortante de las distintas turbas en la actualidad está poco estudiada. En la tabla 8.1 se dan los índices de resistencia de los distintos tipos de turbas.

Observamos entonces que las turbas y turberas, según el tipo de pantano, su origen, etc., presentan distinta composición, estado y propiedades variadas.

Ellas como regla, tienen una alta humedad natural, poca densidad, alta capacidad acuifera y una extraordinaria y desigual deformabilidad-compresibilidad. Todas estas particularidades lo caracterizan como un sedimento débil e inestable para la construcción en las distintas obras.

Para el aprovechamiento económico del territorio, los sedimentos pantanosos, requieren métodos de búsqueda ingeniero-geológica especiales. También en su construcción se requiere tomar medidas ingenieriles capaces de dar la estabilidad necesaria a la construcción.

8.4 Características y valoración ingeniero-geológica de las rocas salinas

Para la valoración ingeniero-geológica de las rocas arenarcillosas es importante conocer su contenido de sales solubles. Si éste es mayor que 0,3 % del peso propio de la roca seca ella será considerada como una roca salina. Esto indica que las propiedades de tales rocas deben ser especificadas en dependencia de la composición y el contenido de sales.

Por la lixiviación y la disolución de los enlaces, generalmente varía la densidad de las rocas, su deformabilidad, enlaces, solidez, estabilidad y permeabilidad. En las rocas arcillosas en el proceso de disolución y lixiviación de las sales pueden variar la composición y el volumen de los cationes, los cuales, como se sabe, influyen esencialmente en las propiedades de las rocas. Además del proceso de lixiviación de las sales puede producir cambios en las propiedades y la composición de las rocas, y puede introducir por tanto cambios en la composición y propiedades de las filtraciones de las aguas, las cuales son convertidas en agresivas al cemento y los metales provocando la destrucción de las obras subterráneas en las construcciones.

Con el incremento de la mineralización de las aguas producto de la lixiviación de las rocas disminuye la temperatura de las rocas. Los suelos salinos son fuertemente compresibles y fértiles.

De tal manera, la composición y especialmente las propiedades de las rocas salinas están condicionadas y relacionadas con los proyectos y construcción de obras y el empleo racional del territorio, en el perfil geológico en el cual se presentan estas rocas.

La disolución está muy relacionada con las rocas arcillosas de las regiones áridas y en las regiones con cambios de humedad; como regla están ausentes en las regiones de clima húmedo. En las rocas arenosas la disolución de las sales no se encuentra en gran cantidad incluso en las regiones áridas. Ellas se acumulan en las rocas como resultado de la disminución de las precipitaciones atmosféricas por la evaporación y concentración de las aguas. A esto contribuyen favorablemente las condiciones climáticas que existen en las zonas edáficas latitudinales señaladas anteriormente, en regiones caracterizadas por la aridez.

En este proceso de salinización de los suelos tienen una función fundamental las condiciones geomorfológicas, la salinización de los suelos, cuya fuente principal son las aguas subterráneas y superficiales situadas a poca profundidad que suben por capilaridad casi hasta la superficie de la tierra. Estas condiciones climáticas y geomorfológicas ligadas a la intensa evaporación existente logran en el suelo la acumulación de sales que se encontraban disueltas.

De esta manera las rocas salinas se forman por la acumulación de las sales que se encontraban disueltas en las aguas, después de formada la roca, a causa de procesos secundarios. Las sales solubles que se encuentran en las rocas salinas se pueden dividir en tres grupos fundamentales: solubles, medio solubles, poco solubles.

Con las rocas salinas solubles se relacionan los cloruros (halita-ClMa, silvinita-ClK), el sulfato (mirabilita Na_2SO_4), el carbonato (soda NaCO_3) y otros; con las medio solubles, los sulfatos de calcio (yeso- $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, la agilita- CaSO_4) y las poco solubles son las relacionadas con los carbonatos (calcita- CaCO_3 , magnesita- MgCO_3 , dolomita- CaCO_3 y otros). Las sales solubles se disuelven en el agua con gran facilidad; las medio solubles se disuelven lentamente, además es necesario una gran cantidad de agua y las poco solubles son difíciles de disolver por el agua. Por tanto, las rocas serán inestables en el siguiente orden: solubles, medio solubles y poco solubles, planteándose así, además, los cambios en sus propiedades y sus influencias en la interacción con el agua.

Las sales disueltas en las rocas arcillosas pueden encontrarse en distintas formas: ligeramente dispersas, formando parte del cemento, relacionadas con distintos cristales y drusas, también en forma de estratos, paquetes, etc.

Por el predominio en la roca de uno u otro tipo de sales las rocas pueden ser diferenciadas en los siguientes tipos: carbonatada, sosa, sulfatada, clorurada y mixtas, carbonata-clorurada-sulfatada. En dependencia de la relación de los aniones fundamentales que entran en la composición de las sales solubles ($\text{Cl}^- / \text{SO}_4^{2-}$) se puede plantear división de la tabla 8.2.

Según el contenido de sales se recomienda la clasificación de la tabla 8.3.

Tabla 8.1 Índices de resistencia al cortante de las turbas

Tipo y grupo turba características	Humedad %	Coefficiente de porosidad	Angulo de fricción interna en grados	Cohesión kg/cm ²
Pantanos bajos				
1. Se originan en las depresiones del relieve con superficie plana o cóncava	1 850-750	8-13	18-29	0,16-0,10
2. Fuente de aguas meteóricas, aguas freáticas con alto contenido de sustancias nutritivas minerales	2 850-900	9-13	24-37	0,10-0,60
3. Vegetación; autótrofa (carrizo, musgos, musgos verdes alisos, abedules, etcétera)	3 700-800	12-20	5-23	0,05-0,15
4. La turbera posee poco poder calorífico	1 300			
Pantanos intermedios				
Vegetación mesótrofa	1 150	17	22	0,05
Pantanos altos				
1. Superacuáticos se hallan generalmente sobre las divisorias de las aguas, con superficie convexa	1 300-1 500	20-22	3-5	0,03-0,05
2. Fuente, aguas superficiales, pobres en sales minerales				
3. Vegetación oligótrofa				
4. Turbas con alto poder calorífico				

Tabla 8.2

Tipo de roca soluble	Relación Cl/SO ₄ ⁻²
Clorurada	
Sulfatada-clorurada	2-1
Clorurada-sulfatada	1-0,2
Sulfatada	0,2

Como se observa en esta clasificación (tablas 8.2 y 8.3) la división de las rocas por el grado de salinidad se realiza según el cálculo de disolubilidad de las sales.

El contenido en las rocas areno-arcillosas de hasta 0,3 % no influye en sus propiedades físico-mecánicas.

La característica de estas rocas es su granulometría y composición mineralógica. En las rocas que contienen más de 0,3 % de sales solubles la corrosión es ligera pero significativa y en aquellas rocas donde es mayor de 2-3 %, la granulometría y la composición mineralógica juega un rol de segundo orden.

Los tipos fundamentales de rocas salinas son las llamadas solonchaks y solonets. Los solonchaks y los solonets son aquellos tipos de rocas salinas que contienen sales débilmente solubles en la superficie, así como en la profundidad de los estratos, es decir, según el perfil vertical. Su desarrollo está íntimamente ligado con la salinización de las rocas y suelos cuya fuente principal está en las aguas superficiales y subterráneas. Las aguas freáticas situadas a poca profundidad (2 a 3 m) suben por capilaridad casi hasta la superficie de la tierra. En las condiciones de clima árido-seco tiene lugar su entera evaporación, quedando en el suelo las sales disueltas.

Las rocas salinas presentan cambios significativos en las propiedades físico-mecánicas, producto de la lixiviación y disolución de estas. Las rocas salinas producto de la recristalización de las sales presentan un aumento en la densidad, sin embargo, por la humedad ellas son disueltas, provocando fenómenos de asentamientos.

El límite de plasticidad en las rocas salinas, como regla, es más pequeño que en las rocas no salinas por su granulometría y composición mineralógica. Como se señala en las investigaciones de V. M. Bezruk y otros especialistas, para una misma humedad absoluta y densidad, el módulo de deformación general de las rocas salinas disminuye con el incremento del contenido de sales en cantidad de 10 % y más, es decir, cuando comienza a agrietarse por las fuerzas de compresión. La resistencia al cortante de estas rocas también se calcula como baja.

Para proyectar y construir obras en estas regiones ante todo es necesario conocer:

- Grado de salinidad de las rocas.
- Composición de las sales débilmente solubles y medio solubles.
- Salinidad y régimen de humedad de las rocas y condiciones de yacencia.

Las exigencias fundamentales, necesarias a presentar en las zonas de desarrollo de rocas salinas, que son prescriptas para la construcción u otros objetivos, se manifiestan en el minucioso control y regulación de las aguas superficiales y subterráneas.

Además de esto se emplearán medidas ingenieriles dirigidas, fundamentalmente, hacia el mejoramiento de las propiedades de las rocas y de la estabilidad de la obra proyectada.

Tabla 8.3 Clasificación de las rocas areno-arcillosas por el grado de salinidad

Rocas	Contenido medio de sales solubles, % del peso de roca seca	
	Sales cloruradas y sales sulfatadas-cloruradas	Sales sulfatadas y cloruradas-sulfatadas
Poco salinas	0,3-1	0,3-0,5
Salinas	1-5	0,5-2
Fuertemente salinas	5-8	2-5
Extremadamente salinas	8	5

8.5 Características y valoración ingeniero-geológica de los terraplenes y/o rocas antropogénicas

En las grandes ciudades, sobre todo en aquellas ciudades viejas, así como en las minas de yacimiento de minerales útiles aparecen zonas donde el hombre acumula sus materiales de desecho, los cuales con el tiempo formarán los materiales artificiales. En la literatura geológica estas rocas reciben el nombre de antropogénicas, ya que es el hombre su fuente de formación. En la literatura técnica son también llamadas terraplenes.

El estudio y clasificación de estos sedimentos antropogénicos es pobre. Algunos investigadores, muy pocos, han realizado trabajos que resultan insuficientes. Las características particulares de los sedimentos antropogénicos pueden ser: distritales, locales y regionales según su desarrollo. La potencia de ellos varía desde la

décima de metro o 1-2 m hasta 5-6 m y en algunas partes hasta 15-20 m y más. Por su composición ellos, se pueden dividir en cuatro grupos:

- Rocas compuestas por mezcla de escombros y materiales de construcción.
- Rocas compuestas por mezcla de escombros, desperdicios, etc.
- Rocas compuestas de material de planeamiento por el movimiento de tierra y la erosión.
- Rocas de los escombros de los yacimientos minerales, tanto abiertos como cerrados.

De los grupos señalados, los que tienen una posibilidad constructiva son los del primer grupo, aunque obras capitales no son construidas generalmente en estas rocas. Por lo general son rocas que tienen un gran interés práctico según el caso a presentar en la obra.

Capítulo 9 PROPIEDADES REOLÓGICAS DE LAS ROCAS

9.1 Propiedades reológicas

Cualquier obra proyectada, ya sea un edificio en la superficie de la tierra, una excavación subterránea, un talud artificial o natural, se calcula para un período largo de explotación. Bajo la acción del nuevo estado de tensión en la roca se producen diferentes procesos y fenómenos, por ejemplo, compactación, deformaciones cortantes, al mismo tiempo que dichas deformaciones transcurren en el tiempo. Por la práctica de construcción se conocen casos en que las deformaciones de larga duración provocaban pérdidas en la estabilidad y por consiguiente la destrucción de las obras; por ello, surge el problema del estudio de la conducta de las rocas bajo la acción de cargas permanentes; estudio de las regularidades de deformación y de la variación de la solidez de las rocas con el transcurso del tiempo.

El comportamiento de diferentes materiales por cargas de larga duración se estudia por la ciencia denominada *reología*, que es una parte de la mecánica física. Las propiedades mecánicas de las rocas, determinadas por la variación de su estado de tensión-deformación en el tiempo, se denominan reológicas. Estas se manifiestan durante el desarrollo de los procesos de flujo, es decir, deformaciones plásticas. Las propiedades reológicas prácticamente son características de todos los tipos de rocas, tanto duras y semiduras, como arcillosas. Generalmente, las rocas duras se pueden deformar plásticamente sólo cuando los esfuerzos externos que provocan su estado de tensión, actúan durante un período geológico largo: épocas, siglos, y si estas rocas tienen estado de tensión especial, por ejemplo, a gran profundidad en la corteza terrestre bajo la acción de temperaturas y presiones altas.

En condiciones normales, las rocas duras se deforman con rapidez, principalmente en forma reversible, destruyéndose frágilmente.

Las deformaciones de las rocas semiduras en condiciones normales, ocurren lentamente. La elasticidad, solidez y fragilidad de las rocas semiduras aumentan en caso de que una carga se aplique rápidamente y en caso de una gran velocidad de deformación, y

por el contrario, cuando la carga es aplicada lentamente, se reducen su elasticidad y solidez, de estas rocas es característico el desarrollo de deformaciones elástico-viscosas y plásticas bajo cargas que aumentan constantemente o incluso bajo cargas constantes, menores que las destructoras.

Los procesos reológicos se manifiestan más completamente en las rocas arcillosas, en las cuales el desarrollo de las deformaciones plásticas puede comenzar bajo la acción de tensiones que se diferencian considerablemente de las destructoras. Esta última circunstancia depende de la resistencia de la roca y del carácter de las relaciones estructurales.

Las propiedades reológicas se manifiestan en las formas siguientes:

- Esguerramiento plástico, es decir, aumento lento en el tiempo de la deformación plástica en estado de tensión constante, que generalmente es menor que el estado de destrucción.
- Relajamiento, es decir, debilitamiento (disminución) de la tensión necesaria para mantener la deformación constante de la roca.
- Disminución de la resistencia al aumentar el tiempo de acción de la carga.

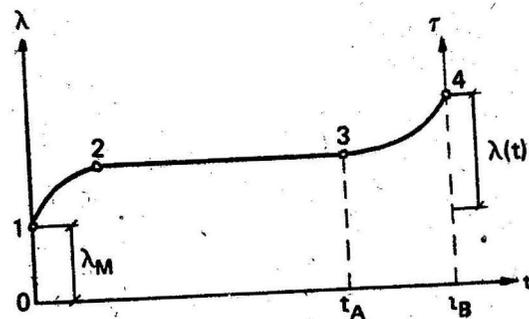


Fig. 9.1. Diagrama del desarrollo de las deformaciones en las rocas en el tiempo, bajo una carga: $\lambda = \lambda_m + \lambda_t$. La deformación en las rocas semiduras a diferencia de las duras se compone de condición temporal y de plástico-viscosa.

La dinámica del desarrollo de las deformaciones de las rocas en el tiempo, bajo la influencia de una carga constante en correspondencia con las ideas clásicas predominantes acerca del esguerramiento plástico, se caracteriza por componerse de varios estadios:

- Inicial, que transcurre rápidamente en el tiempo, de una forma relativamente instantánea inmediatamente después de aplicarse la carga correspondiente a las deformaciones elásticas, o elásticas y plásticas al mismo tiempo (figura 1; segmento: 0-1).

- Inestable, es decir, esguerramiento plástico que se manifiesta en el aumento de las deformaciones con velocidad que disminuye (figura 9.1; segmento: 1-2).
- Esguerramiento plástico estable, es decir, flujo viscoso-plástico, cuando la velocidad del aumento de la deformación alcanza su valor mínimo y se vuelve constante (figura 9.1; segmento: 2-3).
- Esguerramiento plástico progresivo o destructor cuando el aumento de las deformaciones adquiere carácter de flujo progresivo con velocidad cada vez mayor y caracteriza la destrucción de la roca (figura 9.1; segmento: 3-4).

La dinámica del desarrollo de las deformaciones de esguerramiento plástico de las rocas en el tiempo, depende considerablemente de la magnitud de la carga aplicada (figura 9.2).

Bajo cargas pequeñas, la primera etapa de deformación de la roca pasa inmediatamente a la etapa de esguerramiento plástico amortiguado. Bajo cargas considerables, el aumento de las deformaciones en el tiempo no logra desarrollarse y rápidamente acaba con la destrucción. Como han demostrado innumerables experimentos, si en cualquier momento del tiempo en que se desarrollan las deformaciones se realiza la descarga de la roca, ocurrirá la reconstrucción parcial de la deformación inicial relativamente instantánea que se reconstruye rápidamente después de eliminarse la carga. Si la deformación inicial es elástica y plástica, solamente se reconstruye la parte elástica. Las deformaciones de esguerramiento plástico son casi totalmente irreversibles (figura 9.3).

En reología, para representarse evidentemente las particularidades de deformación de cuerpos reales, éstos se idealizan y se representan como modelos. En dichos modelos reológicos, la elasticidad característica de los cuerpos se representa por un resorte, la fricción por placas paralelas y la viscosidad por el movimiento de un émbolo en un líquido viscoso.

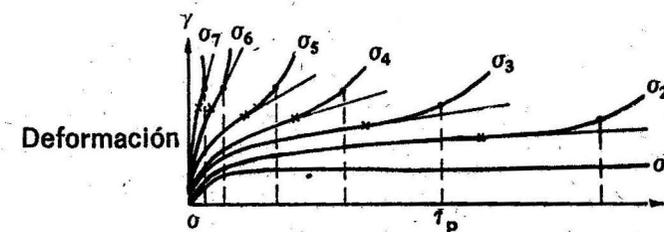


Fig. 9.2. Carácter del desarrollo de las deformaciones bajo cargas de diferentes tipos de rocas semiduras.

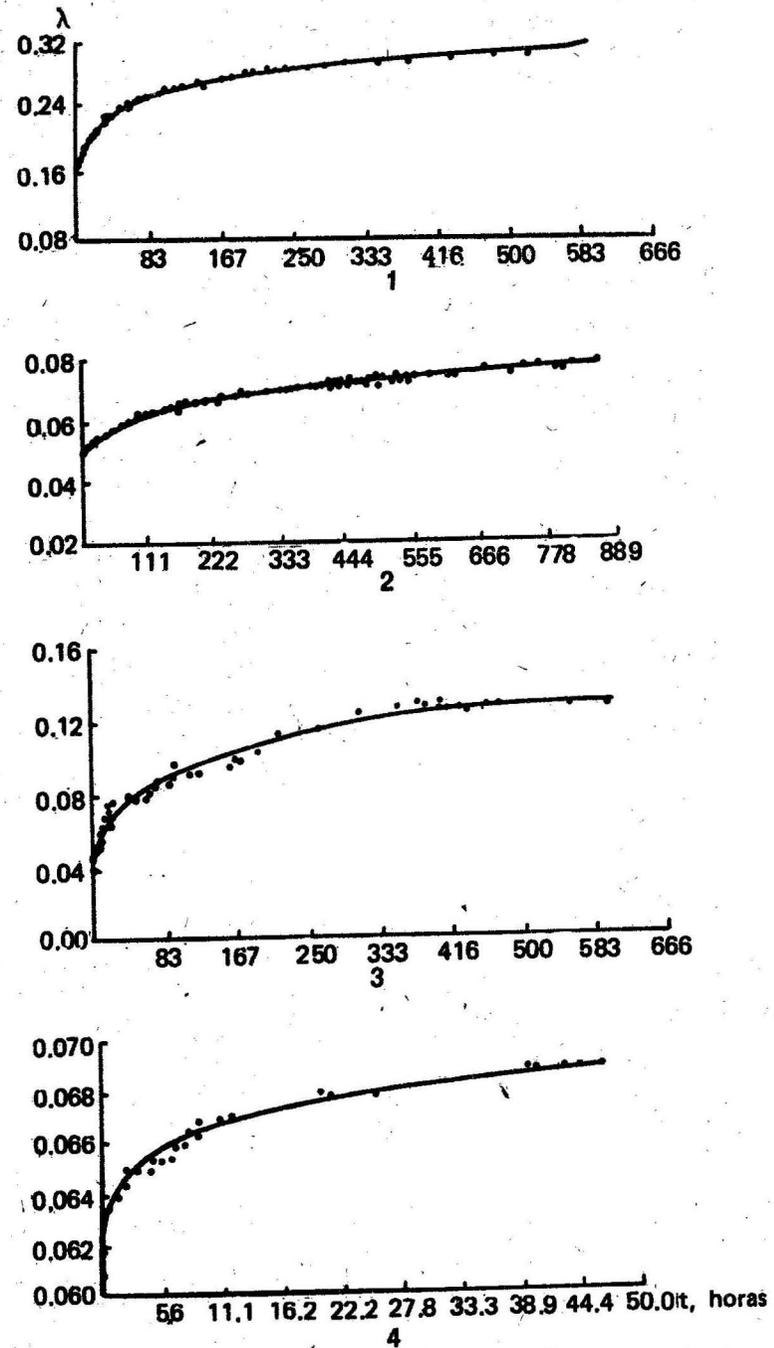


Fig. 9.3. Curvas obtenidas en los distintos tipos de rocas semiduras: 1, aleurolita; 2, arenisca; 3, argilita; 4, caliza.

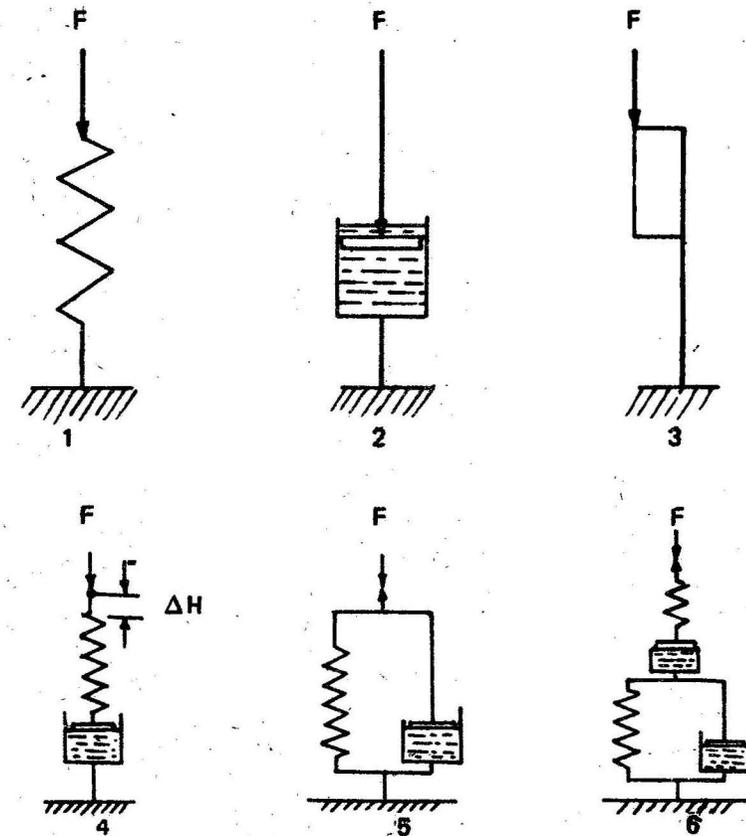


Fig. 9.4. Modelos Reológicos: 1, muelle elástico o *cookeano*; 2, amortiguador viscoso o *newtoniano*; 3, modelo St. Veant, punto de fluencia o eslabón fusible, el comienzo de la deformación es una función del esfuerzo; 4, modelo Maxwell; 5, modelo Kelvin; 6, modelo Burgers.

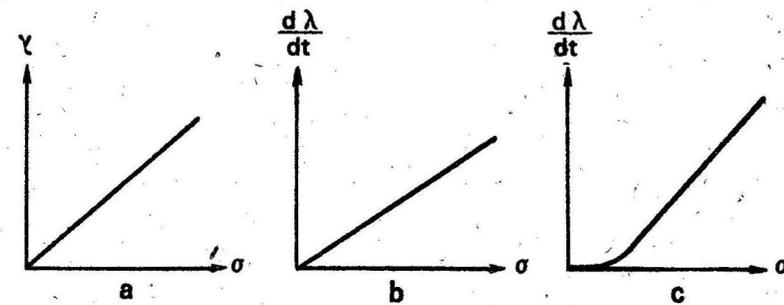


Fig. 9.5. Curvas reológicas: 1, cuerpo elástico; 2, cuerpo viscoso; 3, visco-elástico.

Combinando de diferentes formas estos elementos, se obtienen modelos de medios elásticos, elástico-viscosos, viscoso-plástico, plásticos, viscoso-líquidos, etc. Las dependencias que relacionan las tensiones, deformaciones y sus derivados en el tiempo, se representan como curvas reológicas y ecuaciones reológicas del estado (figura 9.4).

Actualmente, han sido propuestas más de dos decenas de modelos de diferentes cuerpos y ecuaciones reológicas del estado. Las más importantes y que frecuentemente se utilizan para estudiar las regularidades de deformación de las rocas, son las siguientes:

- Ecuación que expresa la ley de los cuerpos elásticos, es decir, la ley de Gook.

$$\sigma = E\lambda_2$$

- Ecuación que expresa la ley de los líquidos viscosos, es decir, la ley de Newton:

$$\sigma = \eta \frac{d\lambda}{dt}$$

La velocidad de deformación $\frac{d\lambda}{dt}$ (derivada en el tiempo) es directamente proporcional a la tensión.

El coeficiente de viscosidad η , es el coeficiente de resistencia interna al desplazamiento de las partículas en la roca. En medios viscosos, su deformación, es decir, el flujo viscoso, surge bajo cualquier carga, diferente a cero.

- Ecuación que expresa la ley de los cuerpos viscoso-plásticos, los cuales son la mayoría de diferentes rocas arcillosas, ley de Bingham-Shvedor.

$$\sigma - \sigma_0 = \eta \frac{d\lambda}{dt}$$

La velocidad de la deformación $\frac{d\lambda}{dt}$ es directamente proporcional a la tensión, superior a la máxima $\sigma > \sigma_0$ de dicho cuerpo.

Las curvas que representan la relación entre la tensión de deformación o velocidad de deformación se señalan en la figura 9.5.

El carácter del desarrollo de las deformaciones de escurrimiento plástico en las rocas arcillosas, depende de sus particularidades petrográficas, estado físico y magnitud de la carga aplicada.

La capacidad de una roca de resistir una carga depende considerablemente de la velocidad alcanzada por la deformación del

escurrimiento plástico. Una de las características al valorar la posible influencia del escurrimiento plástico de las rocas arcillosas sobre la estabilidad de las obras, es el límite de escurrimiento plástico admisible, el cual se determina por la velocidad uniforme del escurrimiento plástico o por la deformación total.

Se llama límite de escurrimiento plástico con velocidad regular del escurrimiento plástico a la tensión tangencial máxima bajo una tensión normal indicada, que provoca una determinada velocidad admisible de deformación para dicha obra en el estadio de escurrimiento plástico estable.

Se llama límite de escurrimiento plástico con deformación total a la tensión tangencial máxima bajo la tensión normal indicada, que provoca la deformación plástica de una determinada magnitud admisible durante el período de explotación de la obra. El estudio y la consideración de las propiedades reológicas de las rocas son también necesarios en el sentido de la posibilidad de disminución de su solidez en el tiempo debido solamente a las tensiones tangenciales que actúan durante un tiempo prolongado.

La solidez, en el amplio sentido de la palabra, es la capacidad de cualquier material, incluyendo la roca, de resistir la destrucción y la formación de grandes deformaciones residuales que alteren la forma del cuerpo. En un sentido más estrecho se llama solidez solamente a la resistencia a la destrucción. La característica fundamental de la solidez es el límite de solidez, es decir, la tensión que provoca la destrucción. Esta magnitud es variable y depende del tiempo de acción de la carga.

En correspondencia con lo anteriormente expuesto existen varios tipos de solidez, los cuales dependen del tiempo que dura la acción de la carga: solidez instantánea, relativamente instantánea o "estándar" y prolongada.

La solidez instantánea se caracteriza por una tensión aplicada bajo una carga instantánea sobre la roca; la relativamente instantánea bajo una carga relativamente rápida (experimentos según el esquema de cizallamiento rápido); la solidez estándar ocurre durante la aplicación relativamente lenta de una carga (el concepto de solidez estándar es puramente condicional), la solidez relativamente instantánea puede también ser solidez estándar; la solidez prolongada se determina por la tensión que provoca la destrucción de la roca durante un período de tiempo dado.

También existe el concepto de límite de solidez prolongado, es decir, la mayor tensión bajo la cual no surge el flujo progresivo y no ocurre la destrucción.

La disminución de la solidez de las rocas en el tiempo, en condiciones de escurrimiento plástico no amortizado está relacionada con el debilitamiento de cohesión en la roca a consecuencia de la destrucción de las relaciones estructurales en la misma; surgimiento de microgrietas, reconstrucción de la estructura de la roca ma-

nifestada en la disposición orientada de las partículas arcillosas escamosas. Al mismo tiempo, la destrucción de las relaciones rígidas puede compensarse con el surgimiento de nuevas relaciones moleculares. La posibilidad de que surjan nuevas relaciones está determinada por la capacidad que tenga la roca de reconstruir las relaciones perturbadas, lo que por su parte está determinado por las particularidades de la composición granulométrica y mineral, por la magnitud de la humedad y densidad de las rocas, etc. Por consiguiente, en dependencia de los tipos de rocas y la correlación de los procesos de destrucción-restablecimiento de las relaciones, en la roca se puede observar la disminución de la solidez en el tiempo, bajo la acción de una carga de larga duración, o en algunos casos la consolidación de la roca. La disminución de la magnitud de la solidez, en comparación con la magnitud de la instantánea, depende del tipo de roca arcillosa; para las arcillas de consistencia dura y semidura es de hasta 10-20 %, para algunos tipos de arcillas plásticas es de hasta 30-60 %.

El profesor soviético N. N. Maslov propone valorar la capacidad de la roca de manifestar el escurrimiento plástico y la posible disminución de la solidez, de la forma siguiente: la cohesión en la roca arcillosa se puede dividir en dos componentes, es decir, cohesión condicionada por las relaciones rígidas de cristalización-condensación (C_c) y cohesión condicionadas por las relaciones de coagulación-tixotrópicas ($\Sigma\omega$), o sea, $C = \Sigma\omega + C_c$.

Por consiguiente, la dependencia de Coulomb puede expresarse de la forma siguiente:

$$\tau = \sigma \cdot \operatorname{tg} \varphi_0 + \Sigma\omega + C_c$$

Si la magnitud de las tensiones es mayor que $\tau > \sigma \operatorname{tg} \varphi_0 + \Sigma\omega + C_c$, ocurre la destrucción.

Cuando $\tau < \sigma \operatorname{tg} \varphi_0 + C_c$, las deformaciones del escurrimiento plástico no se producen, pues en este caso no ha sido superada la cohesión rígida y la solidez de la roca no varía durante todo el período de explotación de la obra.

Las deformaciones del escurrimiento plástico se desarrollan cuando $\tau > \sigma \operatorname{tg} \varphi_0 + C_c$ y cuando $\tau < \sigma \operatorname{tg} \varphi_0 + \Sigma\omega + C_c$. En este caso, cuando el proceso de las deformaciones es largo, es posible que varíe la solidez. Por consiguiente, la transición al estado de escurrimiento plástico solamente es posible cuando se sobrepasa cierto límite τ_{lim} , llamado umbral del escurrimiento plástico, y se determina por la magnitud:

$$\tau_{lim} = \sigma \operatorname{tg} \varphi_0 + C_c$$

Por eso, al calcular la estabilidad de las obras considerando el factor tiempo, los parámetros de solidez deben seleccionarse sobre la base del estudio de las propiedades reológicas de las rocas.

Las regularidades del escurrimiento plástico de las rocas se estudian con la determinación experimental de la dependencia entre la deformación, cortando bajo una tensión tangencial dada y el tiempo o entre la velocidad del cizallamiento y la tensión. Los experimentos para obtener curvas reológicas se realizan en equipos de cizallamiento de un plano, en equipos de compresión triaxial, en equipos desgastadores o de corte circular, etc. En la figura 9.6 se representan datos de experimentos prolongados sobre el escurrimiento plástico de un suelo arcilloso, y del yeso. El análisis del carácter de las curvas de escurrimiento plástico para rocas tan diferentes como son el suelo arcilloso, y el yeso, resulta igual lo que comprueba la existencia de regularidades comunes del escurrimiento plástico para rocas de estructura y composición diferentes, desde las areno-arcillosas dispersas hasta las monolíticas duras. La diferencia está en los valores de las tensiones que provocan la deformación.

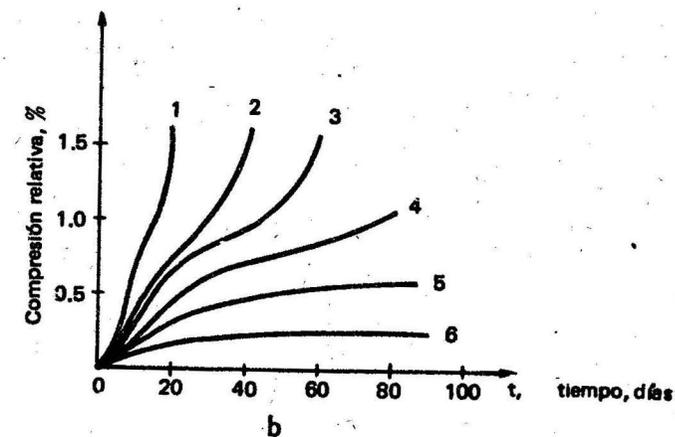
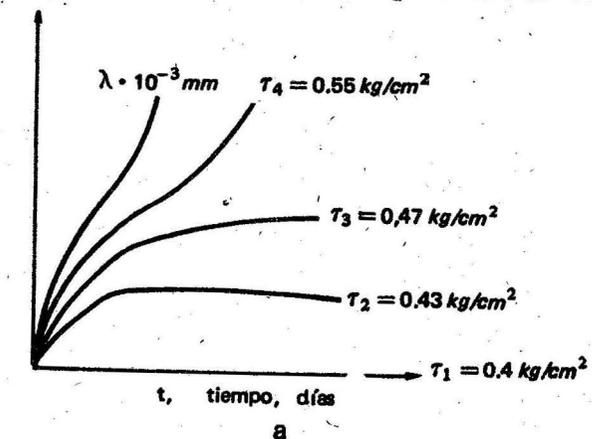


Fig. 9.6. Curvas del escurrimiento plástico de un suelo arcilloso: a, bajo la acción de tensiones tangenciales; b, del yeso bajo la compresión uniaxial.

Así, las rocas arcillosas plásticas manifiestan propiedades de deformación plástica bajo tensiones tangenciales iguales a fracciones decimales y varios kg/cm^2 . Para que se manifieste el escurrimiento plástico de las rocas duras y semiduras son indispensables tensiones que se midan en cientos de kg/cm^2 . Los equipos con que se realicen los experimentos de los procesos de escurrimiento plástico, deben cumplir los siguientes requisitos:

- Acción constante de la tensión tangencial.
- Posibilidad de un desarrollo ilimitado de las deformaciones del escurrimiento plástico.
- Posibilidad de desarrollo de la deformación volumétrica del escurrimiento plástico.

Antes de comenzar el estudio del carácter del desarrollo de las deformaciones del escurrimiento plástico, se determina la magnitud de la resistencia instantánea o relativamente instantánea de la roca bajo diferentes cargas normales (τ_0). Después, a muestras de estas mismas rocas se transmiten cargas tangenciales equivalentes a 0,9; 0,8; 0,7; 0,6 τ_0 (bajo cargas verticales de diferentes magnitudes). Cada muestra se destruye al pasar un cierto intervalo de tiempo, en dependencia de la magnitud de la carga tangencial aplicada. Conociendo el tiempo de destrucción de cada muestra y la magnitud de la tensión tangencial, se puede construir la curva de variación de la solidez en el tiempo (figura 9.7). Para cada carga vertical habrá una curva característica de solidez prolongada (figura 9.8). Utilizando los datos de la variación de la solidez de la roca en el tiempo, bajo la acción de diferentes cargas verticales, se pueden construir varios diagramas de variación de la magnitud de la re-

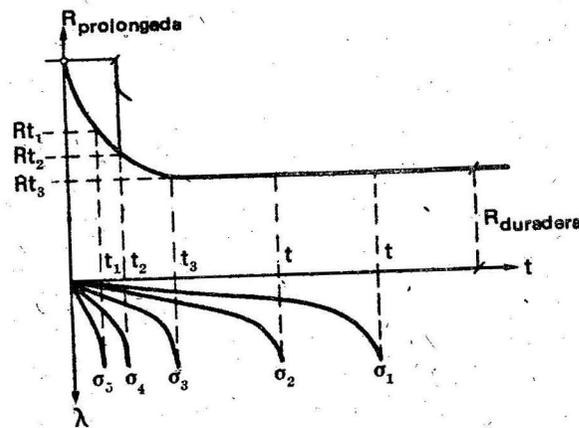


Fig. 9.7. Construcción de las curvas de solidez prolongada según los resultados de las investigaciones del escurrimiento plástico.

sistencia cortante, en dependencia de la carga normal en diferentes espacios de tiempo (figura 9.8.1). Por estos gráficos se puede determinar el valor de la cohesión y del ángulo de fricción interna, teniendo en cuenta el factor tiempo (figura 9.8.2). Estos parámetros pueden servir para calcular la estabilidad de la obra en dependencia de la duración de la explotación de la obra y su importancia.

En caso de que se requiera determinar solamente el límite de solidez prolongada de la roca, la carga se aplica escalonadamente sobre la roca. Si se conoce la magnitud de la resistencia instantánea de la roca, se puede determinar la magnitud del escalón de cada carga, que generalmente es igual a $\frac{1}{6}$ - $\frac{1}{8}$ parte del valor de la solidez instantánea (o relativamente instantánea). Cada escalón posterior de carga se aplica después que disminuyen las deformaciones del escalón anterior. Dichos experimentos también se realizan bajo diferentes cargas verticales.

Durante el desarrollo de las deformaciones de escurrimiento plástico, varía la viscosidad de las rocas. El conocimiento de la regularidad de variación de la viscosidad de las rocas permite pronosticar el comportamiento de las rocas en condiciones de tensión prolongada bajo la obra.

La viscosidad de las rocas que caracteriza su resistencia al flujo bajo la acción de fuerzas externas se llama viscosidad efectiva. Cuantitativamente, la viscosidad se determina por la magnitud de la fuerza tangencial, la cual debe aplicarse en la unidad de superficie de la capa que se desplaza para mantener en ella el flujo laminar con velocidad constante en el cizallamiento relativo, el cual es igual a la unidad. La dimensión de la viscosidad es la tensión multiplicada por el tiempo. Si la tensión se expresa en dinas por cm^2 y el tiempo en segundos, la viscosidad $[\eta] = \text{din} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s} = \text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} = \text{poise}$; en unidades técnicas la dimensión de la viscosidad es de $kg \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}$. La conversión del coeficiente de viscosidad de unidades técnicas a poises, se realiza por la siguiente proporción: $\eta (\text{poise}) = \eta \cdot 10^6$ (unidades técnicas).

El coeficiente de viscosidad para diferentes tipos de rocas varía mucho: desde 10^{12} - 10^4 poises para los limos, hasta 10^{22} para las calizas.

Al aumentar la intensidad de las tensiones tangenciales, la viscosidad de las rocas disminuye, variando desde la viscosidad mayor η_0 característica de rocas de composición prácticamente no alterada, hasta la viscosidad menor η_m que corresponde al estado de mayor alteración de las relaciones interpartículas. Al mismo tiempo, la variación de la viscosidad que se mide por la relación $\frac{\eta_0}{\eta_m}$, depende de la densidad de la roca, del carácter de las relaciones estructurales y de la composición de la roca. En deposiciones jóvenes muy porosas y dispersas, la variación de la viscosidad puede ser

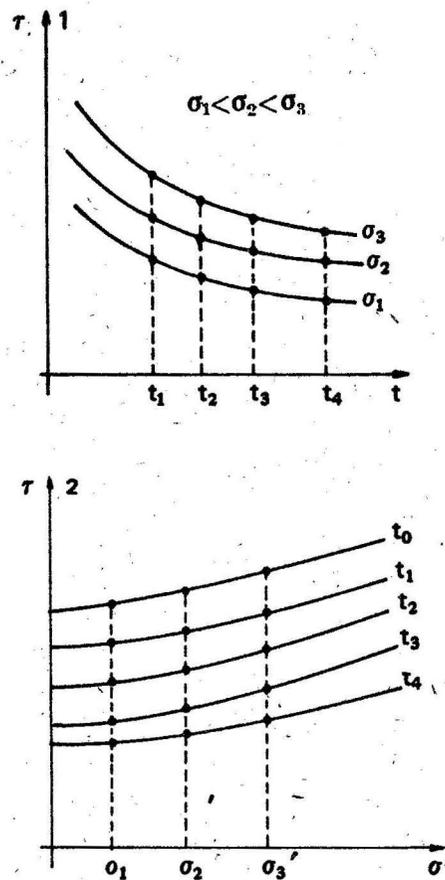


Fig. 9.8. 1, curvas de solidez prolongada bajo diferentes cargas normales; 2, diagrama de dependència de la resistència al corte, bajo la carga normal, en dependencia del tiempo.

igual a 10^8-10^9 , mientras que en las arcillas compactas la proporción $\frac{\eta_0}{\eta_m}$ es de unos $10-10^2$.

Algunos investigadores, según la magnitud de la viscosidad de las rocas en condiciones naturales, consideran 4 complejos:

- Complejos de menos viscosidad (arcillas, sales, yesos, capas aleurolítico-arcillosas finamente estratificadas) cuya viscosidad en poises, se expresa como la dependencia:

$$\eta = (2 \cdot 10^{15} - 5 \cdot 10^{16}) 10^{-0,0233 \tau_1}$$

donde:

τ_1 : es la intensidad de las tensiones tangenciales, kg/cm^2 .

- Complejos poco viscosos (capas calcáreo-margosas, arenos-arcillosas, de flysh finamente estratificada).

$$\eta = (5 \cdot 10^{18} - 3 \cdot 10^{19}) 10^{-0,0233 \tau_1}$$

- Complejos muy viscosos (cápas poco estratificadas de areniscas, conglomerados, carbonatadas, vulcanógenas, arenos-arcillosas poco metamorfizadas y muy dislocadas en el pasado).

$$\eta = 3 \cdot 10^{19} - 1 \cdot 10^{21}) 10^{-0,0233 \tau_1}$$

- Complejos extremadamente viscosos (granito, gneis, esquistos cristalinos).

$$\eta = (3 \cdot 10^{19} - 1 \cdot 10^{21}) 10^{-0,0233 \tau_1}$$

En la práctica ingeniero-geológica generalmente se hace hincapié en la viscosidad de las rocas del primero y segundo grupos. Si la deformación del escurrimiento plástico de la roca arcillosa está acompañada de compactación y consolidación, aumenta la viscosidad. El aumento de la viscosidad de la roca arcillosa en el tiempo, puede aproximarse por la fórmula de Maslov Perdan:

$$\eta = \eta_k - (\eta_k - \eta_0) e^{-\gamma t}$$

donde:

η_0 y η_k : son respectivamente los valores inicial y final del coeficiente de viscosidad.

t : es el coeficiente de viscosidad en un momento del tiempo (t).

γ : es el coeficiente empírico.

La magnitud del coeficiente empírico γ que caracteriza la intensidad del aumento de la viscosidad de la roca en el tiempo, en la etapa de escurrimiento plástico de diferentes tipos de obras, varía ampliamente: desde $3 \cdot 10^{-1}$ hasta $8 \cdot 10^{-8}$ días⁻¹, y depende de la composición de la roca, de su estructura y de la magnitud de la tensión tangencial.

Para determinar el coeficiente de viscosidad de las rocas en el laboratorio, frecuentemente se utilizan los métodos siguientes:

- En aparatos de corte directo, en aparatos de ruptura o en equipos triaxiales.
- Método de la bola hundida.
- Método de las oscilaciones de torsión.
- Con ayuda del viscosímetro de rotación.

Los tres primeros métodos se utilizan para determinar las viscosidad de las rocas dispersas con relaciones tanto naturales, como perturbadas; el cuarto método se utiliza fundamentalmente para rocas de composición alterada.

La determinación de la viscosidad de las rocas arcillosas con equipos de corte directo o triaxial, consiste en la determinación de la tensión tangencial bajo una presión normal, con la que la roca se deforma con velocidad constante. La magnitud del coeficiente de viscosidad en caso de viscosidad real, se calcula por la fórmula de Newton.

$$\eta = \frac{\tau}{V} d$$

y en caso de viscosidad plástica por la fórmula de Shvedov-Bingham:

$$\eta = \frac{\tau - \tau_{lim}}{V}$$

donde:

τ : tensión cortante, kg/cm^2 .

τ_{lim} : umbral del escurrimiento plástico, kg/cm^2 .

V : velocidad del escurrimiento plástico, cm/s .

d : altura de la muestra que se rompe, cm .

La determinación de la viscosidad con el método de la bola hundida, se basa en la determinación de la velocidad de hundimiento de la bola en la roca. La viscosidad se calcula por la fórmula de Stocks:

$$\eta = \frac{2}{g} gR^2 \frac{\gamma_b - \gamma}{V_b}$$

donde:

γ_b : densidad ficticia de la bola (considerando la carga aplicada) g/cm^3 .

γ : peso volumétrico de la roca, g/cm^3 .

R : radio de la bola, cm .

g : aceleración de la gravedad, cm/s^2 .

V_b : velocidad de hundimiento de la bola, cm/s .

La densidad ficticia de la bola se determina por la fórmula:

$$\gamma_b = \frac{P_s + P_c}{V}$$

donde:

P_s : peso del sistema, gramo.

P_c : peso de la carga, gramo.

V : volumen de la bola, centímetro cúbico.

La viscosidad se puede determinar también basada en la medición y en la amortiguación del cuerpo sólido-oscilante hundido en la roca.

Capítulo 10 MÉTODOS DE MEJORAMIENTO ARTIFICIAL DE LAS ROCAS

10.1 Métodos de mejoramiento artificial de las propiedades de las rocas

En condiciones naturales las rocas pueden tener densidad, solidez y estabilidad insuficientes. La humedad natural, la permeabilidad, la saturación con agua, ayudará a la alta deformación y a otras propiedades desfavorables, las cuales influyen sobre la estabilidad de las obras proyectadas o en construcción, de los trabajos mineros y en el desarrollo de los procesos y fenómenos geológicos. En dichos casos se adoptan diferentes medidas ingenieriles, entre las que se encuentran diferentes métodos de mejoramiento de las propiedades de las rocas.

Los métodos utilizados de mejoramiento artificial de las propiedades de las rocas se dividen en mecánicos (apisonamiento, compactación por vibración, etc.), físicos (calcinación, congelación, bituminización, desecación electro-osmótica, arcillización, etc.) y químicos (silicatización, cementación y otros). La selección del método depende de los factores siguientes:

- Grupo y tipo petrográfico de las rocas y su estado físico.
- Requisitos de construcción para las rocas.
- Posibilidades técnicas de utilización de uno y otro método en condiciones concretas.
- Ventajas económicas en comparación con otras posibles medidas ingenieriles, que aseguren la solución del problema planteado.

Los trabajos de mejoramiento artificial de las propiedades de las rocas, al igual que la mayoría de las medidas ingenieriles se realizan por proyectos especiales donde se argumenta la posibilidad técnica, utilidad y ventaja económica de la utilización de unos y otros métodos para una zona concreta de construcción y para la obra misma.

10.2 Métodos de mejoramiento de las propiedades de las rocas duras y semiduras

La influencia fundamental sobre las propiedades físico-mecánicas de las rocas duras y semiduras y su valoración ingeniero-geológica, la ejercen el agrietamiento, el curso, la meteorización, etcétera.

Estos últimos alteran la capacidad monolítica de las rocas, disminuyen su compactación, solidez y estabilidad; aumentan la deformación y permeabilidad, y determinan la acuosidad y la capacidad de agua. Por eso, los métodos de mejoramiento de las propiedades de dichas rocas generalmente están orientados a la recuperación de su monolitización y densidad, al aumento de la resistencia, y estabilidad, y a la disminución de la deformación y permeabilidad.

Ellos son fundamentalmente, las inyecciones de cemento, arcilla y bitumen.

Inyección con cemento

Este método consiste en que a las rocas, a través de pozos especialmente perforados, y después de un lavado minucioso con agua, se inyecta una solución de cemento que penetra en las grietas y cavidades, se fragua con la roca, se endurece y le transmite a esta, monolitización, compactación, estabilidad y solidez, y disminuye considerablemente la deformación y permeabilidad.

Con frecuencia se utiliza la cementación en los casos siguientes:

- Para mejorar la capacidad de carga de las bases naturales de obras y edificios. En este caso, antes de edificar los cimientos, se realiza la cementación superficial de la roca por el fondo de la zanja a profundidad de distribución de las tensiones complementarias, debido al peso de la obra.
- Para aumentar la estabilidad de las rocas en excavaciones subterráneas y para protegerlas de flujos de agua. En este caso, también se realiza la cementación superficial de las rocas que se encuentran detrás del revestimiento de la excavación subterránea, alcanzando su total adherencia en las rocas adyacentes, aumento de su monolitización y estabilidad e hidroaislamiento de las excavaciones subterráneas del medio ambiente.
- Para aumentar la estabilidad de las rocas en taludes de canteras, excavaciones y paredes de zanjas. En este caso se realiza la cementación local o superficial de las rocas para transmitirles monolitización y estabilidad.
- Al construir cortinas contra la filtración. En este caso se realiza la cementación en la profundidad a lo largo de una zona determinada, obstaculizando el movimiento de las aguas subterráneas. Así, por ejemplo, se construyen cortinas contra la filtración debajo de diques y en zonas adyacentes para prever pérdidas considerables de agua por filtración y disminuir la acción ascendente del agua en la base de la obra. Las cortinas también se construyen a lo largo de determinadas líneas para preservar las presas de agua de presas o para proteger las zanjas, canteras y otras excavaciones profundas del flujo de agua.

La cementación se realiza con una solución de cemento de diferentes concentraciones en dependencia de su grado de agrietamiento o carsificación, del ancho de las grietas y del tamaño de los vacíos en las rocas.

La práctica ha demostrado que la concentración de la solución del cemento puede variar de (1 : 1), de [1 : (10-12)] hasta [1 : (20-25)]. Mientras más finas son las grietas, más fluida debe ser la solución, y viceversa; las grietas y las cavidades abiertas se cementan con una solución más espesa. En último caso, al preparar la solución del cemento se utilizan diferentes agregados inertes: arena, grava, cascajo, guijarros, etcétera.

El límite de utilización de las inyecciones de cemento está determinado en cierto grado por el ancho de las grietas. Es conocido que grietas con un ancho menor de 0,15 mm, no se pueden cementar, ya que los granos de cemento no pueden penetrar en ellas.

La selección de la solución del cemento, del régimen de cementación (magnitudes de la presión, duración) y del método de cementación (según las zonas, desde arriba hacia abajo o desde abajo hacia arriba); en cada caso deberá existir una argumentación con los datos de la cementación experimental. El radio de distribución de la solución del cemento en la roca, y por consiguiente, la distancia entre los pozos de cementación, dependen del tamaño de las grietas y del carácter del agrietamiento o del curso de las rocas, de la concentración de la solución del cemento, de la magnitud de la presión con la que se inyecta la solución en el pozo, y de la duración de la cementación. Todos estos parámetros se determinan también por los datos de los trabajos experimentales de filtración y cementación. Además, la práctica ha demostrado que la distancia entre los pozos de cementación mide pocos metros (desde 1,5-2 hasta 3-4 m) y la presión desde fracciones a decenas de atmósferas. La calidad de la cementación y la duración del mejoramiento de las propiedades de las rocas depende de la velocidad del fraguado (solidificación) de la solución del cemento y de la estabilidad en un medio agresivo. El fraguado de la solución del cemento debe producirse inmediatamente después que se rellenan las grietas y cavidades de la roca. Por eso, para la cementación de las rocas con agrietamiento grueso se utilizan soluciones de rápido fraguado (con agregados activos), y para las rocas con grietas finas se utilizan soluciones de lento fraguado.

Para asegurar la estabilidad del cemento en medios agresivos se utilizan las marcas correspondientes. Para aumentar la capacidad de penetración de las soluciones, mejorar la calidad de la cementación y disminuir su costo, en muchos casos, se utilizan soluciones de cemento-arcilla.

Inyección con arcillas

Para disminuir la permeabilidad de rocas muy agrietadas o de las que poseen cavidades grandes y se caracterizan por una gran ab-

sorción específica del agua (hasta 100 l/min), puede resultar inútil y desventajosa la utilización de la cementación. En este caso puede sustituirse por la inyección de arcillas, principalmente cuando las rocas no son acuíferas, pero después de la construcción de las obras, las grietas y las cavidades pueden servir como vía de filtración.

El método consiste en que a través de pozos especialmente perforados se inyecta a la roca una solución arcillosa con un peso específico de 1,20-1,40 con una presión de 20-30 atm. A una presión tan alta, el agua de la solución arcillosa se escurre y se produce la compresión de la solución arcillosa en las grietas y cavidades.

Su posterior hinchamiento mejora aún más el taponeo de las grietas y cavidades, y reduce la permeabilidad de las rocas.

Para el empleo de este método es mejor utilizar arcillas ligeras y suelos arcillosos de composición hidromicácea y caolinítica, pues pierden el agua más fácilmente. Con el objetivo de mejorar y acelerar el taponeo de las rocas, se añaden coagulantes a las soluciones arcillosas, y según las posibilidades aumenta también la presión de inyección. Actualmente, las soluciones arcillosas se sustituyen por mezclas de arcilla-cemento, arcilla-caliza, etc. Su utilización no sólo permite disminuir grandemente la permeabilidad de las rocas, sino también relacionarlas en un macizo más sólido resistente al agua. Con dichas soluciones se pueden taponear hasta rocas inundadas con un coeficiente de filtración de hasta 100 m/d. La selección de la solución arcillosa, la ubicación de los pozos, para construir pantallas y cortinas impermeables y otros parámetros, se argumentan con los datos de los trabajos experimentales de filtración.

Inyección con bitumen

Para disminuir la permeabilidad de las rocas muy agrietadas y con cavidades grandes en las que se mueven aguas subterráneas con gran velocidad, es inútil y desventajoso aplicar la cementación y la arcillización. En este caso da buenos resultados el método de inyectar bitúmenes calientes. Este consiste en que a través de pozos especialmente perforados se inyecta betún caliente a la roca con una temperatura de 150-180 °C. Al rellenar las grietas y cavidades de la roca, el betún desplaza el agua, se enfría y la roca se vuelve impermeable. La unión del betún con las paredes de las grietas y cavidades está determinada por sus fuerzas de compactación y fricción. Como demuestra la práctica, el radio de distribución del betún en rocas agrietadas no excede 1 m. Por eso, los intervalos entre los pozos al construirse una cortina o una zona impermeable, no deben ser mayores de 0,75-1,5 m. El betún posee una alta viscosidad, no rellena grietas de menos de 0,2-1,0 mm de ancho, y por eso no se logra permeabilidad absoluta de las rocas con el método de betún caliente. Esta disminuye considerablemente y

durante largo tiempo la permeabilidad de las rocas; el betún no se altera y es estable en cualquier agua agresiva, aunque su velocidad de movimiento sea muy grande.

10.3 Métodos de mejoramiento de las propiedades de las rocas friables no cohesionadas

Las principales propiedades desfavorables de la arena, roca gravosa, cascajo y guijarros son las siguientes:

- Densidad insuficiente de la composición y friabilidad.
- Permeabilidad e inundación altas.
- Pequeña estabilidad, propensión a trasladarse al estado móvil y diluirse.

Esas propiedades de las rocas no cohesionadas determinan asentamientos considerables e irregulares en las obras, y la alteración de su estabilidad. Con la considerable acuosidad de estas rocas, generalmente, están relacionados enormes flujos de agua hacia zanjas y obras subterráneas, lo que dificulta la ejecución de trabajos de construcción y mineros.

El mejoramiento de las propiedades de estas rocas está orientado a aumentar la densidad y la estabilidad y disminuir la permeabilidad. Para resolver estos problemas, frecuentemente se utilizan los métodos siguientes:

- Desecación.
- Compactación mecánica.
- Taponeo y el relleno con arcilla y otros materiales.
- Consolidación con agregados granulométricos.
- Consolidación con bituminización fría, cementación, silicización, resinas sintéticas y otros materiales.
- Consolidación por congelación artificial.

Desecación

Este método se utiliza para: aumentar la estabilidad de las rocas, prever el corrimiento, la dilución, deslizamientos, desarrollo de fenómenos de sufusión; prevención contra el humedecimiento, inundación o salinización de las rocas durante la elevación del nivel de las aguas subterráneas o debido a otras causas; proteger zanjas, excavaciones, canteras, minas y obras subterráneas de la inundación por las aguas subterráneas; proteger las partes subterráneas de los edificios, de la actividad agresiva de las aguas subterráneas. Estos problemas se resuelven con la construcción de diferentes drenajes, es decir, obras que disminuyan el nivel de las aguas subterráneas a una profundidad determinada o que captan el flujo de aguas subterráneas durante su movimiento. El drenaje de las rocas puede ser permanente, es decir, asegurar su deseca-

ción y mejorar las propiedades durante largo tiempo o provisionalmente, lo cual solo se realiza durante el período de trabajos de construcción. En este último caso se llama drenaje de construcción o descenso del agua para la construcción. Los drenajes se diferencian según su construcción, y pueden ser: abiertos, cerrados, con tuberías, con galerías, etcétera; según la posición en la roca: horizontales, verticales, combinados y especiales; según la posición en el plano: de cabeza, anulares, costeros, superficiales; y según las particularidades hidráulicas: completos, es decir, que cruzan totalmente la capa acuífera, e incompletos, los que la atraviesan parcialmente.

Compactación mecánica

Es uno de los métodos más ampliamente utilizados para mejorar las propiedades de las rocas arenosas, arcillosas y detríticas friables. Lo fundamental de este método es que por medio de la acción de aplastamiento, cilindraje o vibración se logra un empaquetamiento más compacto de las partículas en la roca, disminución de la porosidad y aumento del peso volumétrico del esqueleto. Esto aumenta su resistencia cortante y de compresión, es decir, la estabilidad y la capacidad de carga. Dicho mejoramiento de las propiedades de las rocas no cohesionadas se utiliza para preparar fundamentos para obras industriales y civiles; pavimentos de carreteras y pistas de aeropuertos, para la construcción de terraplenes, diques, presas, para preparar territorios, para la construcción en rocas de terraplenes o de acumulación aluvial. Las rocas pueden estar compactadas desde la superficie, en capas, o en la profundidad cuando el proyectil de compactación penetra a una profundidad determinada en la capa de rocas. Durante la compactación mecánica de las rocas, principalmente en el cuerpo de obras de tierra, estas se llevan a la máxima compactación bajo una humedad óptima y con gastos racionales de trabajo.

Taponeo y relleno, con arcilla

Este método se utiliza para disminuir la permeabilidad de la arena y otras rocas detríticas friables. El taponeo con erdo se utiliza, fundamentalmente, para compactar rocas con detritos grandes, guijarros y cantos rodados. La colmatación, es decir, la inyección de partículas arcillosas finamente dispersas en los poros o el recubrimiento de las rocas desde la superficie con una fina capa de arcilla se utiliza para disminuir la permeabilidad de las arenas.

10.4 Métodos de mejoramiento con agregados granulométricos

Este método se utiliza para transmitir a las rocas arenosas y arcillosas una mayor densidad, estabilidad y solidez durante la construcción de obras de tierra, y principalmente pavimentos de

carreteras y aeropuertos. Consiste en la selección y preparación de la composición granulométrica óptima de la roca, es decir, su transformación artificial introduciendo tanto agregados de esqueleto grueso (grava, arena de grano grueso y muy grueso), como agregados finos (limosos y arcillosos). Como demuestra la práctica, las rocas con composición granulométrica óptima, que contienen en una determinada proporción, partículas de diferentes tamaños compactadas hasta el máximo bajo una humedad óptima, son las más sólidas y estables, tanto en estado seco, como de saturación. Este método de mejoramiento está ampliamente distribuido.

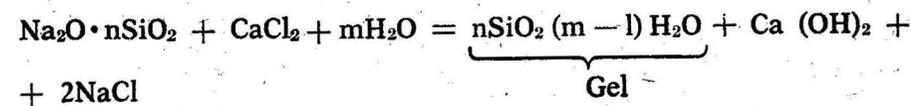
Inyección con bitumen frío

Se utiliza para disminuir la permeabilidad de las arenas, inyectándoles emulsiones bituminosas con inyectores especiales que se introducen en la roca. Las emulsiones bituminosas se componen de una solución de partículas homogéneas, finamente dispersas, de betún con un tamaño de 25-40 veces menor que el tamaño promedio de las partículas de la roca. Las emulsiones, al coagularse en la capa de arena con desprendimiento de agua, rellenan los poros de la roca, la aglutinan y así, disminuyen la permeabilidad. El método se utiliza fundamentalmente para construir cortinas contra la filtración. Se ha determinado por experimentos, que este método es aplicable para arenas con un coeficiente de filtración de 10-100 *m/d*. El radio de distribución de las emulsiones desde el inyector a las arenas de grano medio es de 0,5-1,0 *m*, en las arenas de grano grueso es de 1,25-2,00 *m*.

Por consiguiente, al construir los intervalos entre los inyectores, en dependencia de la composición de las arenas, puede variar desde 0,5 a 3,0-3,5 *m*.

Inyecciones de silicatos con dos soluciones

Este método se utiliza para consolidar las arenas y darles solidez mecánica (R_m) la cual puede alcanzar hasta 50-60 kg/cm^2 , estabilidad y permeabilidad por medio de la cementación con hidróxidos endurecidos de ácido silícico. En caso de silicatación con dos soluciones, utilizada principalmente para arenas, a través de pozos-inyectores se inyecta vidrio líquido en la roca (silicato de sodio: $Na_2O \cdot nSiO_2$) y cloruro de calcio. El vidrio líquido desplaza el agua de los poros. Con la posterior inyección de una solución de cloruro de calcio, se desplaza el vidrio líquido fuera de los poros. Las películas de vidrio líquido que se quedan en la superficie de los granos, reaccionan con el $CaCl_2$:



Como resultado de esta reacción se forma el hidrogel de ácido silícico, el cual se endurece lentamente y cementa la arena. Durante la inyección paulatina de las soluciones se logra su total cementación. La práctica demuestra que es muy eficaz utilizar este método para arenas con un coeficiente de filtración de 2 a 80 *m/d*. Si su permeabilidad es menor se utiliza la silicatación con una sola solución. El radio de distribución de la cementación con silicatación de dos soluciones, depende de la permeabilidad de las arenas y, generalmente, varía desde 0,25 a 1,0 *m*. Basado en estos límites se seleccionan los intervalos entre los pozos inyectores. El método de silicatación de las arenas obtuvo una amplia distribución para aumentar la capacidad de carga en fundamentos de obras, para aumentar la estabilidad en excavaciones subterráneas y también al construir cortinas contra la filtración.

Consolidación con resinas sintéticas

Uno de los nuevos métodos de mejoramiento de las propiedades de las arenas es su consolidación con diferentes compuestos poliméricos de composición variada. Con este grupo se relacionan las resinas sintéticas: carbamídicas (urea-formaldehído), furfúrico-anilínicas, epoxídicas, etc. La acción de las resinas sintéticas se manifiesta en la cementación de la roca, y que le transmite solidez, estabilidad e impermeabilidad. Así, por ejemplo, al consolidar la arena con resina carbomídica, mucho antes de inyectarla a la roca, se prepara una solución de resina carbomídica con agua (fijador) y otra de ácido clorhídrico (endurecedor). Como resultado de la interacción de estas soluciones se forma el gel, el cual aglutina la arena en un monolito sólido impermeable. Este método se utiliza para reforzar las rocas de la base de obras civiles e industriales, pavimentos de carreteras, etc. El radio de consolidación de la roca varía en dependencia de su permeabilidad desde 0,4 a 1,0 *m*.

La congelación de las rocas es un método aplicado ya desde 1862. Se emplea para permitir la perforación en arenas movedizas y limo. El objetivo de la congelación es formar un escudo de rocas congeladas. El proceso de congelación es controlado por termómetros eléctricos, instalados en taladros especiales.

Es utilizado hasta profundidades considerables, por ejemplo, en Kursk (URSS) ha llegado hasta casi 600 *m*. Es empleado además en taludes y obras ingenieriles; en Cuba este método tiene poco empleo por lo que no profundizamos en él.

10.5 Métodos de mejoramiento de las propiedades de las rocas blandas cohesivas

Las propiedades desfavorables para la construcción de las rocas arcillosas (poca solidez, poca capacidad de carga y una gran deformación) están condicionadas fundamentalmente por su alta

humedad, poca densidad y consistencia inestable. Las rocas arcillosas de loess son inestables al agua y propensas a los asentamientos.

Para mejorar las propiedades de las rocas arcillosas se utilizan con frecuencia los métodos siguientes:

- Deseccación electroosmótica.
- Consolidación electroquímica.
- Silicatación con una solución.
- Consolidación térmica.
- Compactación con pilotes.

Los dos primeros métodos se utilizan fundamentalmente para rocas arcillosas (normales) con alta humedad y consistencia inestable, y los restantes para mejorar las propiedades de las rocas de loess. Además de eso, para las rocas arcillosas, al utilizarlas como fundamento de obras de tierras, carreteras, aeródromos, se utilizan los métodos de compactación mecánica y mejoramiento con agregados granulométricos.

Deseccación por electroósmosis

Este método es uno de los más eficaces para desecar las rocas arcillosas blandas saturadas: arcilla, suelo poco arcilloso, suelo arcilloso, arenas de grano fino, es decir, rocas que en condiciones normales no tienen coeficiente de almacenamiento. Su esencia consiste en lo siguiente: si dos electrodos se sumergen en una roca arcillosa y a través de ella se deja pasar corriente eléctrica constante, el agua comenzará a moverse hacia el cátodo, pues las moléculas de agua en su mayoría tienen carga positiva. Este fenómeno se llama electroósmosis debido al movimiento unilateral del agua a través de un medio poroso producido bajo la influencia de las diferencias de potenciales de la corriente eléctrica.

Durante la electroósmosis no solamente se separa el agua de la roca, sino también el agua físicamente relacionada. Con relación a esto aumenta la porosidad efectiva de la roca, y como consecuencia de ello aumenta de 10-20 veces la permeabilidad en suelos arcillosos, y en las arcillas hasta 100 veces.

En la desecación de las rocas arcillosas, como cátodo se utilizan los tubos de revestimiento (camisas) de los pozos de perforación. Al bombear el agua que se acumula en ellos, se logra disminuir la humedad de las rocas, aumentar su densidad y estabilidad. Las observaciones demuestran que durante la electroósmosis se desarrollan fenómenos de electrofóresis, es decir, movimiento de las partículas arcillosas y coloidales con carga negativa hacia el ánodo; y otros procesos físico-químicos. Así, por ejemplo, al trasladarse el agua del ánodo al cátodo, se trasladan también los iones que en ella se encuentran disueltos (entre ellos los de intercambio de

las capas superficiales del agua físicamente relacionada). Como resultado de esto, en el cátodo se observan desprendimientos y acumulaciones de sales poco solubles, las cuales compactan y cementan la roca. Dicha consolidación de la roca se extiende lentamente desde el cátodo al ánodo. Por consiguiente, durante la desecación por electroósmosis se produce simultáneamente la compactación y consolidación de las rocas y un aumento de su solidez y estabilidad. Los experimentos demuestran que todos estos procesos son irreversibles, la roca conserva sus propiedades aún después de cesar la acción de la corriente eléctrica constante.

Este método descrito se emplea en la construcción.

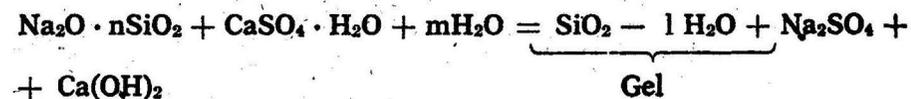
Consolidación electroquímica

La consolidación electroquímica de las rocas arcillosas también se basa en los fenómenos de electroósmosis. Anteriormente señalamos que durante la desecación electroosmótica se desarrollaron los procesos físico-químicos acompañados por el desprendimiento de las sales poco solubles que compactan y cementan la roca. Para reforzar estos procesos y aumentar su eficiencia el método está basado en la aplicación conjunta de la corriente eléctrica y de las soluciones químicas que se introducen en la roca.

La introducción de soluciones de diferentes sales (vidrio-líquido, compuestos poliméricos) se realiza a través de pozos inyectoriales especiales en la zona del ánodo. Las soluciones se distribuyen como resultado de la diferencia entre los potenciales de la corriente eléctrica desde el ánodo hacia el cátodo. Durante su interacción con la roca, y también gracias al desarrollo de los procesos electrolíticos de intercambio y de desecación, ocurre la compactación y cementación de las rocas, aumenta la solidez, la resistencia al agua y la estabilidad. Para prevenir la formación en las rocas de zonas con diferentes grados de compactación y consolidación en el espacio inter-electrodos, se utiliza la acción ininterrumpida de la corriente eléctrica con impulsos alternos.

Inyecciones de silicatos con una sola solución

Este método se utiliza fundamentalmente para consolidar las rocas de loess. Se basa en la reacción del vidrio líquido inyectado en la roca con un agregado de un 2,5 %, de solución de NaCl con sales solubles de calcio ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, CaCO_3), que generalmente se encuentran en las rocas de loess. A diferencia de la inyección con dos soluciones, en este método el papel de la segunda solución, durante cuya interacción se desprende gel de ácido silícico del vidrio líquido, pertenece a la misma roca:



La adición de NaCl al vidrio líquido aumenta la solubilidad de las sales de calcio en las rocas, principalmente del yeso, lo que asegura una precipitación más rápida del gel de ácido silícico que cementa la roca. Esta última se vuelve estable al agua, impermeable, sólida (R_{comp} de hasta 6 kg/cm^2) y sin capacidad de asentamiento. El radio de consolidación al utilizar el método de inyección con una solución, depende de la permeabilidad de la roca, y como ha demostrado la práctica varía desde $0,2 \text{ m}$ a $1,0 \text{ m}$. Al consolidarse las rocas de loess, en lugar de la silicatización continua, se utiliza algunas veces la construcción de un cimientado de silicato en forma de postes (pilotes).

Consolidación térmica

Este método se utiliza ampliamente para consolidar rocas de loess y neutralizar sus propiedades de asentamiento. Se basa en el tratamiento térmico, es decir, calcinación de las rocas y se realiza por dos métodos. Por el primer método, en un pozo especialmente perforado se inyecta aire caliente ($600-800^\circ\text{C}$) en los agregados especiales. Con el otro método se calienta el combustible (gas, fuel-oil, petróleo, carbón, coque) directamente en el pozo. Para reforzar la penetración de los productos de la combustión y del aire, se mantiene en la roca una presión excesiva (hasta $2-3 \text{ atm}$).

Para mantener esta presión se cierra herméticamente la boca del pozo. El segundo método de calcinación de las rocas se considera más fácil y económicamente más ventajoso.

La práctica demuestra que la consolidación térmica de las rocas se distribuye a $1,0-1,2 \text{ m}$ del pozo. Para crear un macizo continuo de rocas consolidadas, los intervalos entre los pozos de perforación no deben exceder $2,0 \text{ m}$. Su distribución debe ser de forma tal, que las rocas consolidadas no formen un macizo continuo, sino diferentes columnas.

Compactación con pilotes

Uno de los tipos de compactación mecánica de las rocas es su compactación con pilotes. Este método se utiliza para aumentar la capacidad de carga de las rocas de loess en la base de las obras y eliminar sus propiedades de asentamiento. Consiste en la disposición de los pozos con ciertos intervalos, los pozos se rellenan con rocas y estas se compactan con pisones pesados.

Durante el apisonamiento se produce la compactación de las rocas en el pozo y entre los pozos. De esta forma se altera la macroporosidad de las rocas de loess, aumentan su densidad y capacidad de carga y se elimina la capacidad de asentamiento. Los pilotes en la base de los cimientados se disponen, generalmente en un orden tal que la distancia proyectada asegure la compactación de las rocas entre ellos. Para esto, se realiza previamente la compactación experimental de las rocas.

SIMBOLOGIA

<i>General</i>	
Altura	H, h
Potencia de estrato	H, h
Longitud	L, l
Diámetro	D, d
Volumen	V, v
Área	F, f
Coordenadas	x, y, z
Peso	G, g
Tiempo	t
Velocidad	v
Aceleración	a
Aceleración de la gravedad	g
π	3, 1416
Logaritmo natural	ln
Logaritmo base 10	log
Presión atmosférica	po
Viscosidad	η
<i>Propiedades físicas</i>	
Diámetro de las partículas correspondientes al 10 % en la curva granulométrica	d_{10}
Diámetro de las partículas correspondientes al 60 % de la curva granulométrica	d_{60}
Coefficiente de heterogeneidad en la composición granulométrica	K_{gr}
Contenido de partículas arcillosas en la roca	M.
Peso general	G
Peso de las partículas sólidas (esqueleto)	G_s
Peso del líquido que rellena los poros de las rocas	G_w
Humedad o contenido de agua en las rocas	w
Grado de humedad de las rocas o coeficiente de saturación	G
Volumen de la roca	V
Volumen de la parte sólida (esqueleto) de la roca	V_s
Volumen de vacío o de poros en la roca	V_v
Volumen de sólido en la unidad de volumen	m
Volumen de poros en la unidad de volumen-porosidad	n
Humedad volumétrica	Q_{vol}
Capacidad de adsorción	Q_a
Peso volumétrico de la roca	γ_r
Peso volumétrico del agua	γ_w
Peso volumétrico de la roca seca (esqueleto)	γ_D
Peso volumétrico de la roca sumergida en agua	γ^1
Peso volumétrico	γ
Porosidad	n
Porosidad crítica	N_{crit}
Relación de vacío, índice de poros	e

Relación de vacío al momento de iniciarse el esfuerzo de compresión o cortante a la roca	e_0
Relación de vacío crítico	e_{crit}
Límite plástico	LP, Ω_p
Límite líquido	LL, Ω_L
Índice de plasticidad	I_p
Consistencia	β
Índice de consistencia relativa	D_c
Coefficiente de solidificación natural	K_s
Coefficiente de compactación	U
Índice de actividad coloidal	A_k
Índice de sensibilidad de la roca	I_r
<i>Propiedades Acuíferas</i>	
Humedad de hinchamiento	Ω_H
Hinchamiento relativo	H
Coefficiente de almacenamiento	B
Altura capilar en la roca	H_k
Coefficiente de permeabilidad	K_p
Coefficiente de filtración	K_f
Gradiente hidráulico en la roca	I
Límite de presiones	$P_1 - P_2$
Presión hidrodinámica	D_{hid}
Gusto del agua	Q
Velocidad del agua en la roca	v
Longitud del camino de filtración	L
<i>Propiedades mecánicas</i>	
Presión carga	P
Presión máxima	P_{max}
Presión lateral	P_G
Disminución de la presión	$(P_2 - P_1)$
Resistencia	R
Resistencia máxima	R_{max}
Resistencia plástica	R_p
Resistencia a la compresión	R_c
Solidez mecánica	R_m
Esfuerzo normal	σ
Esfuerzo normal efectivo	σ', σ'
Esfuerzos principales	$\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$
Esfuerzos según ejes x, y, z	$\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$
Deformación	λ
Deformación relativa de los ejes x, y, z	$\lambda_x, \lambda_y, \lambda_z$
Deformación absoluta	$\Delta_h, \Delta_l, \Delta_v$
Deformación lineal relativa	$\frac{\Delta_h}{h} \quad \frac{\Delta_l}{l}$
Deformación volumétrica relativa	$\frac{\Delta_v}{v}$

Coefficiente de compresibilidad	a
Coefficiente de compresibilidad relativa	a_0
Coefficiente de asuntio relativo	a_m
Módulo de deformación estática	E
Módulo de deformación dinámica	E_d
Módulo de deformación general	E_0
Grado de consolidación, en por ciento	U
Módulo de Poisson	μ
Coefficiente de consolidación	C_v
Módulo de asentamiento	e_p
Presión de poros	U
Módulo de compresibilidad volumétrica	K_{mult}
Módulo de cizallamiento	G
Coefficiente de consolidación	c
Coefficiente de fricción interna	$f, \tan \varphi$
Angulo de fricción interna	φ
Coefficiente de presión lateral	ξ
Esfuerzo a cortante	τ
Esfuerzo a cortante en un plano que forma el ángulo α con el plano principal mayor	τ_α
Coefficiente de dureza	f_d
Angulo	α
Coefficiente de agrietamiento de las rocas	K_{agr}
Coefficiente de debilitamiento estructural de las rocas	K_{deb}
Coefficiente de ablandamiento 3	K_p

Bibliografía

- BADILLO, J. E., A. R. RODRÍGUEZ: *Mecánica de suelos (I)*. Edición Revolucionaria, La Habana, 1969.
- CAQUOT A. KREISEL: *Tratado de mecánica de suelo*. Interciencia, 1966.
- DASHKO, R. E.: *Conferencias de Ingeniería Geológica I. Ingeniería Petrológica*. Escuela de Geología, Universidad de Oriente, Santiago de Cuba, 1971.
- : *Mecánica de suelos*. Conferencias Escuela de Geología, Universidad de Oriente, Santiago de Cuba, 1972.
- LOMTADZE, V. D.: *Injenernaia Geologia Injenernaia Petrologia*. Editorial Nedra, Moscú, 1970.
- : *Metody Laboratornyj Issledobanii Fiziko-mexanicheskij Svornyj Gornyj Porod*. Editorial Nedra, Moscú, 1972.
- STAGG-ZIENKIEWICZ: *Mecánica de rocas en la ingeniería práctica*. Blume, 1970.
- SOWERS, B. G. F. SOWERS: *Introducción a la mecánica de suelos y cimentaciones*. Edición Revolucionaria, La Habana, 1975.

**Este libro ha sido impreso
por el Combinado Poligráfico
«Evelio Rodríguez Curbelo»
Se terminó de imprimir en el
mes de diciembre de 1982
«Año 24 de la Revolución»**