

1.2.4 Comportamiento de las Rocas

Taype (1976) anotó acerca del comportamiento de las rocas lo siguiente:

- 1.2.4.1 Rocas Metamórficas.-** El grado de compacidad y esquistocidad de las rocas metamórficas está en función de su composición mineralógica y anisotropía. Un contenido de cuarzo produce roca de mayor coherencia y de menor esquistocidad. Comparativamente la esquistocidad y la fisibilidad es mayor en las filitas y pizarras y menor en los esquistos sericiticos-cloríticos, los cuales son ricos en cuarzo tanto como integrante esencial, como en forma de lentes.

Los esquistos afloran en la margen izquierda y parte en la derecha desde Mantacra hasta Anco y el divortium principal de Tayacaja, ocupando por lo tanto una parte de la zona interesada. Las filitas afloran concordantemente sobre los esquistos en los flancos del Mantaro Sur, a largo de una faja comparativamente más delgada. Los colores típicos de las rocas de la serie metamórfica son el color verde en los esquistos y el color negro a gris caracteriza a las filitas y pizarras. Al intemperizarse estas rocas en la superficie y al infiltrarse las aguas superficiales por las fisuras se vuelven inestables y propensas a los fenómenos geodinámicos.

- 1.2.4.2 Rocas Sedimentarias Mitu.-** Aparecen formadas por cantos subredondeados poligénicos en cemento o ligazón parcialmente arcilloso de color morado. Los cantos son de 2-10 cm. de diámetro y fragmentos de otras rocas de la serie Mitu, areniscas arcósicas, lutitas y rocas efusivas. Se presentan en paquetes de decenas hasta centenares de metros de espesor, poco o nada estratificados. Se eliminan y fracturan con facilidad hasta presentarse incoherentes, quebradizos y deleznales. Los conglomerados se encuentran por lo general con areniscas de grano variable. Las areniscas de granulometría variable, de grano grueso a fino, representan fases más difundidas y quizás cuantitativamente la mayor en el grupo Mitu. El color típico es rojo vivo a morado, bien estratificado, con horizontes de 2 a 6 m. de espesor. Estas rocas afloran mayormente en la margen derecha del río Mantaro desde Tablachaca hasta Anco y Mayoc, donde suprayacen a las rocas metamórficas. Las rocas del grupo Mitu tienen una potencia de 1,800 a 2,000 m. en el sector del deslizamiento de Mayunmarca. Estas rocas son las más susceptibles a los fenómenos geodinámicos en los Andes Centrales, debido a la incoherencia y gran plasticidad de las arcillas o lutitas, que al contacto con el agua se expanden fácilmente hasta provocar grandes deslizamientos. A las rocas del grupo Mitu se les asigna una edad Permiana.

1.2.5 Incompatibilidad de las Rocas y Zonas Críticas

1.2.5.1 Incompatibilidad de las Rocas:

Martínez Vargas (1974) estimó que la incompatibilidad de las rocas del grupo Mitu fue favorable para la inestabilidad de los taludes dentro de la secuencia estratigráfica, como las condiciones geológicas estudiadas por Narváez y Guevara (1968), principalmente en las partes altas (Tabla 3), habiendo contribuido la posición estructural del remanente de un flanco del anticlinal, cuya área mostraba intensa fracturación anterior.

Tabla 3

3.- Incompatibilidad de las rocas existentes originadas por:

- 3.1 Estratigrafía de la zona
- 3.2 Característica de las rocas
- 3.3 Sentido de buzamiento
- 3.4 Tectonismo

El buzamiento variable de 30° a 60° en los estratos cuya dirección hacia el valle aumenta la inestabilidad; las características físicas y mecánicas de las rocas que van de las rígidas como las areniscas cuarzosas, semirígidas como las limolitas, a las plásticas como las lutitas etc., han incrementado el estado crítico para generar el movimiento. Es más, la zona está atravesada por una falla regional no activa, pero que ha disturbado la zona por el tectonismo del Terciario.

1.2.5.2 Zonas Críticas:

Martínez Vargas (1974) hizo un análisis del comportamiento de las rocas y la ubicación de zonas críticas- Tabla 4 - dentro de la masa rocosa; plantea que éstas son responsables de las diferentes formas de ruptura, ver la Fig.7. Que debido a la existencia de intensa fracturación en el flanco del anticlinal, se han originado movimientos anteriores con desprendimientos de bloques que contribuyen en los deslizamientos por translación de bloques, conduciendo al estado más crítico en la parte alta, iniciándose de esta forma el fenómeno del deslizamiento-aluvión en el cerro Cussuro, como ocurrió en el año de 1971, Vergara (1973) y Galdos Bustamante (1973).

Tabla 4

2.- Análisis de las zonas críticas:

2.1	Superior	:	Derrumbe por la fracturación intensa en el plegamiento.
2.2	Superficial	:	Deslizamiento por translación de bloques de los estratos inclinados.
2.3	Inferior	:	Discordancia angular.
2.4	Interior	:	Micro-planos de deslizamientos en las lutitas.

Una visión rápida de la zona en los pares aerofotográficos anteriores al fenómeno pone en evidencia cicatrices de muchos deslizamientos ocurridos en la cuenca de recolección del torrente. No se descarta que han contribuido además de los mencionados, movimientos a lo largo de los estratos de limolitas y sobre todo en las lutitas.

1.2.6 Geodinámica de la Región

1.2.6.1 Estabilidad de Taludes

Taype (1976) mencionó que los taludes, declives, vertientes, etc. de la región, debido a los diferentes tipos de materiales que lo conforman, tienen distintos comportamientos a los agentes dinámicos. Por ejemplo, las filitas y esquistos por ser rocas impermeables no permiten la infiltración de agua en las mismas, estando solo limitadas a un discurrimiento superficial; sin embargo, cuando estas rocas se presentan fuertemente fracturadas o fisuradas, el agua de infiltración ocasiona pérdida de cohesión, generando derrumbes y deslizamientos. Las areniscas con intercalaciones de lutitas del grupo Mitu son generalmente rocas permeables; las lutitas al saturarse con agua se expanden y forman masas plásticas constituyendo elementos deslizantes.

1.2.6.2 Agrietamientos

Estos fenómenos estructurales se han identificado en ambos flancos de la quebrada Ccochacay. La ocurrencia del deslizamiento en la zona alcedaña ha generado fuerzas tensionales en las inmediaciones de arranque, provocando de esta manera la formación de agrietamientos. Se ha podido constatar que estos agrietamientos además de afectar la cubierta superficial comprometen al substratum de naturaleza sedimentaria, originando taludes inestables que en las épocas de fuertes precipitaciones pluviales generan derrumbes y otros fenómenos similares.

1.2.6.3 Deslizamientos

Las relaciones establecidas entre los caracteres fisiográficos estructurales y litológicos de la zona afectada, permiten establecer que estos fenómenos geodinámicos han tenido origen en el sector comprendido entre las escarpas de los cerros: Potrero, Vicuñayoc y el centro comunal de Mayunmarca, donde se habría generado un deslizamiento complejo. Este proceso principal habría generado el desequilibrio de las laderas superiores del valle, dando origen a un desplazamiento rotacional del sector sur en las nacientes del valle y diversos deslizamientos de laderas a lo largo de la quebrada Ccochacay.

1.2.6.4 Flujo de Barro

Sobre el deslizamiento descrito se proyectó un considerable volumen de flujo de barro que llevó consigo material grueso proveniente de los derrumbes originados años atrás de los cerros: Cussuro, Potrero y Vicuñayoc. Estos flujos de barro habrían de desplazarse desde los 3,500 m.s.n.m. cubriendo longitudinalmente, a manera de una franja central la pista de deslizamiento, para luego proyectarse irregularmente sobre la presa y quedar limitados por la depresión o cuello pre-existente.

1.2.7 Registro de los Primeros Deslizamientos Ocurridos en el Valle del Mantaro.

Sobre el estrecho río Mantaro, desde aguas abajo de Tablachaca hasta el pueblo de San José de Secce, se han reportado los siguientes deslizamientos, según Hutchinson y Kojan, (1975) como se muestra en la Fig.8.

- Hacia el Norte y Oeste, la superficie del anfiteatro fue y es denominada por su topografía paso de escalera, formada por una serie de bancos y escarpas distribuidos en zonas concéntricas; cada zona está bordeada por escarpas o taludes empinados. Es evidente que esta porción del anfiteatro está bajo una serie de grandes y antiguos deslizamientos rotacionales.

- En 1930 un deslizamiento de escombros tomó lugar en la margen derecha del río Mantaro, en Quichicane, frente a Quicchuas, Defensa Civil (1974).
- El 16 de Agosto de 1945 un considerable deslizamiento de roca ocurrió en la parte Nor-Oeste del talud del Cerro Cóndor-Sencca, en la margen derecha del río Mantaro. El deslizamiento es descrito por Snow (1964).
- En Diciembre de 1960 un deslizamiento fue observado en Chihuanhay, entre La Mejorada y Anco, Kunkel y Kunkel (1963).
- El huayco en Ifuaccoto (km.56 de la carretera Mejorada-Ayacucho), ocurrido el 2 de Mayo de 1971, causando la muerte de 31 pasajeros de un ómnibus, Taype (1976).
- En Enero de 1972, un deslizamiento-huayco de Anco (km.106 de la carretera Mejorada-Ayacucho) Defensa Civil (1974).
- En Noviembre de 1973, agrietamientos y deslizamientos en Mayunmarca, estos fueron precedentes al deslizamiento de Ccochacay, Taype (1976).

1.2.8 El Deslizamiento en la Quebrada Ccochacay

Según Lee y Duncan (1975), el deslizamiento ocurrió el día jueves 25 de Abril de 1974 a las 9.00 pm. hora local. No hubo testigos, aunque se rumoreó que un sobreviviente que cabalgó por la zona fue hospitalizado a consecuencia del shock producido por la espectacular escena.

Datos del Deslizamiento

Volumen total de material deslizado.	$1.6 \times 10^9 \text{ m}^3$
Volumen de material que represó el río.	$1.3 \times 10^9 \text{ m}^3$

Material restante en el valle o lados opuestos al río.	$0.3 \times 10^9 \text{ m}^3$
Longitud de deslizamiento de la escarpa.	7.5 Km
Altura de deslizamiento de la escarpa.	1.9 Km
Duración del deslizamiento.	cerca de 3 min.
Velocidad estimada de deslizamiento.	140 Km/hr

Datos del Escombros de la Presa

Altura del escombros que represó al río.	170 m
Longitud del escombros que represó al río en el cañón.	3.8 Km
Ancho de la cresta del escombros que represó al río en el cañón.	1 Km

Accidentes y Daños

-Personas muertas.	Se estima de 200 a 600 personas.
-Personas evacuadas luego del deslizamiento	2,500 (de 10 centros poblados).

-Carreteras destruidas.	3.8 Km.
-Carretera destruidas por inundación.	30 Km.

Lee y Duncan (1975) presentaron una vista en planta del área de deslizamiento que se muestra en la Fig.8 con referencia a la Fig.5; indica que el área actual fue aproximadamente como el área puesta en peligro indicada por Galdos Bustamante (1973). El pueblo de Mayunmarca fue totalmente acarreado y las haciendas Huaccoto y Ccochacay fueron sepultadas por el deslizamiento de escombros. Las vibraciones causadas por el movimiento del deslizamiento fueron transmitidas como ondas sísmicas y fueron registradas en varias estaciones sismológicas, indicando una duración del movimiento cercana a 3 minutos. De ahí se determinó que la velocidad fue de 140 Km/hora con un recorrido de 7 a 8 Km. La estación de Huancayo no registró sismo alguno durante el período del suceso, tampoco existe reporte en las estaciones de Ayacucho y Pisco. Existen también otras evidencias que indican que se desarrollaron altas velocidades. Al menos en una localidad, sobre la hacienda Huanupata (III) en la Fig.8, el deslizamiento de escombros pareció haberse transportado por el aire. Una gran cantidad de barro se encontró en la parte alta del talud, sobre el lado de la quebrada Tinte (lado opuesto al deslizamiento). Además, el material pareció primero haber fluído hacia la parte alta del talud de la quebrada Tinte. El gran deslizamiento atravesó el río y retrocedió unos 150 a 200 m. hacia su posición final más baja, indicando que el escombros debe haber sido justamente un fluído durante el estado de deslizamiento. Algunos borbotones de arena se encontraron en el escombros cerca de la quebrada Tinte, otra vez, indicando que algún material al menos debe haber licuado durante el deslizamiento con los borbotones de arena, convirtiéndose en escombros consolidado y luego reposar entre dos bancos del río Mantaro. El deslizamiento de escombros represó completamente el río, el cual permaneció seco aguas abajo, sin filtración, hasta que comenzó el rebosamiento el 6 de Junio, después de 42 días de ocurrido el deslizamiento.

Según Hutchinson y Kojan (1975) todas las características dominantes del deslizamiento son mejores descritas como un flujo de escombros-deslizamiento de roca, aunque en detalle la estructura y morfología del deslizamiento es bastante compleja, involucrando varios tipos de deslizamientos y flujos con contrastes de mecanismos y causas. Lee y Duncan (1975) describen figuras como las Figuras 9 y 10 que muestran el área antes y después del evento. La Fig 11 muestra la sección transversal antes y después del deslizamiento. Martínez Vargas (1974) confeccionó en base al análisis del mosaico aerofotográfico, un croquis de la evolución del deslizamiento-aluvión. ver la Fig. 12.

1.2.8.1 Causas del Deslizamiento

Los factores favorables para la ocurrencia de este fenómeno, fueron según Galdos Bustamante (1975):

- a) El deslizamiento se habría originado por la sobresaturación y pérdida de la cubierta detrítica, como resultado de las fuertes infiltraciones provenientes de las aguas de lluvia, lagunas Minascocha, Yanacocha y del río Pumaraura.
- b) La fuerte erosión regresiva sobre el material pobremente cementado (estudio realizado por el Ing. Galdos en 1973), dando origen a quebradas profundas de laderas muy inestables.
- c) El proceso de los fenómenos geodinámicos se habría iniciado con un asentamiento-deslizamiento de la terraza ocupada por el pueblo de Mayunmarca, esto es entre los 3,000 y los 3,450 m.s.n.m.
- d) El contacto entre las areniscas del grupo Mitu y los esquistos sericíticos del grupo Excelsior estaría en los 3,450 m.s.n.m., sector ocupado por el antiguo frente de flujos de lodo.
- e) El desequilibrio producido por el deslizamiento de las terrazas de Mayunmarca generó en forma instantánea deslizamientos rotacionales en ambas laderas del valle y el desplazamiento de un gran volumen de flujo de lodo procedentes del sector medio entre las cotas de los 3,500 y 3,900 m.s.n.m.
- f) Subsecuentemente se habrían de producir numerosos derrumbes y deslizamientos tipo losa, procedentes de los cerros Cussuro y Vicuñayoc. El asentamiento-deslizamiento inicial se habría producido entre la cubierta del sustrato rocoso.
- g) Las fuertes precipitaciones pluviales de la región, producidas entre Octubre y Marzo, delimitando la resistencia de los materiales aluviales incoherentes y del sustrato sedimentario.
- h) La existencia de grietas y escarpas escalonadas inestables en el círculo de la zona de arranque, que comprometieron el sustrato compuesto de areniscas, conglomerados, arcillas, etc.
- i) El buzamiento a favor de la pendiente, o sea hacia el río Mantaro, del sustrato sedimentario.
- j) El fracturamiento intenso de las rocas de los grupos Mitu y Excelsior, a causa de una falla transversal al río Mantaro y a lo largo de la quebrada Ccochacay.
- k) Pendiente del terreno y potentes acumulaciones del material cuaternario en taludes de 45 a 60 grados.

- l) La existencia de niveles lutáceos y arenosos intercalados (grupo Mitu).
- m) Afloramientos de la napa freática.
- n) El aumento de peso por sobresaturación.
- o) Lubricación de planos potenciales de deslizamientos.
- p) La alteración y alterabilidad de las rocas.
- q) Movimiento regional y local: levantamiento andino, zona de falla.
- r) El régimen de aguas subterráneas: filtraciones, contenido de humedad y ataque químico de las rocas, presión de poros en las fracturas.
- s) Régimen de lluvias: escorrentía, erosión.

Asimismo se estima que existía en Mayunmarca la presencia de depósitos sedimentarios, suelos saturados y con evidencia de movimientos. Se destaca que el régimen de lluvias correspondiente a los meses de Enero, Febrero y Marzo facilitó el deslizamiento de una zona altamente disturbada, donde el agua se infiltró, humedeció, saturó y presionó las rocas en sus fracturas, llevando al colapso una masa de suelos y rocas que finalmente originó el aluvión que represó el río Mantaro.

1.2.8.2 Análisis de la Mecánica del Deslizamiento

Durante su viaje de inspección, Lee y Duncan (1975) escucharon varias teorías e hipótesis concernientes a la causa, naturaleza y mecanismo del deslizamiento. La posibilidad de que fuera causado por un sismo local ha sido descartada por Berrocal (1974); se ve que se requiere la existencia de un efecto sustancial de agua en el suelo. El exceso de agua y la presión en los poros no son inmediatamente obvios

Galdos Bustamante (1973) expresó que una significativa fuente de exceso de agua en los poros podría haber venido de los ríos y lagos de las montañas cercanas al deslizamiento. Otros pensaron que la precipitación y el drenaje local podrían haber proporcionado suficiente agua a los poros para causar el deslizamiento.

El deslizamiento ocurrió el 25 de Abril al final de la estación de lluvias, cuando el suelo acumuló gran cantidad de agua y la escorrentía local de los alrededores de la colina en el área de Ccochacay habría sido la más grande durante el año. El agua pluvial asociada con el conocimiento marginal de estabilidad como reportó Galdos Bustamante (1973), fue probablemente la causa suficiente para el deslizamiento.

En el estudio de los sismogramas registrados durante el deslizamiento (Berrocal 1974), se indicó que 3 etapas diferentes de movimiento estuvieron presentes, sugiriendo 3 etapas en el desarrollo del deslizamiento; en otras discusiones se sugirió que el deslizamiento total no fluyó como una simple masa, sino en 3 diferentes bloques.

De acuerdo a Taype (1976), el deslizamiento tiene la forma de un rectángulo irregular con una longitud aproximada de 6 Km., un ancho promedio de 1 Km. y un espesor aproximado de 100 a 150 metros. La superficie tiene una pendiente promedio de 30°. La mecánica del deslizamiento presenta las siguientes características:

- a) La zona de arranque comienza al pie del cerro Cussuro, en la cota 4200 m.s.n.m., donde existen una serie de grietas tensionales y escarpas con saltos de 12 a 15 m. de altura y con aberturas de 1.5 a 2.0 m., que se encuentran localizadas en forma de un semicírculo en el tope de la cuenca de recepción. Esta masa se desplazó pendiente abajo, fragmentándose en su trayecto los materiales rocosos, la cubierta detrítica y el sustrato sedimentario de la formación Mitu.
- b) En el sector del plano de deslizamiento se desplazaron todo tipo de materiales, arrastrando las masas rocosas de los flancos de la quebrada con un volumen aproximado de $1.6 \times 10^9 \text{ m}^3$, dejando a lo largo de los 6 Km. una superficie lisa y pulida con una serie de ondulaciones. Se estima en 140 Km/hora la velocidad con que se movilizó el material desde la zona de arranque hasta el cauce del río Mantaro.
- c) En el sector de acumulación, los materiales del deslizamiento colmaron el cauce del río Mantaro (2600 m.s.n.m.), formando montículos aislados y depresiones. Los materiales acumulados fueron mezclas de bloques de rocas de dimensiones considerables, bloques medianos de areniscas y gravas, limos, lodos y troncos de árboles, formando en su conjunto una masa conglomerádica de 4 Km. de longitud con un ancho de 1.5 Km. y una altura de 170 m.

El análisis de la mecánica del deslizamiento mostró que el deslizamiento en la quebrada Ccochacay fue mixto y del tipo transicional o progresivo y que tuvo dos fases:

- Desplazamiento del sustrato sedimentario que llegó hasta la quebrada Tinte, alcanzando una altura de 400 a 500 m. como se pudo observar en las huellas dejadas por el impulso del material; luego los materiales deslizados regresaron al lecho del río Mantaro para rellenar el cauce

- Desplazamiento de la cubierta superficial o material aluvial por efectos de sobresaturación, acumulándose mayormente en la margen derecha del río.

Tanto en la margen derecha como en la izquierda se distinguió una gran diferencia de los materiales en su colocación y distribución granulométrica. Actualmente existe sobrecarga de materiales en ambos flancos de la quebrada Ccochacay, observándose en el flanco derecho escarpas escalonadas con saltos de 12 a 15 metros de altura en estado inestable con proceso de desprendimiento; igualmente en el tope del deslizamiento se notaron agrietamientos y escarpas activas.

1.2.8.3 El Posible Mecanismo de Deslizamiento

El perfil longitudinal del deslizamiento consistió esencialmente de un talud inclinado hacia atrás (back slope) y hacia adelante (forward slope) de 25° y 10° respectivamente, sobre los cuales el escombros se dispersó a gran velocidad. Esta geometría cóncava bilineal, de gran significado en relación al movimiento de la masa, fue enfatizada por Hutchinson y Bhandari (1971).

Hutchinson y Kojan (1975) mencionaron que es claramente cierto que la falla inicial tiene la forma de un deslizamiento de roca a lo largo del plano de estratificación sobre el talud hacia atrás del anfiteatro de Ccochacay. Este deslizamiento tomó lugar oblicuamente a la línea del talweg principal de la quebrada de Ccochacay, como se graficó sobre el talud de 35°.

También mencionaron que el volumen de flujo de escombros se movió en estado seco. Entonces, ¿Cómo fue la naturaleza del fluido o fluidos que ocuparon los intersticios del material en movimiento?, los volcanes de arena y limo proporcionaron la evidencia de excesos de presiones de agua en los poros, pero estos rasgos se han encontrado únicamente en dos localidades cercanas al margen en la parte norte del pie del flujo, donde el agua involucrada podría haber sido derivada del río Mantaro.

En vista del considerable aumento de volumen en los poros del escombros que habría ocurrido cuando el deslizamiento de roca del talud retrocedió e impactó violentamente en la parte frontal del talud y la predominante apariencia seca del escombros, es más probable que la mayoría de sus vacíos habrían sido rellenados por aire o vapor, antes que por agua. A causa de las altas velocidades y la enorme energía del movimiento de escombros, es también de esperarse que fueron generadas altas temperaturas.

1.2.8.4 Embalse del Lago por el Deslizamiento

Hutchinson y Kojan (1975) muestran en la Fig.13 los datos sobre el ascenso del nivel del agua en el embalse cuando ocurrió el deslizamiento el 25 de Abril de 1974 y el desembalse el 8 de Junio del mismo año. El promedio de ascenso entre el 5 y 30 de Mayo fue de 2.2 m/día. Los deslizamientos de escombros tomaron lugar en las márgenes del río durante el llenado del lago; la mayor parte de la carretera entre Tablachaca y Huaccoto que sigue la margen izquierda del río ha sido destruida. Se observó previo al rebosamiento, niveles de oleaje entre 1.00 y 1.50 m. como resultado de deslizamientos ocurridos en las márgenes del río.

El volumen total de agua acumulada ha sido calculado por Defensa Civil en alrededor de $670 \times 10^6 \text{ m}^3$. El lago formado se extendió cerca a 30 Km. aguas arriba de la presa natural y distante de 1 a 2 Km. de la represa de Tablachaca.

1.2.8.5 Rebosamiento y Rompimiento de la Presa

El primer escurrimiento de agua sobre la cresta de la presa tuvo lugar en la mañana del 6 de Junio. No hubo evidencia de filtración o socavación a través de la presa. La descarga aumentó ligeramente el 7 de Junio, pero el principal rebosamiento y la consecuente rotura tuvo lugar el día 8 de Junio, 44 días después que el río Mantaro fue bloqueado.

Hutchinson y Kojan (1975) establecieron que la situación general indicada probablemente era correcta, pero su detalle sería visto con cautela, como estima la descarga pico. El 8 de Junio a la 1.00 pm. alcanzó la máxima descarga, el máximo nivel alcanzado por el almacenamiento de agua es marcado claramente en el talud sobre el lado derecho de la parte alta; la profundidad del cañón fue erosionado, ocasionando el correspondiente descenso del nivel del lago. La observación, aguas abajo de la presa, de la naturaleza uniforme de los lados del cañón, indica que el material en esta localidad es homogéneo.

También estimaron que el corte en la garganta parece haber sido afectado principalmente por la erosión sobre el talud aguas abajo de la presa; proceso retrogresivo desde el pie hasta la cresta. Este proceso no únicamente creó el cañón por la parte superior de la presa natural sino también resultó en la deposición de un grueso depósito de material aluvional fuera del cauce aguas abajo.

Lee y Duncan (1975) presentaron un mapa describiendo los tipos de daños causados en varias localidades, ver Fig. 14.

1.2.8.6 Descenso del Lago

Según Hutchinson y Kojan (1975), la velocidad de descenso de la laguna luego del rebosamiento y la subsecuente rotura, se muestra en la Fig.13. La máxima velocidad de descenso se alcanzó entre el 8 y 9 de Junio, con una velocidad aproximada de 40 m/día. Además, los deslizamientos alrededor del perímetro de la laguna ocurrieron durante el descenso. Se evacuaron aproximadamente 2,500 personas que vivían en las márgenes del lago, en una extensión de 3 Km., por Defensa Civil como precaución contra el peligro de fallas frescas o reactivaciones de antiguos deslizamientos.

1.2.8.7 Efectos Aguas Abajo

Hutchinson y Kojan (1975) anotaron que los eventos aguas abajo de la presa natural siguiendo a la rotura fueron escasos. Los habitantes del Valle del Mantaro fueron evacuados de áreas menores de 200 m. en altura vertical encima del río, y no hubo pérdidas de vida durante su paso. Muchos suelos agrícolas, hogares, carreteras de longitud considerable y algunos puentes fueron destruidos. Grandes volúmenes de material aluvional se depositaron en el cauce del río Mantaro, hacia aguas abajo de la presa y por muchos kilómetros. Esto llevó al desarrollo de amplios canales en forma de trenzas; la erosión llevó a muchos deslizamientos usualmente de pequeño a moderado tamaño. Las alturas de inundación se presentan en la Tabla 5. Se estimó que la velocidad inicial de crecida varió entre 15 y 30 Km/hora.

Tabla 5

Alturas estimadas, Hutchinson y Kojan (1975)

Distancia aproximada	Lugar	Altura	Fuente
Aguas abajo de la presa (Km)		estimada	
15	Esmeralda	35	Defensa Civil
45	Mayocc	10-12	Defensa Civil
100	Central Hidroeléctrica del Mantaro.	20	Binnie y Partners